

6. Über die Geologie der zentralschwedischen Hochgebirge.

Von

Gustaf Frödin.

(Hierzu die Karte Pl. VI.)

Inhaltsverzeichnis.

	Seite.
Einleitung	58
I. Die autochthone Unterlage der Hochgebirgsschiefer	63
Die Mullfällantiklinale	63
Die Reichsgrenzantiklinale	67
II. Die Tektonik innerhalb der Randzone des Tännforsfeldes 71	
Die östliche Randzone des Tännforsfeldes	73
<i>Der Abschnitt zwischen Dufed und Nordhallen</i>	73
<i>Der Abschnitt zwischen Nordhallen und dem Nordende des Häggsjön</i>	80
<i>Der Abschnitt zwischen dem Nordende des Häggsjön und dem St. Rensjön</i>	83
<i>Der Abschnitt längs der Ostseite des St. Rensjön nordwärts bis zum Anjan</i>	84
<i>Der Forsaberget</i>	90
<i>Der Abschnitt vom Forsaberget südwärts bis zum Kösjön</i>	95
Die südliche Randzone des Tännforsfeldes	97
Die westliche Randzone des Tännforsfeldes	104
Die nördliche Randzone des Tännforsfeldes	113
Rückblick auf die Tektonik in den Randzonen des Tännforsfeldes	116
III. Über die Tektonik ausserhalb des Tännforsfeldes	119
Der Komplex des Anjeskutan	119
<i>Das Konglomerat von Sandnäs</i>	122

	Seite.
Der Komplex des Åreskutan.....	131
<i>Die westliche Seite des Komplexes</i>	131
<i>Die östliche Seite des Komplexes</i>	136
Der grosse südjämtländische Seveschieferkomplex.....	140
<i>Das Sparagmitschiefergebiet in Südjämtland und Nord- härjedalen</i>	141
Die Tektonik des Gebietes	141
Die geologische und tektonische Stellung des Sparagmitschiefergebietes im Verhältnis zu den angrenzenden Åreschieferkomplexen.....	152
IV. Rückblick auf die Tektonik im zentralschwedischen Faltungsgebiet	157
V. Zur Frage der Genesis der zentralschwedischen Åreschiefer	162
VI. Über das genetische Verhältnis zwischen den Åre- und Kölischiefen	172
VII. Über die Natur der kaledonischen Massenverschiebungen im zentralschwedischen Faltungsgebiet	177
VIII. Über Faltungsphasen und Faltensysteme	189
Literaturverzeichnis	194
Verzeichnis der Tafeln und Figuren	196

Einleitung.

»Der Naturforscher muss einsehen,
dass seine Arbeit nur eine Wanderung
ist von einem Irrtum zu einem anderen,
freilich mit dem Bewusstsein, der Wahr-
heit immer näher zu kommen.«

E. SUESS,
Das Antlitz der Erde.

Gerade ein Vierteljahrhundert ist verflossen, seit A. E. TÖRNEBOHM in seiner monumentalen Monographie über den Gebirgsaufbau Zentral-skandinaviens im Jahre 1896 seine kühne Überschiebungstheorie entwickelte (36). Nach seiner Überzeugung war damit eine endgültige Lösung der vielen, rätselhaften Widersprüche in der Geologie des Hochgebirges gewonnen. Gleichzeitig schloss damit ein für unsere gebirgsgeologische Forschung bedeutungsvoller Zeitabschnitt, gekennzeichnet durch eine intensive und vielseitige Pionierarbeit einer Anzahl schwedischer Geologen, A. ERDMANN, D. HUMMEL, A. E. TÖRNEBOHM, N. O. HOLST, F. R. SVENONIUS, A. G. HÖGBOM und anderer, unter welchen jedoch TÖRNEBOHM's Persönlichkeit den Mittelpunkt bildet. Seitdem sind keine umfassenderen und planmässigeren, in das skandinavische Gebirgsproblem

eingreifenden Untersuchungen innerhalb der südlichen Gebirgszüge Schwedens betrieben worden.

Abgesehen von dem härjedalischen Sparagmitgebiet kann die Tektonik in unseren südlichen Gebirgszügen rein empirisch als im grossen und ganzen ziemlich einfach betrachtet werden. Auf der stark gefalteten und zusammengesobenen, aber wenig metamorphen Silurformation¹, welche die unmittelbare Fortsetzung des weitgestreckten, ziemlich normal gebauten zentraljämtländischen Silurfeldes um den Storsjön nach Westen bildet, ruht ein mächtiger Formationskomplex von flacher abfallenden, kristallinen Schiefen, den sogen. Åreschiefern, welche im wesentlichen aus Glimmerschiefern, Gneisen und Amphiboliten, nebst eine mehr untergeordnete Rolle spielenden, kristallinen Kalksteinen und Myloniten, bestehen. Die letzteren gehören im allgemeinen den Basalzonen an. Ausnahmsweise sind Amphibolite beobachtet worden, welche in Intrusivgesteine diabasischen oder gabbroiden Charakters übergehen, während dagegen saure Eruptivgesteine praktisch genommen nicht bekannt sind. Auf diesen Åreschiefern ruht schliesslich innerhalb gewisser Gebiete diejenige Serie von Phylliten, Glimmerschiefern u. a., welche unter dem Namen Kölischiefer oder westliche Silurfazies zusammengefasst zu werden pflegen, seit alters am besten bekannt aus dem sogen. Tännforsfeld im Westen Jämtlands.²

Die geologische und tektonische Stellung der Åreschiefer hat immer eine der bezüglich des Gebirgsproblem es im Mittelpunkt stehenden Fragen gebildet. Schon frühzeitig kam man in Norwegen zu dem Schlusse, dass gewisse, mit den Kölischiefen des Tännforsfeldes offenbar äquivalente Schieferkomplexe in dem sogen. Trondhjemfeld auf Grund von Fossilfunden innerhalb nächst überlagernder Horizonte in kambrisches und möglicherweise untersilurisches Alter versetzt werden müssen. Auf schwedischer Seite dagegen hatten die Untersuchungen in jener Zeit, den 70^{er} und 80^{er} Jahren, gezeigt, dass die Åreschiefer, unter anderem die des Åreskutan, normal auf dem fossilführenden Obersilur ruhten, aber gleichzeitig ihrerseits von den vorerwähnten Kölischiefen des Tännforsfeldes überlagert wurden. Die Verwirrung war also vollständig, und die Lösung des Gebirgsproblem es lag nach allem zu urteilen ferner als je.

Seit TÖRNEBOHM gefunden hatte, dass die als präkambrisch angesehenen Sparagmite und Sparagmitschiefer in Härjedalen und Südjämtland gegen Norden allmählich in gewisse, zu dem unteren Teil der Åreschiefer gehörende Glimmerschiefer übergehen, mit welchen sie also parallelisiert werden sollten, und weiter darauf hingewiesen hatte, dass eine mit den Åreschiefern petrographisch gleichwertige Gesteinsreihe an vielen Stellen

¹ Da Kambrium, Untersilur (Ordovicium) und Obersilur (Gotlandium) als eine geologische Einheit hier auftreten, werden sie der Kürze wegen im folgenden, wenn nicht anders angegeben, unter dem weiteren Begriff Silurformation oder Silur zusammengefasst.

² Um sich eine kurzgefasste Übersicht über die Geologie der hierher gehörigen Gebiete zu verschaffen, mag hingewiesen werden auf 23 b, 24, 25.

sich zwischen die untersten Schieferhorizonte des Trondhjemfeldes (dessen wahrscheinlich kambrisches Alter und Äquivalenz mit den schwedischen Kölischiefen vorhin gezeigt worden ist) und das eigentliche Grundgebirge einschiebt, während dieselben Åreschiefer im Osten nirgends eine solche normale Lage einnehmen, war seine Ansicht die, dass die Widersprüche des Gebirgsproblemcs auf dem Vorhandensein durchgreifender, tektonischer Umwälzungen und Überschiebungen von bis dahin ungekannter Grössenordnung beruhen.

Diese Überschiebungstheorie TÖRNEBOHM's, zu deren Ausgestaltung und Entwicklung HÖGBOM sehr viel beigetragen hat, besagt, dass die Åreschiefer ein präkambrischer Formationskomplex sind, dessen Lage auf dem zentraljämtländischen Silur im Osten abnorm und durch Überschiebungen hervorgerufen ist, wobei die normal auf den Åreschiefern ruhenden Kölischiefer, welche als zu einem anderen Sedimentationsgebiet der westlichen, abnormen Facies gehörig angesehen werden, auch an dem Prozess teilgenommen haben und nach Osten auf das zentraljämtländische Silurfeld transportiert worden sind, wo sie nun als zerstreute Felder vorkommen. Die Wurzellinie zu dieser als einheitlich betrachteten Überschiebungsdecke verlegte TÖRNEBOHM an den östlichen Rand des Trondhjemfeldes oder mit anderen Worten ungefähr längs der Grenze zwischen Schweden und Norwegen. Das bedeutet, dass die Überschiebungsgrösse, rechtwinklig gegen die Längsachse der Gebirgskette gerechnet, mindestens 140 km erreichen würde.

Das Ziel, das TÖRNEBOHM durch die Aufstellung seiner grossen Überschiebungshypothese erstrebt hatte, nämlich ein Ausgleich der bis dahin unvereinbaren schwedischen und norwegischen Auffassungen der Gebirgstektonik, schien nun erreicht zu sein. Aber nur für eine Zeitlang. Weitere Erfahrungen, besonders in Südwest-Norwegen, haben nämlich dahin geführt, dass der auch dort auf fossilführendem Silur ruhende, kristallinische Formationskomplex, welcher tektonisch und teilweise auch petrographisch mit den zentraljämtländischen Åreschiefern äquivalent ist, der Hauptsache nach nicht als eine überschobene, präkambrische Formation betrachtet werden kann, sondern als von gewaltigen, kaledonischen Eruptivmassen intrudierte, mehr oder weniger metamorphe Silurablagerungen ausgelegt werden muss. Im Anschluss an diese norwegischen Erfahrungen sind in der letzten Zeit gleichartige Ansichten auch betreffend der Altersfragen und der Tektonik des östlichen Randes der Gebirgskette im schwedischen Lappland ausgesprochen worden.

Die Widersprüche in der Auffassung der Gebirgstektonik im südwestlichen Norwegen und dem zentralschwedischen Gebiete sind auf diese Weise zur gleichen, unhaltbaren Lage zurückgeführt worden, wie vor vierzig Jahren, umso mehr, als man auf norwegischer Seite sich allgemein zu TÖRNEBOHM's Ansicht, dass präkambrische Åreschiefer die kambrischen Bodenbildungen des Trondhjemfeldes unterlagern, ablehnend verhalten hat.

Einen Zweifel an der Richtigkeit der Ideen TÖRNEBOHM's, soweit sie die Tektonik innerhalb des zentralschwedischen Überschiebungsgebietes berührten, gab es kaum bei mir, als ich im Sommer 1910 dort eine quartärgeologische Arbeit begann. Auf Grund verschiedener Umstände stellte ich meine ersten Wanderungen gerade auf den tektonisch so eigentümlichen und mit der Überschiebungshypothese so wenig harmonierenden Gegenden um den Anjan an. Die Beobachtungen bezüglich der Gesteine und Tektonik, die ich dabei machte, erregten meine besondere Aufmerksamkeit und veranlassten mich, nachdem die genannte Arbeit 1913 in der Hauptsache beendet war, wieder ins Gebirge zu ziehen, und so geschah es dann Jahr um Jahr. Der Versuch, den ich schon im Anfang unternahm, das Offerdalskonglomerat auf eventuell darin enthaltene, postsilurische Gesteine zu untersuchen, führte nicht zu dem raschen und direkten Resultat bezüglich der Altersfrage der diskutierten Gebirgsschiefer, wie ich gehofft hatte (4). Es wurde daher notwendig, die Untersuchungen auf eine wesentlich breitere Basis zu stellen und den grösseren Teil des durch TÖRNEBOHM's Arbeiten klassisch gewordenen zentralschwedischen Gebietes einer erneuten Revision zu unterziehen.

Die Notwendigkeit, diese Untersuchungen soweit im einzelnen zu betreiben, als es die komplizierte Natur des aktuellen Problemcs verlangte, war mir von Anfang an klar, sowie auch der Umstand, dass eine solche Aufgabe, gleichförmig durchgeführt, die Kräfte einer einzelnen Person infolge der Ausdehnung des Gebietes weit übersteigen würde. Es hat aus diesen Gründen nur in Ausnahmefällen von einer Spezialkartierung im grossen Massstab die Rede sein können. Wie wünschenswert eine solche über das ganze Gebiet auch gewesen wäre, musste das hauptsächlichste Interesse auf gewisse, mehr kritische und nach allem zu urteilen, besonders ausschlaggebende Gebiete gerichtet werden.

Den auf Norddalarna, Härjedalen und Südjämtland fallenden schwedischen Teil des grossen zentralskandinavischen Sparagmitfeldes habe ich schon früher im Druck behandelt (5). Die folgende Darstellung wird sich daher ausschliesslich auf die Region der zentralschwedischen Gebirgsschiefer und die allgemeinen Züge der Geologie des Hochgebirges beziehen. Meine Aufgabe habe ich mir im wesentlichen rein tektonisch und allgemeingeologisch gestellt. Die exklusiv petrographischen Detailörterungen und Beschreibungen haben daher zurückstehen müssen, und nur in dem Masse, als sie wegweisend oder besonders belehrend für die Erklärung der tektonischen Probleme sein konnten, sind sie Gegenstand der Behandlung geworden. Bei der Ausarbeitung ist indessen der grösste Teil des in Schweden auf verschiedenen Instituten zugänglichen, älteren Dünnschliffmaterials untersucht worden, wozu ausserdem ein- bis zweihundert neue Dünnschliffe verfertigt worden sind.

Aus ökonomischen Gründen musste ich völlig von chemischen Analysen absehen, wie beleuchtend solche auch in vielen Fällen vermutlich gewesen wären. Ebenso haben die gegenwärtigen ökonomisch be-

sonders belastenden Buchdruckverhältnisse natürlich die grösstmögliche Begrenzung erfordert. Der rein beschreibende Teil hat daher in erster Linie die Einschränkung erfahren, was im besonderen nicht nur von den mikroskopischen Gesteinsbeschreibungen, sondern auch von geschichtlichen und referierenden Hinweisen und Vergleichen mit anderen Teilen der skandinavischen Gebirgskette gilt.

Wie wünschenswert eine in grossem Massstab vorliegende, mehr umfassende Übersichtskarte über das Gebiet gewesen wäre, musste von einer solchen dennoch aus den angeführten Gründen zugunsten der hier angewendeten Reproduktionsweise abgesehen werden. Nur die grossen, leitenden Grundzüge des Gebirgsbaues treten hierdurch hervor, während die wichtigeren tektonischen Einzelheiten, auch bei einem etwas grösseren Massstab, nicht zu ihrem Recht gekommen wären. Diesem Mangel glaubte ich in gewissem Masse abhelfen zu können, indem ich in dem Text repräsentative und, so weit als möglich, allgemeingültige Profile für jeden besonderen Teil des Gebietes bringe.

Diese Arbeit ist dem Andenken an Professor A. E. Törnebohm, den hervorragenden Bahnbrecher auf dem Gebiete der schwedischen Hochgebirgsforschung in Dankbarkeit und Ehrfurcht zugeeignet. — Es ist mir auch eine liebe Pflicht, ausser einer dankbaren Anerkennung für ökonomische Unterstützung von verschiedenen Instituten, meinem lieben und verehrten Lehrer Professor Dr. A. G. HÖGBOM meine tiefgefühlte Dankbarkeit und Erkenntlichkeit für alle die klarlegenden und anregenden Diskussionen und Gespräche auszusprechen, bei welchen ich Gelegenheit hatte, aus seiner reichen Erfahrung in der Hochgebirgsgeologie Nutzen zu ziehen. Zu grossem Dank bin ich ferner Prof. Dr. HJ. SJÖGREN verpflichtet für die Veröffentlichung der Abhandlung in dieser von ihm herausgegebenen Zeitschrift.

Ich selbst bin mir dessen sehr wohl bewusst, dass die von mir hier vorgelegte Betrachtungsweise, ebensowenig wie irgend eine andere Hypothese, den Anspruch erheben kann, als hinlänglich bewiesen zu gelten, oder dass sie eine endgültige Erklärung eines komplizierten und vielverlockenden Problemes wäre, sondern vielmehr als eine bis auf weiteres denkbare Kombination des bisher vorhandenen, begrenzten Beobachtungsmateriales betrachtet werden muss.¹

¹ In seinen Hauptzügen ist der Inhalt der vorliegenden Abhandlung der Geologischen Sektion in Upsala in einer Anzahl von Vorträgen in den Jahren 1917—1921 vorgelegt worden, worüber das Protokoll der Sektion nähere Aufschlüsse enthält (siehe auch **6 a**, **6 b**).

In der von A. G. HÖGBOM vor kurzem umgearbeiteten Beschreibung über Jämtlands Län sind ebenfalls gewisse Teile meines Beobachtungsmateriales zur Anwendung gelangt (**23 b**, S. 6).

I. Die autochthone Unterlage der Hochgebirgsschiefer.¹

In mehreren Gebieten Zentraljämtlands, in denen die Denudation stärker als gewöhnlich gearbeitet hat, oder wo die autochthone Unterlage der Gebirgsschiefer eine ungewöhnlich hohe Lage einnimmt, ist diese Unterlage in Form von Fenstern blossgelegt worden, in welchen nicht bloss das Silur, sondern auch dessen Unterlage von Porphyren, Graniten u. a. an den Tag tritt. Gewöhnlich haben diese Fenster den Charakter mehr oder weniger tief erodierter Antiklinalen.

Die Mullfjällantiklinale.

Diese bekannteste der zentraljämtländischen Antiklinalen bildet eine 60—70 km lange, topographisch gut markierte Gebirgsstrecke, welche vom Anjan im Norden über den Indalsälk nach Süden hinunter zum Ottsjön streicht. Ihre zentralen Teile bauen sich hauptsächlich aus graurot-gelb-

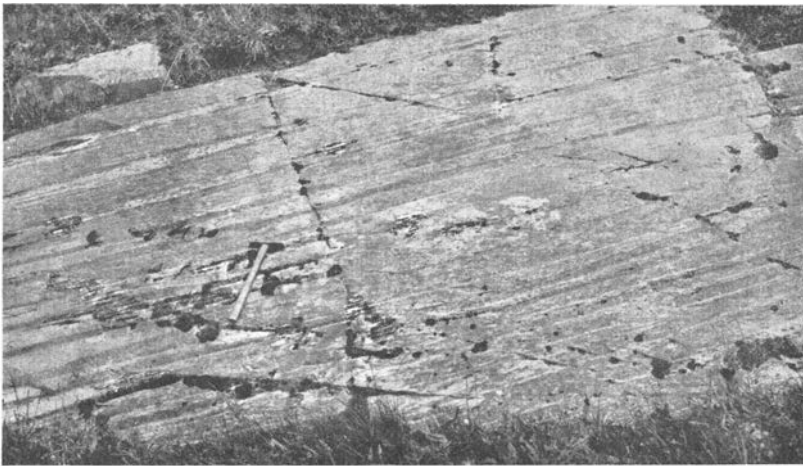


Photo. G. Frödin 1916.

Fig. 1. Bandförmig mylonitisierter Porphyr; Mullfjället, Dufed.

grauen Porphyren auf, oft ziemlich gleichförmig, manchmal auch bandweise kataklastisch verschiefert (Fig. 1), unter Bildung von Serizit, Epidot, Klinozoisit, Chlorit, Leukoxen, Kies, Calzit u. a. Die Sparsamkeit an

¹ Unter dem Namen Hochgebirgsschiefer oder Gebirgsschiefer werden im folgenden Köli- und Seveschiefer zusammengefasst, also auch die zu den Seveschiefern gehörenden kristallinen Åreschiefer.

dunklen Mineralen von unzweifelhaft primärer Natur ist augenfällig. Auf Grund von Druckwirkungen sind die ursprünglichen Mikrostrukturen der Grundmasse selten deutlich erhalten, ausnahmsweise wurden jedoch mikro-poikilitische, sphärolitische und fluidale Strukturzüge wahrgenommen. In gewissen Gegenden, z. B. unmittelbar nördlich Dufed, kommen reichlich bis walnussgrosse, linsenförmige oder ellipsoidische Quarz-Feldspataggregate oft mit deutlich schalenförmigem Bau und von wahrscheinlich lithophysartiger Natur vor. Südwestlich von Hamburg beim Kallsjön und anderswo wechseln Bänke von typischem Porphyry mit solchen von breccienartiger Beschaffenheit, möglicherweise gepresste tuffartige Bildungen darstellend.¹ Manchmal nimmt die primär gewöhnlich feinkörnig-felsitische Grundmasse ein gröberes Korn an. Solche mehr gleichkörnigen Modifikationen treten anscheinend regellos als kleinere Gebiete oder Partien oder als Schlieren, Bänder und Linsen im Porphyry, bald peripherisch in der Nähe der Kontakte gegen das Silur, bald wieder in den mehr zentralen Teilen auf. Besonders im Norden, zwischen dem Anjan und dem Kallsjön, sind normal-körnige granitische oder syenitische Gesteine ziemlich gewöhnlich.

Gemeinsam für die Gesteine mit Porphyrystruktur in dem Gebiete ist der fast vollständige Mangel an Quarz-Einsprenglingen. — Die Feldspat-Einsprenglinge variieren beträchtlich von einem Gebiet zum andern, von ausschliesslich saurem Plagioklas bis fast reinem Kalifeldspat mit Zwischenformen von wechselnder antiperthitischer und perthitischer Zusammensetzung. Diese Veränderungen der Feldspate sowohl bei den porphyrischen wie bei den granitstruieren Gesteinen sind im folgenden ausführlicher berührt worden, wobei zu merken ist, dass die besonderen Gesteinstypen in der Regel durch deutliche Übergänge mit einander gebunden erscheinen.

Das peripherisch um die Mullfjällantiklinale liegende Silur überlagert mit normalen Sedimentationskontakten die nun angeführten, zentral gelegenen Eruptivgesteine. Die dazwischenliegende, fossile, subkambrische Verwitterungszone weist die in diesen Gebieten von Fennoskandia gewöhnliche mechanische und chemische Auflockerung und Zersetzung auf (4) und erreicht gewöhnlich eine Tiefe von einigen Metern (Fig. 2). Die an solche Bildungen gebundenen Kies- und Limonitimpregnierungen, sowie Bodenbreccien und daran angeschlossenen Basalkonglomerate, wurden in einer Anzahl Gegenden beobachtet, so auf Rekhufvud westlich vom Ottsjön, auf der südlichen Seite des Åretals gegenüber Dufed, längs des östlichen Fusses des Mullfjället gegen das Tal des Ullån, zwischen dem St. Rensjön und dem Kallsjön u. s. w.

Ausser Konglomeraten und Breccien gehören zu den Bodenbildungen des Silurs gewöhnlich mehr oder weniger feldspatführende Sandsteine und Quarzite, oft als dunkle und helle Sparagmite von einer bedeutenden

¹ Hiermit sind also nicht Bildungen gleicher Natur gemeint, wie die von TÖRNEVONM beschriebenen Brecciegesteine nördl. von Dufed (36, S. 124), welche, soweit auch ich finden konnte, rein dynamischer Herkunft sind.

Mächtigkeit und Ausbreitung ausgebildet. Wie weiter unten in der Lokalbeschreibung durch eine Anzahl von Beispielen erhellt wird, schliessen sich diese sparagmitischen Bildungen in Bezug auf ihren petrographischen Charakter in bestimmten Fällen qualitativ und quantitativ so nahe an die angrenzenden Teile der Grundgebirgsunterlage an, dass ein genetischer Zusammenhang unzweifelhaft scheint. Begreiflicherweise ist auch nicht zu erwarten, dass Sedimente vom petrographischen Charakter der groben Basalparagmiten in der Regel so sonderbar weit transportiert werden, wobei jedoch nicht übersehen werden darf, dass Einschlümmungen von entfernteren Degradationsgebieten bis zu einem gewissen Grade auch vorkommen

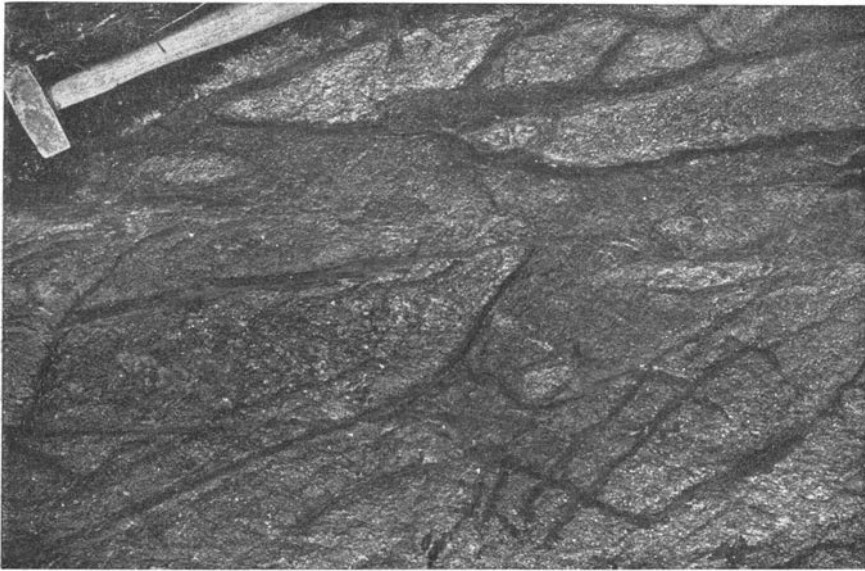


Photo. G. Frödin 1916.

Fig. 2. Die fossile subkambrische Verwitterungszone im Porphyrr der Mullfjällantiklinale; V. Kjolsjön.

müssen. Wie eine mikroskopische Untersuchung der subkambrischen Unterlage auch direkt bestätigt, bedeutet also der oben erwähnte petrographische Zusammenhang zwischen dieser Unterlage und den Basalparagmiten, dass die in der subkambrischen Zeit vor sich gegangene chemische Zersetzung im allgemeinen die verschiedenen Feldspatminerale nicht in nennenswert verschiedenen Graden angreifen, und dadurch Verschiebungen in den ursprünglichen Mengenverhältnissen — zunächst eine Anreicherung des Kalifeldspates — hervorrufen konnte. Die Ursache dürfte wohl im Albitreichtum des Plagioklases zu suchen sein, sei es, dass dieser durch eine sekundäre Abkalkung und Albitisierung hervorgerufen wurde, oder, wie es mindestens in vielen Fällen deutlich zu sein scheint, primärer Natur ist. — Hierbei, sowie in der folgenden Diskussion über die Zusam-

mensetzung und Herkunft der sparagmitischen Gesteine, mussten auf Grund des Mangels an chemischen Analysen solche Gesteinstypen in der Regel unberücksichtigt bleiben, bei denen die Metamorphose und die Mineralneubildung, z. B. von Glimmer u. a., soweit fortgeschritten ist, dass ein Überblick über das ursprüngliche Mengenverhältnis u. s. w. zwischen den Feldspaten dadurch verhindert wird. Hierher gehören auch solche Veränderungen, wie die Verdrängung des Kalifeldspats durch sauren Plagioklas (Schachbrettalbit) und die Aufzehrung der Albit-Spindeln des Perthits.

Der oben angeführte Zusammenhang scheint zunächst für die mehr grobklastischen, basalen Teile der Sparagmite zu gelten. Besonders bei grösserer Mächtigkeit nimmt die Korngrösse, mit zunehmendem Abstand von der Degradationsstelle und oft ganz bedeutend in den oberen Horizonten, ab, wobei gleichzeitig in gewissen Fällen eine gradweise Anreicherung von sauren Plagioklasen konstatiert werden konnte, und zwar ziemlich unabhängig von der petrographischen Zusammensetzung der Unterlage. Relativ feinkörnige, plagioklasreiche Sparagmite und Sandsteine, nicht selten mehr oder weniger kalzitführend und mit Tonsubstanz angereichert (»dunkle Sparagmite«), finden sich daher oft in den oberen Teilen der Sparagmitbildungen, und bilden das Übergangsglied zu den normaleren Silurablagerungen. Wahrscheinlich kann diese Anreicherung von kleineren Plagioklasfragmenten mit der polysynthetischen Zwillingbildung des Minerals zusammengestellt werden, welche, ebenso wie die ausgeprägte Spaltbarkeit, mehr als beim Kalifeldspat Geneigtheit zu mechanischem Auseinanderfallen hervorruft. (4, S. 247 ff.)

Vor kurzem wurde von CARSTENS die Ansicht vorgebracht, dass die Eruptivgesteine der Mullfjällantiklinale in altpaläozoischer Zeit in das umgebende Silur injiziert wurden (3, S. 107). Ausser den oben angeführten, entscheidenden Beweisen für ein präsilurisches Alter, mag gleichwohl angeführt werden, dass eine endogene, feinkörnigere Kontaktzone, ebenso wenig wie eine exogene im Silur, nicht nachgewiesen werden kann, trotz der bedeutenden Grösse der vermuteten Intrusionsmasse. Dass, wie CARSTENS angibt, das Silur möglicherweise nicht mit einem konstanten Horizont an den Porphyren grenzt, kann, abgesehen vom Einfluss der präkambrischen Topographie auf die Sedimentation, hinlänglich durch die beim Faltungsprozess vor sich gegangenen, tektonischen Störungen und die dabei verursachte Hinaufpressung des Porphyrs im Verhältnis zum umgebenden Silur erklärt werden.

Hiermit stösst man also auf die Frage, in welchem Ausmasse der gegenwärtige Höhenrückencharakter der Mullfjällantiklinale dem ursprünglichen Relief der subkambrischen Landoberfläche angehört, oder durch eine spätere, kaledonische Deformation bedingt ist. Die an vielen Stellen auffallend unbedeutend gepressten Porphyrgerölle in den im übrigen stark durch Druck beeinflussten Basalschichten des Silurs, verglichen mit den fast durchgehend starken Stressphänomenen des autochthonen Porphyrs, deutet schon an und für sich die Wahrscheinlichkeit postsilurischer Be-

wegungen an. Für eine solche Hebung der zentraljämtländischen Grundgebirgsantiklinalen im allgemeinen spricht auch der Umstand, dass das Silur innerhalb eines oft weit ausgedehnten Gebietes um diese Antiklinalen ein durchgehend nach aussen gerichtetes Fallen zeigt, von einem nicht selten bedeutenden Ausmasse, im Gegensatz zu der gradweisen Ausgleichung hierin, welche ein nichtdisloziertes Gebiet aufweisen sollte.

Andrerseits setzt der Fazieswechsel des zentraljämtländischen Silurs und die im Vergleich mit dem normalen Silur mehr grobklastische Ausbildung, z. B. der relativ grosse Sandgehalt der Kalksteine und besonders die in gewissen Gebieten vorkommenden, mächtigen Quarzit-Sparagmitablagerungen, ein im Verhältnis zur umgebenden Denudationsebene relativ hochliegendes Gebiet voraus. Ein mit den jetzigen topographischen Verhältnissen der Grundgebirgsunterlage vergleichbares, präsilurisches Relief müsste jedoch sicherlich eine bedeutend stärkere Akkumulation von Basalbreccien und Konglomeraten im Gefolge gehabt haben, als es jetzt der Fall ist. Die trotz der relativ grobklastischen Ausbildung ziemlich unbedeutende Mächtigkeit, welche die unter dem Obersilur liegenden Teile der Schichtserie in diesen Gegenden nicht selten aufweisen, kann darauf beruhen, dass die älteren Abteilungen nie zum Absatz gekommen sind, und ist vielleicht ein Ausdruck für die damalige höhere Lage der Grundgebirgsfläche.

Dies kann sich in erster Linie besonders auf das Kambrium beziehen, um so mehr, als trotz alles Suchens bisher keine älteren Fossilien als frühobersilurische nachgewiesen wurden. Unter der Voraussetzung, dass TÖRNEBOHM's stratigraphische Einreihung der Merakergruppe im Trondhjemfeld in das obere Untersilur annähernd richtig wäre (36), würde man auf Grund der unten beschriebenen Lagerungsverhältnisse zwischen dem Stenfjället und Skurdalssjön beim Storlien, wo die Merakergruppe im grossen und ganzen die silurischen Basalsparagmite u. s. w. konkordant zu überlagern scheint (siehe S. 111), am ehesten gezwungen sein, diesen untersten Horizont wesentlich höher als in das unterste Kambrium zu verlegen.

Die Reichsgrenzantiklinale.

Von den Vigelnjällen und Fæmundsjön im Süden zum Storlien im Norden streicht längs der Reichsgrenze eine der Mullfällantiklinale entsprechende Sattelbildung von Porphyren und Graniten, mantelförmig umgeben von silurischen Ablagerungen.¹ Bemerkenswert ist die von der Nordspitze der Grundgebirgsantiklinale, südlich vom Storlien gegen Osten einragende Verzweigung entlang dem Tal des Ena-älven und dem südlichen Rand des Tännforsfeldes.

Die zur Zentralzone der Reichsgrenzantiklinale gehörigen Eruptivgesteine und deren geologische und petrographische Beziehungen sind

¹ Hinsichtlich dieses Gebietes sei auch auf TÖRNEBOHM's Karte verwiesen (36).

noch nicht erschöpfend bekannt. Nach TÖRNEBOHM sind die Granite jünger als die Porphyre, welche ihrerseits durch tuffogene Einlagerungen ihre effusive Natur beweisen (36, S. 123). Der gewöhnlich rötliche, gut mittelkörnige Granit, »Sylgranit«, zeigt im Dünnschliff die Mineralassoziatiön Perthit, Quarz, saurer Plagioklas (zentral recht stark zersetzt) und Biotit, wovon der Perthit entschieden dominiert, und aus einem mit saurem Plagioklas reichlich eingestreuten, schwach gegitterten Mikroklin besteht. Nicht selten grenzen die Perthitindividuen mit zipfeligen oder gefransten Konturen an einander, die davon herrühren, dass die Albitspindeln durch keulenförmige Anschwellungen gegen die Kanten hin in einander eingreifen. Granophyrische Verwachsungen kommen auch hier und da vor. Petrographisch zeigen diese Granite also eine gewisse Ähnlichkeit sowohl mit dem Oldengranit in Nordjämtland (4, S. 237 ff.), als auch mit gewissen Graniten der Gebirgsgegenden im Osten.

Gegen die umgebenden älteren Porphyrgesteine ist der Granit innerhalb einer breiten Zone als eine granitporphyrisch-quarzporphyrische, bisweilen fast felsitische Randfazies mit Einsprenglingen von Quarz, Mikroklinperthit und saurem, etwas zersetztem Plagioklas in einer mikrogranitischen, mit kleinen Biotitschuppen und sekundärem Serizit reichlich eingestreuten Grundmasse ausgebildet. Durch u. a. das konstante Vorhandensein von Quarz als Einsprenglingen unterscheidet sich diese Randfazies von den Porphyren der Mullfjällantiklinale, sowie von dem unten S. 104 beschriebenen Porphyr an der Nordspitze der Reichsgrenzantiklinale südlich vom Storlien.

Es ist bemerkenswert, dass die Eruptivgesteine der Reichsgrenzantiklinale sich im ganzen und grossen weniger gepresst zeigen als diejenigen der Mullfjällantiklinale.

In Übereinstimmung mit einer seit langem von mehreren norwegischen Geologen behaupteten Auffassung, hat CARSTENS vor kurzem geltend gemacht, dass die nun angeführten granitischen und porphyrischen Gesteine, ebenso wie die in der Mullfjällantiklinale, altsilurische Intrusionen in dem umgebenden, silurischen Sedimentkomplex und daher nicht präkambrisch sind, wie sie von schwedischer Seite aufgefasst wurden. Als Grund dafür wird teils angeführt, dass die granitischen und granitporphyrischen Gesteinsglieder deutlich zentral in der Antiklinale gesammelt sind, gegen das angrenzende Silur aber von einer felsitischen Randzone abgelöst werden, teils dass granitische und pegmatitische Gänge in dem genannten Silurkomplex vorkommen (3, S. 27 ff.).

Diese Gründe scheinen mir gleichwohl nicht überzeugend zu sein. Es erscheint auf diese Weise besonders bemerkenswert, dass trotz der bis auf mehrere km geschätzten Breite dieser angenommenen Grenzfazies keine wie immer geartete exogene Kontakteinwirkung, die in diesem Fall auch als Zeugnis hätte gelten müssen, angeführt werden konnte. Es ist auch zu bemerken, dass HÖRBYE's alte Beobachtungen, die im allgemeinen

von den späteren Forschern angeführt sind, betreffs der Ausbreitung der porphyrischen (felsitischen) Randzone irreführend sind, indem er deutlich sedimentäre Sparagmite, z. B. bei Ekorrdörren, als felsitische Eruptivgesteine betrachtet hat.

An folgenden Örtern habe ich i. J. 1920 ohne Hindernis durch beschwerliche Erdbedeckung diese Kontaktverhältnisse im Detail untersuchen können, nämlich beim Tvärån südlich vom Enkroken auf der Westseite der Snasahögarna, beim Ekorran und längs des östlichen Fusses der Vardeberget westlich Sylarne, sowie auf der Nordwestseite der Skardörssfjällen einige Kilometer südwestlich Nedalen. Nur an der letzteren Stelle konnten die von CARSTENS angeführten Strukturveränderungen gegen die Randzone hin beobachtet werden. Mit Rücksicht auf die an den übrigen Lokalitäten gewonnenen Resultate (s. unten), muss man jedoch mit einer gewissen Berechtigung damit rechnen, dass das Silur hier sehr wohl eine zwischen dem Granit und den älteren Porphyren befindliche Kontaktzone überlagern kann (s. S. 68), was natürlich auch an anderen Stellen einer direkten Beurteilung entgehen kann. Das dichte, bisweilen etwas gebänderte Aussehen unmittelbar beim Kontakt dürfte ausserdem seinerseits mit der kräftigen Mylonitisierung längs einer hier streichenden, ausgeprägten Störungszone zusammenhängen, die lokal durch konform injizierte, aber dann mylonitisierte, porphyritische Lagergänge noch weiter markiert ist.

Während die Westseite der Antiklinale, d. h. die im Verhältnis zur zentralen Faltenzone proximale Seite, gern einen stark deformierten Kontakt zeigt, und daher kaum sichere Schlüsse in der vorliegenden Frage zulässt, sind die entsprechenden Verhältnisse längs der östlichen Grenzzone günstiger. An den übrigen drei, hier gelegenen Lokalitäten liegen unzweifelhafte Sedimentationskontakte mit einer in die Unterlage hinein allmählich verschwindenden Verwitterungszone vom gewöhnlichen subkambrischen Aussehen vor (4, S. 247 ff.). Weder der mittelkörnige Granit beim Ekorran und Vardeberget, noch der Porphyry beim Tvärån zeigt primäre, strukturelle Veränderungen gegen die Grenze hin, dagegen aber eine an die Verwitterungszone gebundene chemische und mechanische Zersetzung, sowie eine Anreicherung von dunklen, eisenreichen Substanzen, wodurch das Gestein ein makroskopisch feinkörnigeres, quarzitisches oder felsitisches Aussehen angenommen hat. — Auch im übrigen haben meine Beobachtungen in diesen Gebieten nicht die von CARSTENS vorgebrachte Verteilung der granitischen und porphyrischen Gesteinmodifikationen bestätigt, sondern diese scheinen ziemlich unabhängig von den umgebenden, silurischen Sedimentgesteinen aufzutreten, eine auffallende Erscheinung, wenn die Annahme von dem jüngeren Alter der ersteren richtig wäre.

Die nach CARSTENS in den umgebenden Sedimenten auftretenden Granit-Pegmatitgänge sind noch nirgends bis zu den Eruptivgesteinen der Antiklinale verfolgt, weshalb der Zusammenhang zwischen denselben nicht

bewiesen ist.¹ Auf Grund der ziemlich alltäglichen, chemischen Zusammensetzung der hierhergehörigen Granite (3, S. 29), scheint auch auf chemischem Weg ein sicheres Verwandtschaftsverhältnis schwer feststellbar zu sein.

Hier wie in anderen regionalmetamorphen quarz-feldspatreichen Gesteinkomplexen, und in den Sparagmitgebieten im allgemeinen, kommen in stärkeren Druckzonen teils distinkte, rötliche Gänge und Bänke von aplitischer, granitischer und pegmatitischer Zusammensetzung, in der Regel konform der Verschieferungsfläche folgend, teils auch solche, die gegen das Nebengestein mehr oder weniger diffus abgegrenzt sind, oder Schlieren und »Augen« von gleicher Zusammensetzung, vor. Unzweifelhaft sind diese Bildungen als Ausdruck eines weitgegangenen Granitisierungs- und Pegmatitisierungsprozesses und als sekretorische Absonderungen zu betrachten, die bei der Metamorphose des Sparagmites zustande kamen, wobei die Sekretmassen ausnahmsweise leicht beweglich genug waren, um sich sogar als überschneidende Gänge zu sammeln. Soweit ich finden konnte, muss ein grosser Teil der als »Augengneise« beschriebenen Gesteine aus den Sparagmitgebieten der Hochgebirge hierzu gerechnet werden, wobei die »Augen« oft durch die Zusammenpressung und Abschnürung der granitischen und pegmatitischen Adern zustande gekommen sind. Auch die echten magmatischen Augengneise, mögen sie kaledonische Injektionen oder aufgepresstes Grundgebirge sein, treten in ausgeprägten, tektonischen Störungszonen auf. Von diesen typischen Gneisgesteinen mit gewöhnlich einheitlichen oder wie Karlsbader-Zwillinge ausgebildeten Mikroklinaugen kommt man oft gegen die Peripherie ohne sichtbare Grenze in die vorhin erwähnten, sekretdurchwebten Sparagmitschiefer und deren augengneisähnliche Formen hinüber.

Ähnlich der Mullfjällantiklinale scheint also bei der Reichsgrenzantiklinale die Zentralzone von Granit und Porphyry aus den angeführten Gründen dem Präkambrium anzugehören, und der umgebende Mantel von silurischen Quarziten, Blauquarz, groben Phylliten, nebst hellen und dunklen Sparagmiten zum Teil als Verwitterungsderivate dieser Gesteine gelten zu können. In der Gegend von Sylarna an der Ostseite der Antiklinale wird dieser Sedimentkomplex bald von den amphibolitdurchzogenen Åreschiefern überlagert (s. S. 140); gegen Norden und Süden setzt er ohne Unterbrechung als eine mächtige und breite Zone bis zum Blåhammarsfjället, Glucken beim Storlien und Vigelen fort (Pl. VI). Wie hier

¹ Dagegen habe ich unmittelbar südwestlich von Nedalen in den Basallagern des Trondhjemfeldes einige cm—dm mächtige Lagergänge eines feinkörnigen Granites beobachtet, die durch ihre weisse Farbe leicht sichtbar sind. Das Gestein zeigt im Mikroskop eine ausgeprägte, *primäre* Schieferung und die Mineralassoziation Quarz, sauren Plagioklas mit Zonenbau, Muskovit (primär), sowie etwas Apatit, Kiese und Chlorit, und hat natürlich nichts mit den Eruptivgesteinen der Antiklinale zu thun. Es gehört zu den Trondhjemiten (12, S. 75), und ist dem Anscheine nach ein der östlichsten Gangsysteme der Trondhjemmulde. Die Gänge sind stark zerrissen, aber zeigen im Mikroskop nur schwache, sekundäre Druckstrukturen.

weiter unten näher motiviert wird (S. 104), gibt es keinen Grund, mit TÖRNEBOHM den unteren Teil dieses Komplexes als präkambrisch zu betrachten. Dass TÖRNEBOHM ausserdem auf seiner Übersichtskarte vielfach die Åreschiefer, wenn auch frei von Amphiboliten, die präkambrischen Granite und Porphyre sowohl auf der westlichen wie auf der östlichen Seite der Antiklinale bis zu den Vigelfällen in Süden direkt überlagern lässt¹, dürfte auf der Metamorphose des Silurs, besonders der dunklen Sparagmite, beruhen. Aus diesen Gesteinen sind oft Biotitphyllite und Glimmerschiefer vom allgemeinen Habitus der Seveschiefer hervorgegangen (s. S. 102). Die deutliche Wechsellagerung mit mehr grobklastischen, quarz-feldspatreicheren Sparagmitbänken und Lagern, sowie solchen von Blauquarz, die gerade auf Grund dieser ihrer Zusammensetzung der Metamorphose besser widerstanden haben, legt jedoch zur Genüge die Zusammengehörigkeit mit dem altsilurischen Sparagmitkomplex an den Tag.

Bezüglich der näheren Beziehungen der Sparagmitablagerungen zu ihrer präkambrischen Unterlage mag hier bloss auf die Gegend um den Storlien hingewiesen werden (S. 104). Die primären Reliefverhältnisse und die Höhenlage der subkambrischen Landoberfläche in diesen Gebieten, sowie damit zusammenhängende Fragen, wurden früher bei der Beschreibung der Mullfällantiklinale etwas berührt.

In dem Untersuchungsgebiet kommt im Tale des Vålån, südlich vom Ottsjön, noch ein Fenster vor, in welchem die präkambrische Unterlage der Gebirgsschiefer blossgelegt ist, wenn auch nur auf einer mehrere hundert m langen Strecke in der Talfurche selbst. Es scheint dem Kamme einer ungefähr west-östlich orientierten Antiklinale anzugehören, wahrscheinlich der Fortsetzung der Antiklinale am südlichen Rand des Tännforsfeldes. Eine nähere Erörterung der dortigen Verhältnisse findet sich weiter unten auf S. 154.

II. Die Tektonik innerhalb der Randzone des Tännforsfeldes. (Pl. VI.)

Mit der Benennung »Tännforsfeld« bezeichnet man seit langem das weitgestreckte Gebiet von sogenannten Kölischiefen oder westlichem Silur, welches sich in Zentraljämtland, östlich von der Reichsgrenze vom Ånnsjön im Süden bis zum Anjan im Norden ausbreitet. Die herrschenden Gesteine, Sandsteine, Chlorit-Serizitphyllite, Biotitschiefer (u. a. »Stuedals-

¹ Hierher muss unter anderem auch der zwischen den Quarziten und Quarzitschiefern liegende Glimmerschieferhorizont in TÖRNEBOHM's Profil vom Glucken zum Storlien gerechnet werden (36, S. 154; 23 b., S. 83).

schiefer» genannt), sowie oft granatführende Hornblendeglimmerschiefer, sog. Garbenschiefer, folgen in der genannten Ordnung von Osten nach Westen auf einander, indem sie Parallelzonen mit zunehmendem Metamorphosierungsgrad bilden, die ungefähr nach der Längsachse der Gebirgskette orientiert sind.¹ Hieran schliessen sich einige kleinere Vorkommnisse von Grünsteinen im nordwestlichen Teile des Feldes, über deren Beziehung zu den umgebenden Schiefen und zum Faltungsprozess gleichwohl wenig oder nichts bekannt ist.

Infolge ihres flacheren und milderen Landschaftstypes lassen sich diese Kölischiefer topographisch gut von dem Porphyrrücken des Mullfjället im Osten und den grossen Åreschieferkomplexen im Norden und Süden abgrenzen, dagegen aber nicht von ihrem, in die Randzone vorspringenden, wenig mächtigen Sockel aus Åreschiefern und östlichem Silur. In der folgenden Darstellung rechne ich auch diese Randbildungen zum Tännforsfelde, welches dadurch zu einer tektonischen und geographischen Einheit wird. Der im Grossen genommen gleichförmige Bau des Feldes geht schon aus bisher vorhandenen geologischen Karten hervor, ebenso die im Norden, Süden, Osten und Westen umgebenden Antiklinalen, deren Sättel auf diese Weise die natürlichen Grenzlinien bilden.

Verglichen mit den im Umkreis liegenden, grossen Åreschieferkomplexen, wie dem des Anjeskutan, Åreskutan und dem grossen, südjämtländischen, hat der Åreschieferhorizont in der Basis des Tännforsfeldes überall eine bemerkenswert geringe Mächtigkeit, besonders im Osten, wo er nördlich von Dufed, nach den bisherigen geologischen Karten, bloss als ein ganz schmaler Streifen zwischen dem darunterliegenden, östlichen Silur und den Kölischiefen hineinragt. Südlich von Dufed würde er, sowie das östliche Silur, sogar ganz und gar fehlen, und die Kölischiefer also, wenn diese Angaben sich als richtig erweisen, hier direkt auf dem in der Mullrjällantiklinale herausdenudierten Grundgebirgsporphyr ruhen. Diese Eigentümlichkeiten hat TÖRNEBOHM als eine bis zur vollständigen Auswalzung gehende, extreme Verdünnung zu erklären versucht, die bei der Vorpressung der grossen Überschiebungsscholle über die im Verhältnis zur Bewegungsrichtung quergestellte Grundgebirgsantiklinale hervorgerufen wurde (36, S. 158). In Übereinstimmung mit der Überschiebungshypothese würde also die grosse Überschiebungsfläche nördlich von Dufed längs der Kontaktzone zwischen den Åreschiefern und dem darunterliegenden östlichen Silur verlaufen, südlich von Dufed dagegen zwischen den Kölischiefen und dem Grundgebirgsporphyr, während sie längs der übrigen

¹ Es ist zu bemerken, dass diese metamorphe Reihe sich zunächst auf die pelitischen Sedimente bezieht. Zuzolge ihrer chemischen Zusammensetzung eignen sich die Psammiten zwar einigermaßen für die Bildung des Stuedalsschiefers, aber gewöhnlich nicht für die Bildung des Garbenschiefers. Diese Erscheinung ist deutlich z. B. am Südufer des St. Rensjön zu studieren, wo Bänke von typischem Garbenschiefer und solche von bedeutend saurerer Zusammensetzung und gleichkörnigem Charakter mit einander innig abwechseln, die ursprüngliche Lagerungsstruktur widerspiegelnd.

Kanten des Tännforsfeldes, abgesehen von einem kleineren Gebiet beim Storlien, sich unter dem von der gegenwärtigen Landoberfläche repräsentierten Schnitt befinden würde.

Als Lokalitäten von fundamentaler Bedeutung für die Erklärung der geologischen Stellung der Åreschiefer, und damit für das Gebirgsproblem in seinem ganzen Umfang, sind die Gegenden um Storlien, Dufed und Nordhallen angegeben worden, wo gewisse, in die Basis der Kölschiefer eingehende, konglomeratartige Bildungen als wirkliche Bodenkonglomerate, die Gerölle von darunterliegenden Åreschiefern enthalten, aufgefasst werden (25, S. 68). Um das Tal des Handölälven, am südlichen Rande des Feldes, sollten Abweichungen im Streichen und Fallen bei den Köli- und Åreschiefern gleichwohl das Vorhandensein einer primären Diskordanz zwischen den beiden Formationskomplexen angeben (24, S. 305). Mit Rücksicht auf diese Verhältnisse müssen also die Åreschiefer ihren metamorphen Charakter schon vor der Sedimentation der für kambrisch angesehenen Kölschiefer erhalten haben, und dem Alter nach deutlich präkambrisch sein. Hier liegt vielleicht der bedeutungsvollste Beweis dafür vor, dass die Lage der Åreschiefer auf dem fossilführenden, östlichen Silur in Zentraljämtland als abnorm und vom Vorhandensein von Überschiebungen abhängig anzusehen ist (s. S. 60).

Da auch die Åreschiefer in ihrer angenommenen, normalen Lage zwischen Silur und Grundgebirge auf schwedischer Seite nirgends vorkommen, wohl aber dagegen weiter im Westen in der östlichen Randzone des Trondhjemfeldes, so verlegte TÖRNEBOHM die Wurzellinie für seine grosse zentralskandinavische Überschiebung in diese Gegend. Die Ausläufer des grossen zentraljämtländischen Silurfeldes können andererseits unter den Gebirgsschiefern bis zur Reichsgrenze beim Storlien verfolgt werden, wo TÖRNEBOHM im Glucken ausserdem das Vorhandensein eines isolierten Vorkommens der als präkambrisch betrachteten Sparagmitformation in normaler Lage zwischen dem östlichen Silur und dem Grundgebirge konstatieren zu können glaubte (36, S. 153, Karte).

Die östliche Randzone des Tännforsfeldes.

Der Abschnitt zwischen Dufed und Nordhallen (Fig. 3, 4).

Die Bodenbildungen¹ des östlichen Silurs bestehen auf diesem Abschnitt aus weissen, in anderen Fällen dunklen blauquarzartigen Quarziten, während wirkliche Sparagmite nur in geringerer Ausdehnung auftreten. Darüber

¹ Das im beschreibenden Teil, sowohl im Text wie in den Profilen, angeführte Fallen bezieht sich auf die Verschieferungsstruktur. Wo sich die Schichtstruktur beobachten lässt, zeigt es sich — wo nicht anders im Text angegeben ist —, dass sie in der Hauptsache mit der Verschieferung zusammenfällt. — Auf der Übersichtskarte Pl. VI ist nur die Fallrichtung der Verschieferung, aber nicht der Fallwinkel, angegeben.

folgt eine nicht sehr mächtige Zone von bisweilen groben Phylliten, die ihrerseits von einem Kalkstein konkordant überlagert ist, welcher seines allgemeinen Habitus, sowie der nur wenig auftretenden Enkrinite wegen, ohne Zweifel dem in Zentraljämtland recht allgemeinen obersilurischen

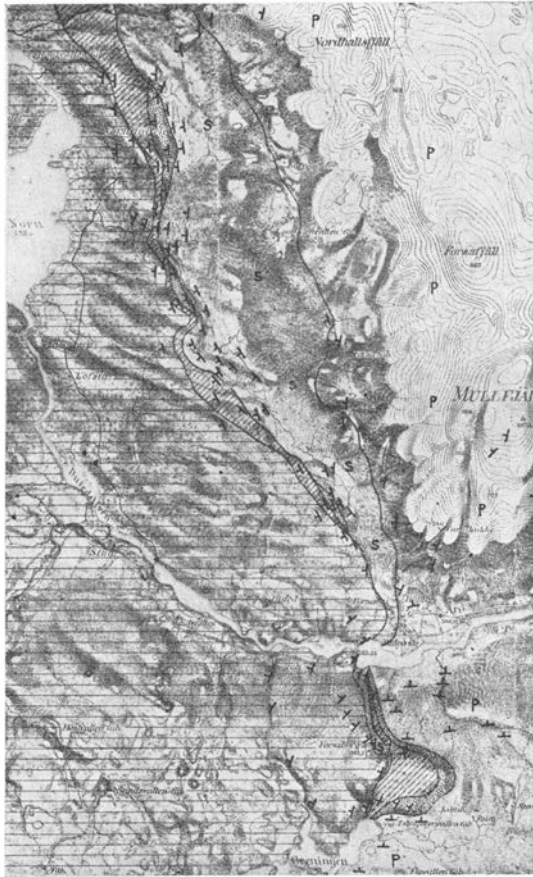


Fig. 3. Geologische Karte des Gebietes zwischen dem Forsaberget und Nordhallen. — Massstab 1: 125000.

Horizontal schraffiert: Kølischiefer;
 Schräg » : Amphibolitische Injektionszone;
 Punktiert: Aufgeschobener präkambrischer Porphyry;
 S östliches Silur; P autochthoner präkambrischer Porphyry.

Pentameruskalk hinzuzurechnen ist. Der Horizont mit *Phacops elliptifrons* ist hier dagegen nicht beobachtet.

Durch Rekurrenz kehren dieselben Horizonte weiter westlich zurück (s. u.), wo sie mit bisweilen zugänglichen Kontakten die Åreschieferzone untertauchen. Diese kann hier wie anderswo als eine ausgeprägte Dislokations- und Injektionszone bezeichnet werden, gekennzeichnet durch stärkere

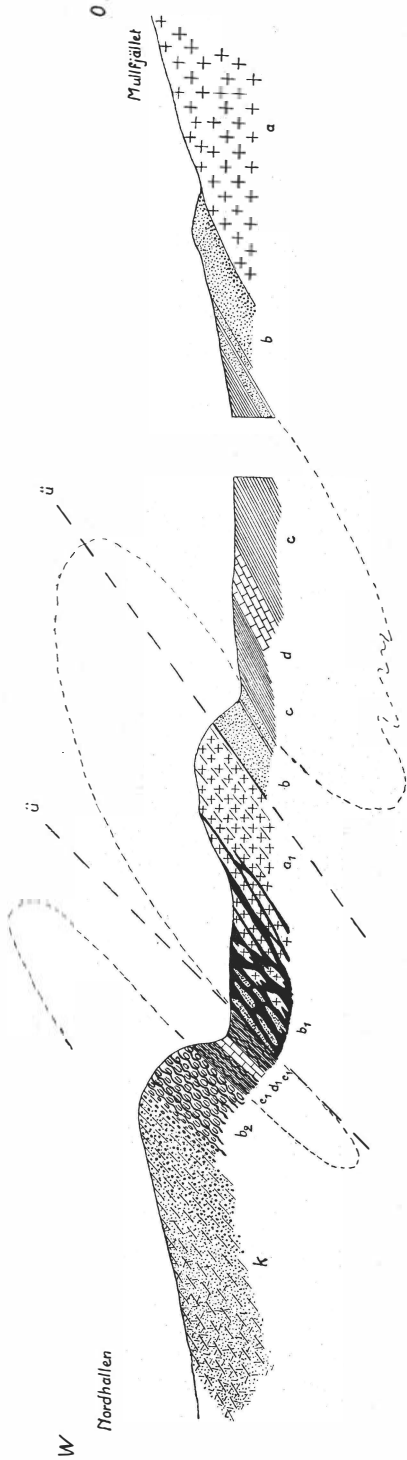


Fig. 4. Profil durch die östliche Randzone des Tännforsfeldes bei Nordhallen. - Längenmassstab etwa 1:10 000; Höhenmassstab verdoppelt.

- a Autochthoner Porphyr der Mullfällantiklinale;
 - b Bodenquarzit (Blauquarz) u. Bodensparagmit des Silurs;
 - c Silurischer Phyllit;
 - d Pentameruskalkstein;
- Areschieferzone {
- a₁ Aufgeschobener, gepresster Porphyr;
 - b₁ Amphibolit, iniciert in Porphyr- und Quarzit-Sparagmitschiefer;
 - c₁ Grobschuppige Chlorit-Sericitschiefer (phyllitisch);
 - d₁ Kalksteinschiefer (Pentameruskalkstein);
 - a₂ Chloritischer Konglomeratschiefer;
 - b₂ Kollischiefer (Quarzit-Sparagmitschiefer), nach W in Stuedalsschiefer übergehend;
 - ii Mehr hervortretende, kataklastische Verschiebungsfäche.

Metamorphose und Deformation der Gesteine, als sowohl innerhalb des Silurs im Osten wie innerhalb der am nächsten westlich auftretenden Kölischiefer. Nichtsdestoweniger sind im unteren Teil dieser Åreschiefer TÖRNEBOHM's oft stark gepresste Porphyre wiederzuerkennen, die in der allgemeinen Streichrichtung ausgezogene, höchstens einige 10 m mächtige Linsen oder Bänke bilden. Darüber folgt ein etwas mächtigerer Horizont mit Amphibolit, der aber gewöhnlich mehr oder weniger in Chlortschiefer u. a. umgewandelt ist, und dann unmittelbar im Westen die Basalschichten der Kölischiefer.

Abgesehen von der zur Unkenntlichkeit umgewandelten Grundmasse, scheinen sich diese Porphyrlinsen in ihrem petrographischen Charakter wohl dem autochthonen Porphyre in den nächstliegenden Teilen des Mull-



Photo. G. Frödin 1916.

Fig. 5. Eruptivbreccie (Seveamphibolit mit Porphyrbruchstücken); Nordhallen.
Photographische Länge 3—6 m.

fjället anzuschliessen. Nächst nördlich von Dufed treten in diesem hauptsächlich Orthoklas oder Mikroklin als Einsprenglinge auf, gewöhnlich etwas perthitisch, in untergeordneter Menge ausserdem schwach antiperthitisch, aber frischer Plagioklas, der infolge seiner geringen Lichtbrechung ($< \text{Quarz}$, $< \text{Canadabalsam}$) und Auslöschung im Schnitt $\perp \alpha$ als Oligoklas-Albit (8—10% An) bezeichnet werden kann. Eine betreffend die Einsprenglinge gleichartige Zusammensetzung weist die unmittelbar im Westen, südlich vom Mångtjärn, eingefaltete Porphyrlinse auf. — Weiter nördlich tritt dagegen die Kalikomponente bei den Einsprenglingen des Mullfjällporphyrs immer mehr zurück, so dass in der Gegend östlich und nordöstlich von Nordhallen nur Plagioklassubstanz übrig bleibt, oft mit Zwillingstreifung. Die ausgedehnte Porphyrschieferplatte in der Basis der Åreschiefer bei Nordhallen zeigt im Dünnschliff auch ausschliesslich solche Plagioklas-einsprenglinge.

Gegen ihr Liegendes hin gehen diese Porphyrlatten gradweise in sparagmitische oder quarzitische Gesteine über, mit bisweilen auffallend geringer Druckwirkung, und dann mit deutlich klastischen Strukturen. Im ersteren Falle schliessen sie sich in den Feldspatzusammensetzungen an die Einsprenglinge im angrenzenden Porphyr an, wie sie gleichzeitig, ihrem allgemeinen Charakter nach, mit den Basalhorizonten des Silurs im Osten übereinstimmen. Da ausserdem keinerlei exogene oder endogene Kontaktbeeinflussung vorkommt, scheint alles dafür zu sprechen, dass diese Por-

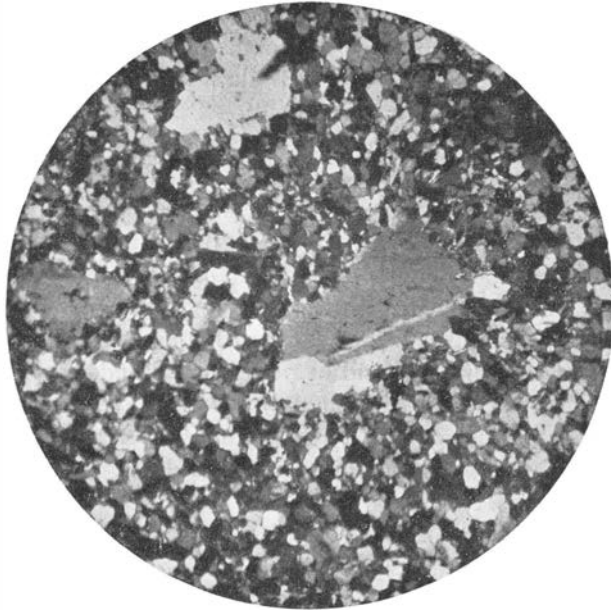


Fig. 6. Kontaktmetamorpher Porphyr in der Eruptivbreccie; Nordhallen. — Vergr. etwa 30. — Gekreuzte Nicols.

phyrlatten als aufgefaltete, an das darunter liegende Silur mit noch beibehaltenen, normalen Sedimentationskontakten grenzende Grundgebirgspartien aufzufassen sind.

Die westlich davon beginnende Amphibolitzone zeigt lokal deutliche primäre Erstarrungsstrukturen, die auf einen hypabyssisch-abyssischen Grünstein deuten, ist aber in ihrer mineralogischen Zusammensetzung stark umgewandelt. An gewissen Stellen enthält sie Massen von typischen, teilweise noch scharfkantigen Bruchstücken und Fragmenten sowohl aus dem Porphyr im Liegenden wie dem Quarzit im Hangenden (Fig. 4, 5), die deutliche Kontakterscheinungen struktureller und mineralogischer Art zeigen können (Fig. 6), da Amphibol, Epidot-Klinozoisit, Kiese, Magnetit und etwas Granat, Apatit und Zirkon in den Kontaktzonen hinzutreten.¹

¹ Wie oben S. 63 hervorgehoben wurde, scheinen die Porphyre der Mullfjällantiklinale sich durch auffallende primäre Armut an dunklen Mineralen auszuzeichnen.

Resorptionserscheinungen wechselnden Umfangs kommen ebenfalls vor. Es ist ausserdem bemerkenswert, dass die Bruchstücke vor der Grünsteininjektion etwas verschiefert gewesen zu sein scheinen.

Diese Eruptivbreccien werden allmählich fast zur Unkenntlichkeit ausgewalzt, und gehen in striemige, von Amphiboliten gebänderte Schiefer über. Im allgemeinen scheinen sie als eine Aufspaltungserscheinung gedeutet werden zu können, verursacht durch eine Serie ungefähr paralleler Lagerintrusionen längs der Verschieferungsfläche des Nebengesteins und dann, auch in dem letzten kataklastischen Deformationsprozess, weiter ausgewalzt. Die basischen, dabei meist zu Chlorit-Epidot-Serizit-Schiefern umgewandelten Bänder und Bänke haben dadurch eine ausserordentlich starke Verdünnung, oft eine vollständige Abschnürung erlitten. Der Quarzit, respektive Sparagmit, zu dem die Injektionszone in der Hauptsache verlegt ist, ist u. a. infolge seiner ausgesprochenen primären Bankung und Bänderung in einer mächtigen Zone in Platten, Linsen, Schollen und Gerölle zerbrochen, die in einer äusserst verworrenen, chloritischen Grundmasse eingebettet liegen. Dadurch, dass diese immer mehr zurücktritt, kommt man gegen das Hangende hin allmählich in reine Quarzitschiefer, resp. Sparagmitschiefer, über, die im Anfang noch die oben genannten Zerdrückungserscheinungen zeigen, aber stufenweise in den typischen Köliquarzit und Sparagmit mit bald beginnendem Stuedalsschiefer-Charakter übergehen. Nebst diesem deutlich dynamischen Pseudokonglomerat mit Geröllen aus Quarzit, Sparagmit, Chloritschiefer, Amphibolit und etwas Kalkstein (s. unten), das früher als ein echtes Konglomerat mit Geröllen aus präkambrischen Åreschiefern (s. S. 73) angesehen wurde, kommen manchmal, nahe an der Basis des Köliquarzites, Bänke von wechselnder Mächtigkeit vor, die ein feines, echtes Quarz-Quarzitkonglomerat enthalten (23 b, S. 73, Fig. 38).

Da, wie oben angeführt, die Porphyrlatten als antiklinale Auffaltungen der Grundgebirgsunterlage betrachtet werden müssen, bleibt kaum mehr noch übrig, als die beiderseits der Antiklinale liegenden Quarzithorizonte zu parallelisieren. Der von deutlich kaledonischen, aber metamorphen Grünsteinen durchzogene Basalquarzit und Sparagmit der Kölischiefer werden auf diese Weise nichts anderes als Bodenbildungen des östlichen Silurs, und lassen sich manchmal ihrem allgemeinen Habitus nach kaum von den hierhergehörenden weissen und dunklen, blauquarzartigen Quarziten unterscheiden (s. unten).

Das Profil Fig. 4 will die Tektonik veranschaulichen, wo sie am verwickeltesten ist. Demzufolge ist die Kalksteinbank mit umgebenden Phylliten im Innern der Injektionszone ($c_1 d_1$) nur in der Gegend von Nordhallen beobachtet worden. Obgleich keine Fossile gefunden sind, berechtigt der allgemeine Habitus doch zu der Ansicht, dass hier ein stark ausgepresster Horizont aus Pentameruskalk mit angeschlossenen Phylliten vorliegt. Es dürfte indes unmöglich sein, mit Sicherheit anzugeben, in welcher Ausdehnung diese letzteren hier wirklich vorkommen, und zwar

infolge der Grünsteininjektion und der späteren durchgreifenden, kataklastischen Metamorphose und Auswalgung, wobei eine nicht näher zu entziffernde Chlorit-Serizitschiefermasse hervorgekommen ist, die uns nun äusserst verworren und stark zusammengepresst in den ostwärts gerichteten Abstürzen entgegentritt (Fig. 51).

Südlich von Nordhallen fehlt nicht nur der letztgenannte Kalkstein- und Schieferhorizont, sondern oft keilt auch die am nächsten östlich einsetzende Porphy-Quarzantiklinale aus. Der von Amphibolit-Chloritschiefer durchzogene, quarzitische oder sparagmitische Basalhorizont der Kölischiefer (b_2) liegt da direkt auf den injektionsfreien Phylliten des östlichen Silurs (c), oft jedoch petrographisch und stratigraphisch verbunden mit diesen durch eine ebenso von Injektionen freie, quarzitische oder sparagmitartige Übergangszone (vgl. die Tektonik auf dem Abschnitt Nordhallen—Häggsjön, S. 81). Durch Wechsellagerung mit dem Phyllit im Liegenden ist das silurische Alter dieser Übergangszone ausser allem Zweifel gestellt. Im mittleren Teil des Gebietes sind als dessen primärklastische Zusammensetzung fast ausschliesslich saurer, frischer Plagioklas, Quarz, reichlicher Calzit, nebst wechselnden Mengen von neugebildetem Serizit und Quarz, festgestellt. Dieselben charakteristischen Calzit-Plagioklasssparagmite kommen nicht nur in den noch deutlich sedimentären Bänken und Bändern innerhalb der oben liegenden, von Grünstein injizierten Åreschieferzone wieder vor, sondern auch in den angrenzenden halbklastischen Gesteinen der Køligruppe. In anderen Teilen dieser Zone, wo der silurische Basalhorizont im Osten ausser aus Blauquarz auch aus weissem, reinem Quarzit besteht — etwas im übrigen recht seltenes für diesen Teil von Jämtland — liegen gleiche Gesteine, in sonst ungewöhnlicher Ausdehnung, gern als sedimentäre Komponenten in den Åreschiefern, aber auch in der Basis der Kølischiefer.

Infolge dieser sowohl petrographischen wie geologischen Identität, lässt sich die Tektonik in dem jetzt behandelten Abschnitt kaum anders erklären, als eine nach Osten überkippte, von Grünsteininjektionen durchzogene, wenn auch durch Differenzialbewegungen und Verschiebungen sekundär deformierte, antiklinale Dislokationszone. Hierdurch konnten gewisse Horizonte abgerissen und verdünnt werden. Das teilweise Fehlen der östlichen Porphyantiklinale kann jedoch nicht ausschliesslich damit erklärt werden. Ein tieferer Schnitt als derjenige, der die jetzige Oberfläche zeigt, würde sicherlich auf mehreren Strecken diese zutage fördern.

Wie die Karte Fig. 3 angibt, kann die Åreschieferzone TÖRNEBOHM's südwärts mit prinzipiell gleicher geologischer Struktur, obwohl immer schwächer ausgebildet, bis nahe an Dufed¹ verfolgt werden, wo die Grünsteininjektionen wahrscheinlich auf diesem Niveau aufhören (s. Forsa-berget S. 94). Es besteht hier, wie anderswo in Zentraljämtland, ein direkter Zusammenhang zwischen der Breite der Dislokationszone und dem

¹ Die am weitesten südlich liegende Strecke, ca. 2 km, ist wegen ihrer Erdbedeckung der Beobachtung nicht zugänglich.

Umfang der Grünsteininjektionen. Bei Nordhallen besitzen beide eine grosse Mächtigkeit. Die Injektion hat sich hier nicht nur im eigentlichen Basalhorizont (b_2) verbreitet, sondern erstreckt sich durch die ganze Silurserie ($b_1 c_1 d_1$) und sogar in den Porphyry (a_1) hinein. Folgt man dieser Porphyrantiklinale nach Süden, bis sie auskeilt, zeigt es sich, dass der untere Teil der Injektion gleichzeitig im Umfang abnimmt, während die Kalk-Schieferhorizonte ($c_1 d_1$) anschwellen, und sich schliesslich mit den entsprechenden Silurhorizonten ($c d$) östlich der Antiklinale vereinen. Schon unmittelbar südlich Bölesvallen ist die Grünsteininjektion nur an die aufgefalteten Basalquarzite und Sparagmite des Silurs, also der Kölischiefer, beschränkt.

Südlich Nordhallen ist die Gesteinsmetamorphose wesentlich auf dynamische Druckwirkungen beschränkt, unter Neubildung von Chlorit, Serizit, Epidot, gewöhnlich doch mit gut erhaltenen reliktklastischen Strukturen. Anzeichen dafür, dass eine durchgreifendere Umkristallisierung, die älter als die letzte kataklastische Deformation ist, und daher mit der Metamorphose der typischen hochkristallinen Åreschiefer verglichen werden könnte, stattgefunden hat, gibt es nicht, was wahrscheinlich auf dem geringen Umfang der Dislokations- und Intrusionszone beruht. Bei Nordhallen ist dagegen eine solche ältere Generation nicht nur bei der sedimentären Komponente, sondern auch durch Amphibolitisierung von dem Grünstein deutlich erkennbar.

Der Abschnitt zwischen Nordhallen und dem Nordende des Häggsjön (Fig. 7).

Die geologische Struktur der Randzone ist auf diesem Abschnitt einfacher als in dem nächst südlich gelegenen Gebiet, da die Dislokationszone, soweit bis jetzt bekannt ist, nur aus einer einzigen, nach Osten überkippten und ausgepressten Antiklinale von dem Basalhorizonte des Silurs besteht, durchsetzt von teilweise mächtigen, zu Amphibolit umgewandelten Grünsteininjektionen. Hierbei sind teils typische Aufspaltungskontakte entstanden, parallel zu der Strukturfläche des Nebengesteins und mit Ausbildung von amphibolitgebänderten Åreschiefern, teils mehr homogene, lakkolithische oder linsenartige Anschwellungen, um welche herum die Streich- und Fallrichtung der umgebenden Schiefer abgelenkt werden. Die primäre Erstarrungsstrukturen scheinen in diesem Gebiet selten zu sein. Im Verhältnis zur Schichtstruktur des Nebengesteins weisen die in den untersten Teilen der Antiklinale zerstreut vorhandenen Amphibolitbänke ausnahmsweise den deutlichen Charakter schräg überschneidender Gänge auf und beweisen dadurch ihre intrusive Natur.

Die auf dem Abschnitt Dufed Nordhallen vertretene östliche Antiklinale mit ihrem Kern aus aufgefaltetem Grundgebirge scheint hier vollständig zu fehlen. Nördlich vom Dorf Häggsjö trifft man jedoch nicht weit unter

der Basis der Injektionszone einen ganz kleinen Hügel von ziemlich schwach gepresstem Porphyr, der im Norden, Süden und Westen normal von den flach nach aussen fallenden Basalschichten des Silurs überlagert ist, längs seiner Ostkante dagegen auf diesen ruht. Das Vorkommen lässt sich am ehesten als eine aus der subkambrischen Grundgebirgsunterlage aufsteigende, aus ihrer ursprünglichen Lage wenig verschobene Erhebung, im Prinzip analog den weiter südlich aufgefalteten Grundgebirgsplatten, betrachten.

Im Anschluss an die Verhältnisse weiter südlich würden, nach der im vorhergehenden gegebenen Erklärung der Tektonik, die Basalbildungen des östlichen Silurs, die sedimentären Komponenten der Åreschieferzone, sowie der untere Teil der Kølischiefer verschiedene Ausbildungsformen ein

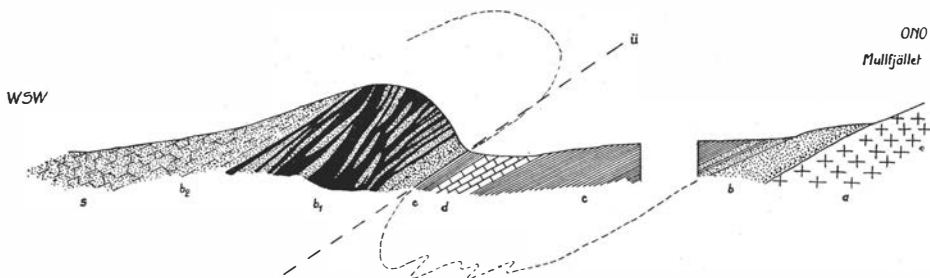


Fig. 7. Generelles Profil durch die östliche Randzone des Tännforsfeldes auf dem Abschnitt zwischen Nordhallen und Häggsjön.

- a* Autochthoner Porphyr der Mullfjällantiklinale;
- b* Bodensparagmit des Silurs;
- c* Silurischer Phyllit, im Westen mit Quarzit-Sparagmiteinlagerungen;
- d* Pentameruskalkstein (Enkrinite führend);
- b₁* Amphibolit, in metamorphen Bodensparagmit injiziert (Åreschieferzone);
- b₂* Metamorpher Bodensparagmit der Kølischiefer, nach Westen in typischen Stuedalsschiefer (*s*) übergehend;
- ü* Mehr hervortretende, kataklastische Verschiebungsfläche.

und desselben stratigraphischen Niveaus sein. Die petrographische Zusammensetzung bestärkt diese Ansicht auch. Unmittelbar auf dem durch saure Plagioklaseinsprenglinge gekennzeichneten Mullfjällporphyr im Osten (s. S. 76) ruht ein deutlich von dessen Detritus gebildeter, ziemlich extremer Plagioklassparagmit, im wesentlichen aus wenig umgesetztem, saurem Plagioklas und kleineren Mengen Quarz und Calzit, sowie etwas Chlorit und Epidot zusammengesetzt. Kalifeldspat, sowohl in Form von selbständigen Individuen wie in perthitischen Durchwachsungen, scheint dagegen ganz und gar zurückzutreten. Dort, wo sich lokal die letzten kataklastischen Deformationen nicht geltend machen, findet sich dieser charakteristische Calzit-Plagioklassparagmit in noch halbklastischem Zustand, teils zu oberst im Silur im Westen, teils in den mächtigeren sedi-

mentären Bändern in der Åreschieferzone wieder, wo er jedoch bald in einen vollkristallinen, wesentlich aus Quarz und saurem Plagioklas (Lichtbrechung \geq Canadabalsam, $<$ Quarz) zusammengesetzten, leptitischen Gneis, der gleichzeitig verschiedene Mengen Calzit, Biotit, Serizit, Chlorit, Epidot-Klinozoisit, Apatit, Kiese und Magnetit enthält, verwandelt wird. Gegen die Kontakte zu dem Apatit, Kiese und Magnetit führenden Amphibolit hin werden die fünf letztgenannten Minerale bedeutend angereichert, woneben ansehnliche Mengen parallel orientierten Amphibols hinzutreten. Die im halbklastischen Sparagmit gewöhnliche Zwillingsstreifung verschwindet während der Metamorphose.¹

Südlich nach Nordhallen zu trifft man den reliktklastischen Calzit-Plagioklassparagmit auch im untersten Teil der Kölischiefer an. Nach Westen und Norden zu verschwindet er jedoch allmählich, und geht gradweise in einen hellen, ganz kristallinischen Stuedalsschiefer über, der beim Dorf Hæggsjö fast unmittelbar auf der amphibolitischen Injektionszone ruht. In ihrer mineralogischen Zusammensetzung schliesst sich diese Form des Stuedalsschiefers sowohl an den Plagioklassparagmit wie an dessen Åreschieferderivat eng an. Quarz, Oligoklas-Albit und oft auch Calzit sind also die Hauptminerale, zu denen Biotit, Serizit, Chlorit und etwas Epidot-Klinozoisit, sowie Leukoxen hinzutreten. Durch Anreicherung des Quarzes und Biotites und durch Ausbildung des letzteren Mineralen in porphyroblastische Individuen entsteht nach Westen hin allmählich der typische Stuedalsschiefer.

Zugleich mit den gewöhnlichen, im Zusammenhang mit den spätkaledonischen Verschiebungen hervorgerufenen, jüngeren Kataklaszonen mit ihrer Neubildung von Chlorit, Serizit, Serpentin, Talk u. a., hat die Metamorphose auf diesem Abschnitt, zum Unterschied von der Gegend südlich Nordhallen, vollkristalline Schiefer in der eigentlichen Dislokationszone, teilweise vom Habitus der typischen Åreschiefer, u. a. granatführende Amphibolite, geschaffen. Bemerkenswert ist, dass nicht nur das Silur im Liegenden, sondern auch der nächst angrenzende Basalhorizont der eigentlichen Kölischiefer, wenn man von der Gegend unmittelbar beim Dorf Hæggsjö möglicherweise absieht, einen schwächeren Grad der Metamorphose zeigt als die dazwischen liegende Åreschieferzone.

¹ Es ist charakteristisch für die Metamorphose der albitreichen Sparagmite des Untersuchungsgebietes, dass die Zwillingsstreifung des Plagioklases, die in klastischem Zustand gewöhnlich reichlich vorhanden ist, allmählich fast ganz verschwindet, um später in den mehr hochkristallinen Derivaten wieder aufzutauchen. — In halbklastischem Zustand sind diese Feldspatkörner, besonders bei den Calzitsparagmiten, in eigentümlicher Weise an den Rändern zernagt und angefressen.

Der Abschnitt zwischen dem Nordende des Håggsjön und dem St. Rensjön (Fig. 8).

Wie in der nördlichen Fortsetzung zum Anjan hin, ist das östliche Silur auch auf diesem Abschnitt durchgehend grobklastischer, und im wesentlichen als grobe Phyllite in Wechsellagerung mit blauquarzartigen Quarziten, die teilweise mehr oder weniger sparagmitisch sind, ausgebildet. Nur unmittelbar nördlich des Håggsjön tritt eine dünne, stark mit Phyllit gemischte Kalksteinbank auf, wahrscheinlich die Fortsetzung des mächtigen Pentameruskalkhorizontes im Süden.

Wie schon TÖRNEBOHM's Karte andeutet, fehlen auf dieser Strecke die überall anderswo in der sog. Åreschieferzone des Tännforsfeldes vor-

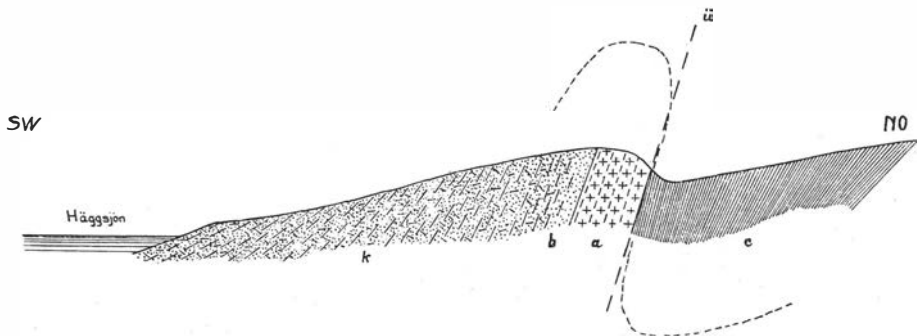


Fig. 8. Profil durch die östliche Randzone des Tännforsfeldes am Nordende des Håggsjön. — Längenmassstab etwa 1:2500; Höhenmassstab verdoppelt.

- c* Silurischer Phyllit, teilweise quarzitisch und sparagmitisch;
- a* Aufgeschobener gepresster Porphyry («Åreschieferzone»);
- b* Metamorpher Bodensparagmit der Kölischiefer, nach W in Stuedalsschiefer in Wechsellagerung mit Garbenschiefer (*b*) übergehend;
- ü* Kataklastische Verschiebungsfläche.

kommenden basischen Intrusionen. Die eigentliche Dislokationszone, die sich Schritt für Schritt in einem 10—50 m hohen Steilrand längs der Basis der Kölischiefer bis in die unmittelbare Nähe des St. Rensjön verfolgen lässt, erreicht im Anschluss hieran eine auffallend geringe Mächtigkeit¹. Sie wird durch die gewöhnliche sattelförmige Auffaltung der Grundgebirgsunterlage und der sich anschliessenden silurischen Basalschichten gekennzeichnet. Die verschieferte Porphyryplatte kommt jedoch ausschliesslich nächst nördlich des Håggsjön vor, sowie hier und da im mittleren und nördlichen Teil der Zone, z. B. um Nyhems fäb., wo jedoch ein mächtiger und stark gepresster Konglomerathorizont teilweise dessen Stelle einnimmt. Die bis

¹ Die geringe Mächtigkeit am weitesten südlich lässt nicht einmal die Darstellung der Zone auf der Übersichtskarte Pl. VI zu.

zur Kopfgrösse vorkommenden Gerölle bestehen meist aus Porphyren, zum kleineren Teil auch aus roten Graniten und Syeniten und ausnahmsweise aus Quarziten (Fig. 10). Dieses Konglomerat, das sowohl tektonisch als auch petrographisch dem bekannten Offerdalskonglomerat weiter östlich entspricht (24, S. 316), ist deutlich als echtes Bodenkonglomerat erkennbar, und muss im Einklang mit der Tektonik in diesem Teil der Randzone als die gemeinsame Bodenbildung des östlichen Silurs und der Kölischiefer angesehen werden. Auf einzelnen kürzeren Strecken, wo sowohl die Porphyryplatte wie auch der Konglomerathorizont fehlen, liegt der grüngraue, sparagmitische Basalhorizont des Garbenschiefers und des Stuedalschiefers direkt auf dem mit petrographisch gleichartigen Sparagmitbänken eingelagerten östlichen Silur. Die Grenzzone wird, wie gewöhnlich, von spätkaledonischen Zertrümmerungszonen und Verschiebungsflächen, die von Auswülgungen gewisser Formationsglieder begleitet sind, durchzogen.

In voller Übereinstimmung mit der geringen Breite der Dislokationszone und dem Fehlen von Intrusionen ist die Metamorphose auf diesem ganzen Abschnitt ausschliesslich auf kataklastische Erscheinungen und daran sich anschliessende Neubildungen von Mineralen beschränkt (vgl. S. 79). Von irgend einer älteren, mehr hochmetamorphen Generation findet sich nichts. Die Benennung »Åreschiefer« für diese Zone hat demzufolge keine petrographische, sondern nur tektonische Bedeutung.

In einer Region, wie der jetzt behandelten, in der sowohl die kaledonischen Amphibolite mit ihren charakteristischen Injektionsgesteinen, wie auch bisweilen die aufgefalteten Grundgebirgsplatten fehlen, und wo sich im übrigen gesteigerte metamorphische Umbildung im Verhältnis zum östlichen Silur kaum nachweisen lässt, ist es natürlich in vielen Fällen schwer, rationelle Formationsgrenzen zu ziehen. Streng genommen fehlt nördlich des Håggsjön eine eigentliche Åreschieferzone, sondern östliche und westliche Silurfacies berühren einander. Im Anschluss an die tektonischen Verhältnisse im Norden und Süden würden die Grenzen von TÖRNEBOHM'S Åreschieferzone wohl am ehesten teils längs der Ostseite der Grundgebirgs- und Konglomeratantiklinale, teils an deren Westseite unter den hier beginnenden typischen Kölischiefen verlaufen.

Der Abschnitt längs der Ostseite des St. Rensjön nordwärts bis zum Anjan (Fig. 9).

Wie das für diesen Abschnitt repräsentative Profil Fig. 9 angibt, besitzt die Randzone hier eine ziemlich komplizierte Struktur, da TÖRNEBOHM'S Åreschieferzone sich aus einer von den heraufgepressten Basalschichten des Silurs bestehenden Doppelfalte und Teilen der hierher gehörenden Grundgebirgsunterlage zusammensetzt, an die sich die gewöhnliche Injektion des kaledonischen Grünsteins anschliesst. Die Tektonik ist also in der Hauptsache der meist verwickelten zwischen Dufed und Nordhallen

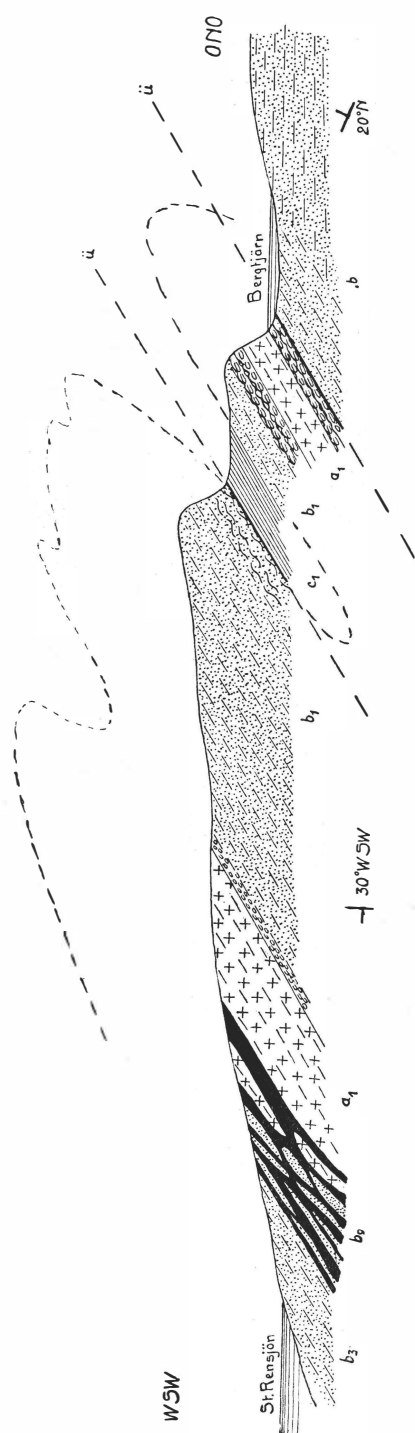


Fig. 9. Profil durch die östliche Randzone des Tännforsfeldes zwischen dem St. Rensjön und Bergsjörn. — Längensmassstab etwa 1:12000; Höhenmassstab verdoppelt.

- b* Verschiefter blauquarzartiger Quarzit und Sparagmit, oft mit Schiefer vermischt (östliches Silur);
- b₁* Desgleichen;
- c₁* Grober Phyllit;
- a₁* Aufgeschobene Bänke aus gepresstem Granit und Porphyr, von Bodenbildungen der Sedimentformation umgeben;
- b₂* Amphibolitinjizierter Sparagmitschiefer;
- b₃* Metamorpher Bodensparagmit und Quarzit der Kältschiefer, nach W in Garbenschiefer u. a. übergehend;
- ü* Mehr hervortretende, kataklastische Verschiebungsfäche.

analog (Fig. 4), wenn dort auch in der westlichen Antiklinale kein Grundgebirgskern herausdenudiert worden ist.

Das hauptsächlich aus blauquarzartigen, mit Phyllit gebänderten Quarziten und dunklen Sparagmiten bestehende autochthone Silur ist innerhalb des Gebietes zu einem ausgeprägt transversellen Faltensystem isoklinen Charakters mit nördlichen oder nordnordwestlichen Fallrichtungen zusammengeschoben, die am Ostrand der Dislokationszone im Westen plötzlich in westnordwestliche übergehen.

Die von Süden kommende einfache Antiklinale des Grundgebirgs-
porphyrs u. s. w. (Fig. 8) teilt sich sofort in zwei parallele Streifen, die sich

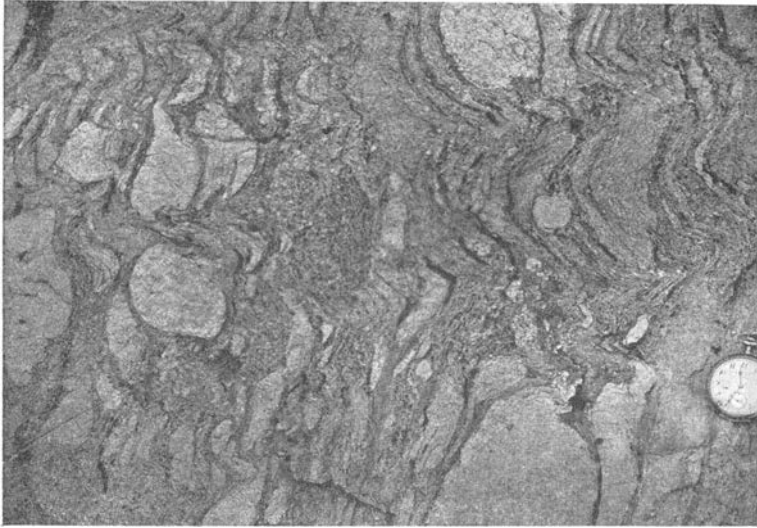


Photo. G. Frödin 1917.

Fig. 10. Gepresstes Bodenkonglomerat in der östlichen Antiklinale sö. St. Rensjön.

ohne Unterbrechung längs der ganzen Ostseite des St. Rensjön fortsetzen. Der Weststreifen wird so gut wie ausschliesslich von einem stark gepressten, roten Granit dargestellt, der östliche dagegen fast durchgehend von dem oben beschriebenen, stark zerknüllten Konglomeratschiefer (Fig. 10). Hier und da, besonders am weitesten südlich, östlich Näset, umgibt das letztere Gestein mantelförmig ein mächtiger Kern aus gepresstem Porphyr, aus dem er deutlich deriviert, und der etwas über das Silur an dessen Fuss hinübergekippt ist. Aller Wahrscheinlichkeit nach liegt hier ein dem subkambrischen Denudationsrelief angehöriger, im grossen und ganzen noch in autochthoner Lage befindlicher Höhenrücken vor, der gleichwohl beim Faltungsprozess in nicht unerheblichem Masse verschoben wurde.

Durch seine bankweise Wechsellagerung mit dem Blauquarz und Sparagmit dieser Gegend, die, noch recht weit vom Porphyrrücken entfernt, isolierte Gerölle enthalten können, zeigt sich der Konglomerathorizont so-

wohl mit dem Silur im Osten als auch mit den unmittelbar westlich einsetzenden, mit diesem petrographisch und stratigraphisch äquivalenten Sedimentgesteinen genetisch verbunden. Diese haben beständig den Habitus eines ganz typischen Blauquarzes oder dunklen Sparagmites u. s. w., und zeigen durch das Vorhandensein eingeschlämmer Gerölle und anderen Granitdetritus einen normalen, wenn auch durch sekundäre Verschieferungsvorgänge beeinflussten Sedimentationskontakt mit der westlichen Granitplatte. Es unterliegt also keinem Zweifel, dass diese beiden Granit-Porphyrantiklinalen aufgefaltete Teile der präkambrischen Unterlage darstellen.

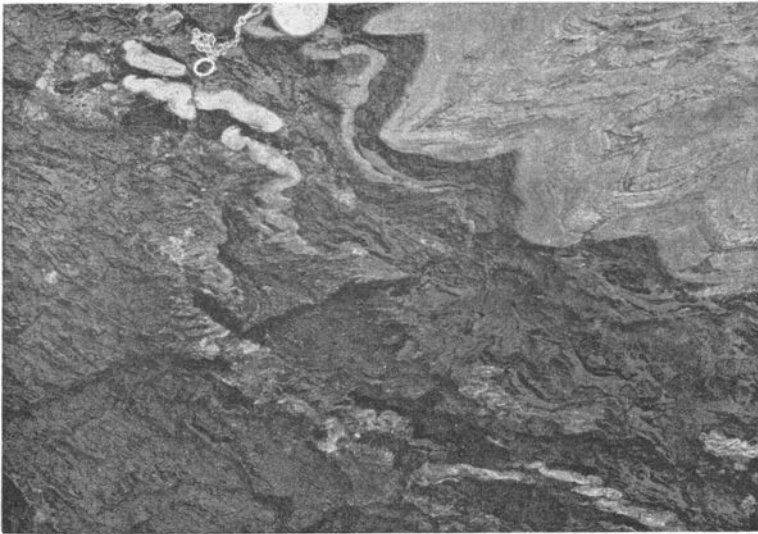


Photo. G. Frödin 1916.

Fig. 11. Aufspaltungskontakt zwischen Seveamphibolit und dem Bodensparagmit der Kölischiefer; Ostseite des St. Rensjön.

Der nach Westen zu auftretende, meistens in Amphibolit umgewandelte Grünstein hat auf gewöhnliche Weise die Strukturfläche des Nebengesteins unter Bildung gebänderter Åreschiefer aufgespaltet und injiziert (Fig. 11). Ebenso wie bei Nordhallen kommen ausserdem mehr normale, bruchstückartige, aber gerundete Einschlüsse von Granit vor, bisweilen mehr oder weniger resorbiert, mitunter nur nachweisbar durch isolierte, im Amphibolit liegende rote Mikroklinindividuen. Auch sind überschneidende Gänge und Apophysen beobachtet worden. Trotz der gewöhnlich weit vorgeschrittenen Amphibolitisierung sind feinkörnige Erstarungsstrukturen an den Grenzen gewisser mächtigerer Lagergänge nachweisbar. In noch höherem Grade als weiter südlich zeichnen sich die Gesteine in dieser Intrusionszone durch äusserst wechselndes, oft steiles Fallen aus.

Die dem Granit zunächst liegenden sedimentären Bänder und Bänke in diesem Injektionskomplex zeigen sich schon makroskopisch als wahrscheinliche Derivate des Granits. Nach Westen lassen sie sich ohne nachweisbare Unterbrechung Schritt für Schritt quer über die Injektionszone bis hinein in die Basis der eigentlichen Kølischiefer verfolgen, wo, wie in der relativ wenig metamorphen Gegend östlich Näset, konkordante Einlagerungen mit dem Habitus des östlichen Silurs vorkommen. Voll typische Kølischiefer, wie Garbenschiefer u. a., trifft man jedoch erst an der Nordseite des St. Rensjön, während sie sich längs der Ostseite unter dem See befinden.

Dieser schon aus tektonischen Gründen wahrscheinliche Zusammenhang mit der aufgefalteten Granitantiklinale, sowie die Kontinuität in der ursprünglichen Zusammensetzung der Sedimente, werden ihrerseits durch die mikroskopische Untersuchung bestätigt. Dabei zeigt es sich, dass der stark kataklastische Granit im wesentlichen aus Quarz und grob perthitischem Mikroklin, sowie in geringerer Menge saurem Plagioklas in selbständigen, obschon offenbar ziemlich umgewandelten Individuen, besteht. Hierzu kommen Serizit, chloritisierter Biotit und Epidot. Der Granit besitzt ausgeprägten Kalicharakter.

Im mittleren und unteren Teil der amphibolitischen Injektionszone haben die sedimentären Bänke und Bänder manchmal ganz deutlich reliktklastische Strukturen und den Charakter sparagmitischer oder arkosartiger Granitderivate. Quarz und perthitischer Mikroklin herrschen auch hier vor; dazu kommen saurer Plagioklas, Titanit, Apatit, Calzit, sowie beträchtliche Mengen von neugebildetem Serizit und etwas Biotit. — Der über der Intrusionszone liegende Basalhorizont der Kølischiefer scheint auch nicht stärker umkristallisiert zu sein. In einem aus neugebildetem Serizit und Biotit bestehenden, schiefrigen und feinkörnigen Quarz-Feldspat-Aggregat, in das kleine Klinozoisitkörner eingestreut sind, liegen hier reliktklastische, optisch oft einheitliche Partien und Linsen aus dem perthitischen Mikroklin des Granits, sowie in untergeordneter Masse auch solche des sauren Plagioklases. — Hierzu kommt Calzit in wechselnder Menge, sowohl im östlichen Silur wie in seinem metamorphen Derivat innerhalb der Åreschiefer und der basalen Kølischiefer.

Die Übereinstimmung mit der darunter liegenden Granitplatte ist in mineralogisch-petrographischer Hinsicht ganz unzweifelhaft, nicht zum mindesten angesichts des weiter im Süden vorherrschenden Plagioklascharakters in denselben Komplexen (s. S. 81). Man scheint also die Folgerung ziehen zu müssen, dass der sedimentäre Teil der Åreschiefer, wie die angrenzenden Kølischiefer, als sedimentäre Derivate des Grundgebirges in dieser Gegend, und damit auch als solche silurischen Alters, aufzufassen sind. Es ist zu bemerken, dass die oben angeführten kalireichen Kølischiefer, nach den zugänglichen Dünnschliffen zu urteilen, nach Westen allmählich in normal zusammengesetzte plagioklasreiche Stuedalsschiefer¹

¹ Betr. der normalen Zusammensetzung der Stuedalsschiefer sei hingewiesen auf S. 82.

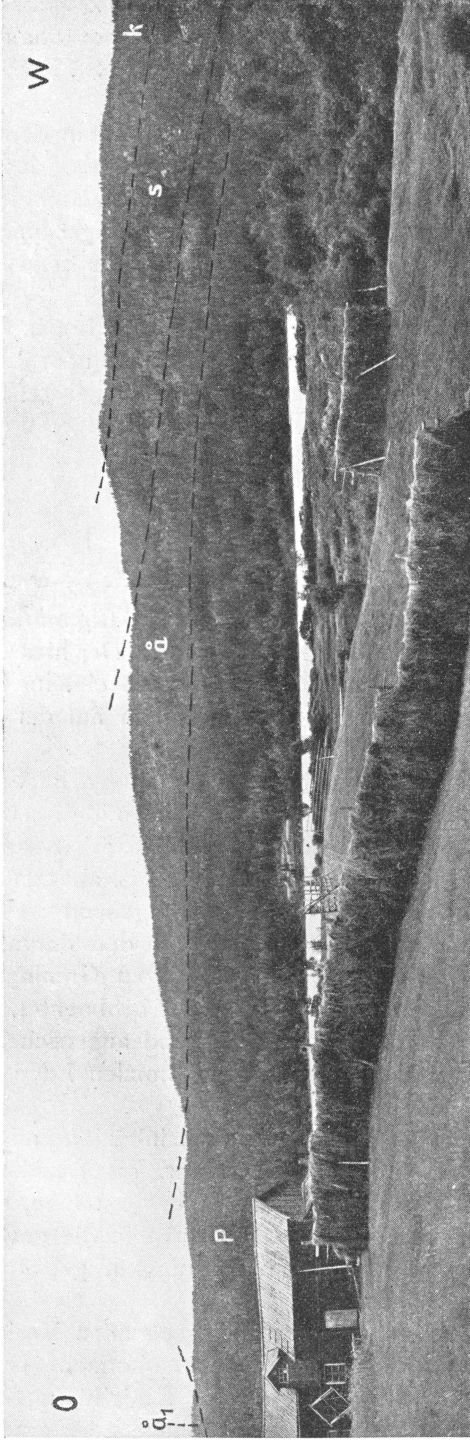


Photo. G. Frödin 1918.

Fig. 12. Der Forsäberget, vom Bahnhof Dufed gesehen.

- P* Porphyr der Mullfjällantiklinale;
- ä* Porphyrylonit- und Amphibolitplatten (Areschieferzone);
- ä*, Areschiefer im Renfjället;
- s* Östliches Silur;
- k* Bodenhorizont der Kölischiefer.

überzugehen scheinen. Diese Veränderungen in der Zusammensetzung sind wohl äusserst primärer Natur, wahrscheinlich denen analog, die im östlichen Silur, u. a. gerade in dem Gebiet östlich vom St. Rensjön, nachgewiesen sind (s. S. 66).

Über die Metamorphose der Gesteine ist im übrigen dem, was aus obenstehendem Bericht hervorgeht, nicht viel hinzuzufügen. Es muss betont werden, dass die letzten spätkaledonischen Verschiebungen auch in diesem Gebiet Zerquetschungszonen und Überschiebungsflächen hervorgerufen, und u. a. den Amphibolit in chloritische Schiefer teilweise umgewandelt haben.

Zwischen dem St. Rensjön und dem Anjan steht die Bodendecke einer näheren Klarstellung der Struktur der Dislokationszone hindernd im Wege. Zwei anscheinend auf tektonisch verschiedenen Niveaus gelegene Porphyrr-Granitplatten, nebst dem gewöhnlichen Amphibolithorizont, sind indes auch hier beobachtet.

Der Forsaberget (Fig. 3, 12, 13).

Ohne nachweisbare Unterbrechung setzt sich die kräftig markierte Antiklinale des Mullfjället nach Süden über Åredalen fort. Der hier transversal verschiefter Porphyr fällt durchgehend nach Norden ein, im Gegensatz zu den hauptsächlich longitudinalen Streichungslinien auf der Nordseite des Tales.

Am Ostfuss des Forsaberget hin bis zum Greningen im Süden liegt direkt auf der autochthonen Porphyrunterlage eine mit dieser petrographisch übereinstimmende, obgleich mehr mylonitisierte Porphyrscholle (Fig. 13, α_1) von höchstens einigen zehn m Mächtigkeit, aber nach Norden hin allmählich dünner. Die Fallrichtung ist durchgehend westlich, und lässt somit eine deutliche tektonische Diskordanz mit dem darunter liegenden autochthonen Porphyr erkennen. Nur NO vom Greningen ist ein gepresster Sparagmit von geringer Mächtigkeit beobachtet, der sich zwischen die beiden Porphyrrhorizonte einschiebt, und augenscheinlich den basalen Teilen des im übrigen in dieser ganz normalen Lage fehlenden östlichen Silurs angehört.

Auf diesen Porphyrrmylonit folgt eine Grünsteinbank (α) mit bisweilen wiederzuerkennendem, amphibolitischem Charakter, sonst meist völlig in Epidot-Chloritschiefer umgewandelt. In den Nebengesteinen, sowohl im Hangenden wie im Liegenden, zeigt dieser Grünstein die gewöhnlichen Aufspaltungserscheinungen und die dadurch bedingten gebänderten Gesteinstypen nur in geringerem Umfang.

Auf diesem, in Übereinstimmung mit entsprechenden Vorkommen in anderen Gegenden ganz sicher intrusiven Grünsteinhorizont, liegt ein im wesentlichen aus dunklen Phylliten aufgebaute Schichtkomplex (c), der durch eingelagerte Bänke und Schichten aus dunklem oder grauem Sand-

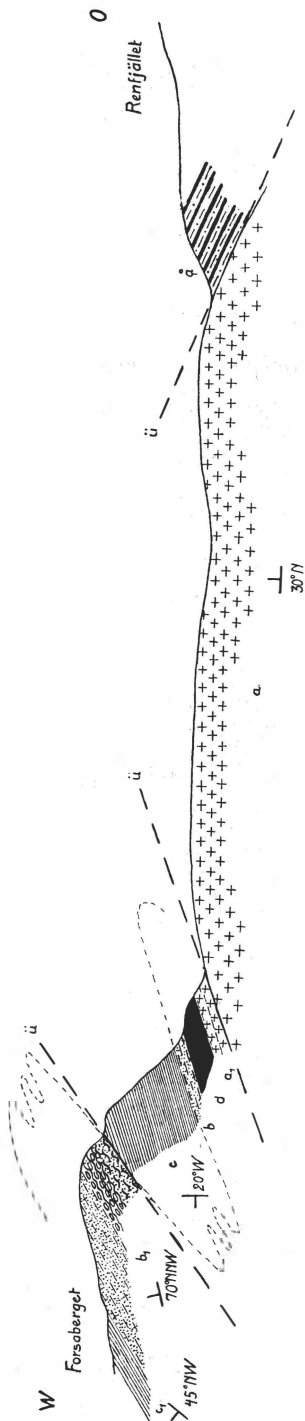


Fig. 13. Profil vom Forsaberget bis zum Renfjället. — Längensmassstab etwa 1:20000; Höhenmassstab verdoppelt.

- a Autochthoner Porphyry der Mullfjällantiklinale;
- Åreschieferzone { a₁ Scholle von Porphyrymylonit;
- c Dunkler Phyllit, nach der Basis zu grobklastisch (φ). (Östliches Silur);
- b₁ Bodensparagmit und Quarzit der Kollischiefer, nach der Basis zu konglomeratartig und zertrümmert, nach W in hellen Phyllit (c₁) übergehend;
- d Unterer Teil der Åreschiefer im Renfjället;
- ii Mehr hervortretende, kataklastische Verschiebungsfäche.

stein sowohl gegen das Liegende als auch gegen das Hangende hin allmählich grobklastischer wird. Nach Süden nimmt er allmählich ab, und keilt unmittelbar nördlich vom Greningen aus. In seinem Habitus stimmt er vollständig mit dem typischen, sog. östlichen Silur dieser Gegend, dagegen weniger mit den mehr hellgrau gefärbten und mehr quarzitischen, oft groben Phylliten etwas weiter westlich im typischen Kølischiefergebiet überein. Die Schichtung und Verschieferungsfläche fallen auch hier flach, aber regelmässig westlich ein. Ohne nachweisbare stratigraphische Diskordanz wird er überlagert von einem stark und wirr gefalteten, sparagmitischen Quarzit (b_1), der oft mit Schiefer ziemlich vermischt ist, und im

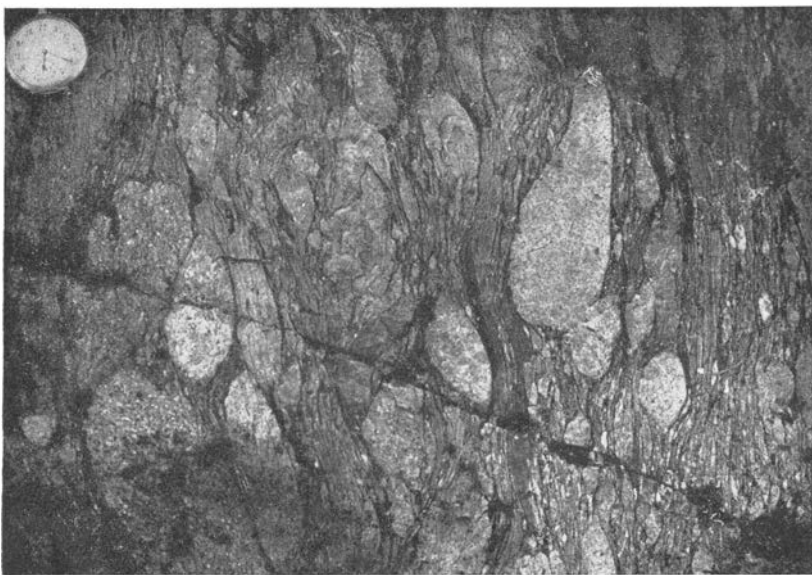


Photo. G. Frödin 1918.

Fig. 14. Konglomeratartige Bodenschichten der Kølischiefer; Forsaberget.

allgemeinen steil nach NNW einfällt. Der Gegensatz in den Richtungen und der Grösse des Fallens, wie auch der kräftigen Deformation des Gesteines, verrät hier eine tektonische Fläche.

Nach oben hin geht stufenweise dieser gefaltete Quarzit-Sandsteinhorizont recht bald in dieselbe konglomeratartige Bildung (Fig. 14) über, die seit langem von der Brücke Dufed her bekannt ist, wo sie, wie bei niedrigem Wasserstand zu erkennen, genau wie im Forsaberget, von dunklen, teilweise blauquarzartigen Quarziten, Sandsteinen und dunklen Phylliten — alle mit dem Habitus des östlichen Silurs — unterlagert ist, und an der Basis mit diesen wechsellagert. Die linsenförmigen, grösseren Gerölle in dieser Konglomeratbildung bestehen ausschliesslich aus oft sparagmitischen, hellen und grauen Sandsteinen und Quarziten, bisweilen stark calzithaltig, die aber makroskopisch und im Dünnschliff petrographisch ganz identisch

sind mit der Grundmasse und den umgebenden klastischen Sandsteinbänken. Infolge ihrer auffallend geringen Umkristallisierung ist es ausgeschlossen, dass die Gerölle von den eigentlichen Åreschiefern in deren jetziger Gestalt herkommen (s. S. 73); auch sind keinerlei Spuren von präkambrischer Metamorphose zu entdecken (Fig. 15). Dagegen erweisen sie sich durch verschiedene Mittelglieder, in Form unvollständig abgeschnürter Partien, als genetisch zusammengehörig mit den in der Streichrichtung befindlichen Sparagmit-Quarzitbänken, aus denen sie mit aller Deutlichkeit

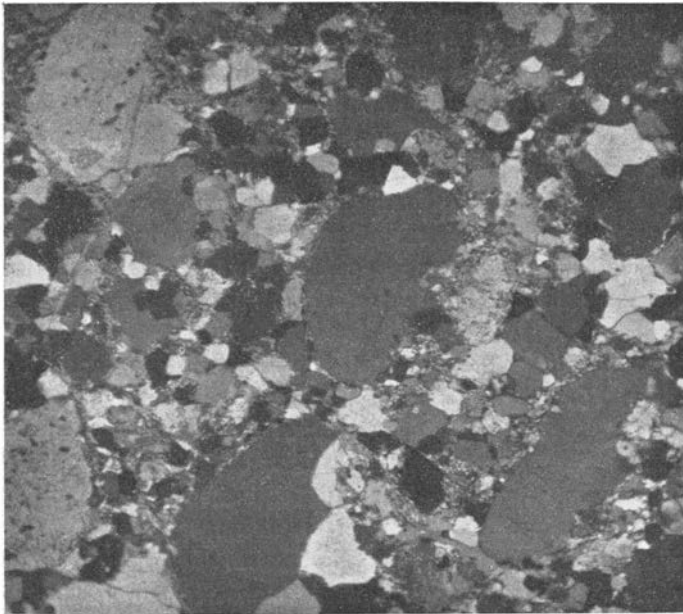


Fig. 15. Typisches Geröll im Pseudokonglomerat; Forsaberget. — Vergr. etwa 30. — Gekreuzte Nicols.

durch Zerbrechen hervorgegangen sind. Das regelmässige Auftreten dieser Pseudokonglomerate an der Basis der Kölischiefer scheint auf einem dort ziemlich konstant vorkommenden Horizont von deutlich gebanktem, hartem und sprödem Sandstein zu beruhen, der mit Schieferlamellen wechselt, und infolge dieser seiner inhomogenen Zusammensetzung beim Faltungsvorgang leicht tektonische Breccien und Pseudokonglomerate hervorruft. — Aber ausser diesen falschen Konglomeraten ist an verschiedenen Orten ein auf ungefähr demselben Niveau auftretendes, echtes Konglomerat aus kleinen Quarz- und Quarzitgeröllen, in gewissen Bänken und Schichten angereichert, beobachtet worden. — Die Entstehungsweise des Pseudokonglomerats ist also dieselbe wie auf der Strecke Dufed-Nordhallen, obgleich die mechanische Deformation dort mit basischen Intrusionen kombiniert ist, was das Problem begreiflicherweise verwickelter macht.

Nach Nordwesten hin geht diese Konglomeratbildung allmählich in einen mit ihr konkordanten, mehr homogenen, grauen Sparagmitschiefer über, der seinerseits in der Fallrichtung durch Wechsellagerung von grauen, typischen Køliphylliten abgelöst wird. Die letzteren sind ihrem Charakter nach leicht von der dunklen Phyllitabteilung im Ostabhang des Forsaberget zu unterscheiden.

Abgesehen von den mehr mechanischen Druckerscheinungen, die sich an die überall in den Abhängen des Forsaberget hervortretenden, spätkaledonischen Gleitzonen anschliessen, ist die Gesteinsmetamorphose bis weit in die Kølischiefer hinauf meistens ziemlich gering. Der Grünstein ist zwar amphibolitisiert worden, aber dann gewöhnlich in chloritische Schiefer übergeführt, während gleichzeitig die Metamorphose in den Sedimentgesteinen durch Chlorit-Serizitneubildungen charakterisiert werden kann.

Von Anfang an war der Forsaberget durch TÖRNEBOHM's Untersuchungen (32, S. 47) einer der Hauptstützpunkte für die Auffassung von der Tektonik der zentraljämtländischen Hochgebirge. Zwischen TÖRNEBOHM's altem Profil und meinem oben angeführten (Fig. 13) besteht bezüglich der grossen Hauptzüge eine bedeutend grössere Übereinstimmung, als es im ersten Augenblick erscheint. Die Erklärungen gehen indessen stark auseinander.

Im Forsaberget ist die stärkste tektonische Störungszone, die hier wie anderswo mit TÖRNEBOHM's Åreschieferzone zusammenfällt, nicht in die Basis der Kølischiefer verlegt, wie nördlich vom Åredalen, wo sie sich ja, z. B. zwischen Dufed und Nordhallen, unmittelbar unter dem eben beschriebenen Konglomerathorizont und über dem autochthonen östlichen Silur hinzieht. Nach dem steilen Fallwinkel der Verschieferungsflächen u. a. zu urteilen, scheinen die Störungen auf diesem Niveau im Gegenteil relativ unbedeutend zu sein. Anstatt dessen haben die stärksten Differenzialbewegungen längs der Kontaktzone zwischen der Grundgebirgsoberfläche und dem darüber befindlichen Sedimentkomplex stattgefunden, und sogar die Porphyrunterlage mit ergriffen. Die mit diesen Bewegungen deutlich zusammenhängenden Grünsteinintrusionen sind dem oberen Teil der Verschiebungszone gefolgt, und sind zwischen das östliche Silur und dessen jetzt in Mylonit umgewandelte ursprüngliche Porphyrunterlage eingedrungen. Dass der Phyllitkomplex, u. a. im unteren und mittleren Teil des Berges, wirklich als identisch mit dem östlichen Silur aufzufassen ist, geht ausser aus seiner Lage unter dem konglomeratführenden Basalhorizont der Kølischiefer daraus hervor, dass die Porphy-Grünsteinbänke der Åreschieferzone allmählich nach Norden auskeilen, wo also der Phyllitkomplex unmittelbar und normal auf dem autochthonen Porphyr zu liegen kommt, wie es auch die Verhältnisse zwischen Dufed und Nordhallen deutlich erkennen lassen.

Auf der anderen Seite nimmt die nördlich vom Åredalen in der Basis der Kølischiefer befindliche basische Intrusionsmasse nach Süden ab, und verschwindet schon, ehe der Indalsälven erreicht ist. Im Forsaberget ist diese grosse Dislokationszone, mit Ausnahme der relativ unbedeutenden tek-

tonischen Störungen an der Basis des Konglomerathorizontes, ganz verschwunden. Die hier bei der basischen Intrusionszone, oder dem Åreschieferhorizont, den TÖRNEBOHM wahrscheinlich als Leithorizont anwendete, eingetretene eigentümliche Veränderung in der Lage hat ihn unwillkürlich zu der Auffassung geführt, dass das östliche Silur ganz fehlt (36, Karte), und dass der gesamte überlagernde Komplex zu den Kölischiefen gehört. — Dass die tektonischen Störungen mit nachfolgenden Injektionen sich auch im Renfjället auf der Ostseite der Antiklinale (Fig. 13) bis hinunter in die autochthone Porphyrunterlage erstreckten, wird unten noch etwas berührt werden (S. 136).

Schliesslich sei hervorgehoben, dass die petrographische Zusammensetzung der Gesteine im Forsaberget alles andere bestätigt als das Vorhandensein grosser Überschiebungen, wodurch die Gebirgsschiefer ihre jetzige Lage erhalten haben können. Im Gegensatz zu dem Gebiet unmittelbar nördlich Dufed (s. S. 76), bestehen die Einsprenglinge in dem unterlagernden autochthonen Porphy fast ausschliesslich aus reinem, natürlich saurem Plagioklas, während Kalifeldspat, entweder selbständig oder perthitisch, nur ausnahmsweise vorkommt. Der sparagmitische Repräsentant des östlichen Silurs NO Greningen (s. S. 90) zeigt sich im Mikroskop als ganz analog dem Kölisparagmit (Fig. 13 b_1). Die Mineralgesellschaft ist Quarz, saurer Plagioklas und Calzit, zu denen in kleineren Mengen, nebst (selten) Kalifeldspat, neugebildeter Serizit und Chlorit hinzutreten. Die Metamorphose ist unbedeutend, und die sedimentklastische Struktur ist leicht erkennbar. Infolge dieser auffallenden petrographischen Beziehungen unter einander und zur Porphyrunterlage, sowie mit Rücksicht darauf, dass eine ursprüngliche, stratigraphische Diskordanz zwischen dem Kölisparagmit (b_1) und dem angrenzenden östlichen Silur (c) fehlt, sprechen nach meiner Ansicht, analog den Verhältnissen anderswo in der östlichen Randzone des Tännforsfeldes, starke Gründe dafür, dass dieser Kölisparagmit zu den aufgefalteten Basalschichten des autochthonen Silurs dieses Gebietes gehört.

Der Abschnitt vom Forsaberget südwärts bis zum Kösjön (Fig. 16).

In dem flachen und erdbedeckten Terrain auf dem in diesem Abschnitt zu behandelnden Gebiet lassen sich vollständige Profile nur ausnahmsweise zusammenstellen. Das Profil vom Storlitjärn Fig. 16 scheint indes für die Tektonik des Gebietes typisch zu sein. Im wesentlichen stimmt es mit dem des Forsaberget überein. Die Verschiedenheit mit diesem liegt hauptsächlich in dem Fehlen des typischen östlichen Silurs, das ja schon nördlich des Greningen auskeilt (S. 92), sowie in der geringeren Mächtigkeit und dementsprechend schwächeren Metamorphose bei der eigentlichen Dislokationszone. Analog den tektonischen Verhältnissen im Norden, darf also die Åreschieferzone nicht, wie die bisherigen Karten u. s. w. angeben, als voll-

ständig fehlend, sondern nur als abnorm schwach ausgebildet angesehen werden, und kann infolgedessen auf der Übersichtskarte Pl. VI nicht eingezeichnet werden.

Auf dem mässig verschieferten, nördlich fallenden autochthonen Porphyry im Osten liegt auch hier eine stark mylonitisierte Fazies desselben Gesteines in Form einer westnordwestlich fallenden, angeklebten Platte. — Die basische Intrusionszone scheint ganz und gar auf die im untersten Teil der Kølischiefer liegende Quarzit-Sparagmitzone begrenzt zu sein, die hier bisweilen analog dem Pseudokonglomerat von Nordhallen ausgebildet ist (S. 78). U. a. treten grünscharz gefärbte Gerölle und Linsen auf, die, wie die Dünnschliffe zeigen, aus einem einzigen Quarzindividuum bestehen, etwas undulös oder schwach in Felder geteilt, und mit grünen, oft radial angeordneten Chloritschuppen eingestreut sind. Wieweit diese Er-

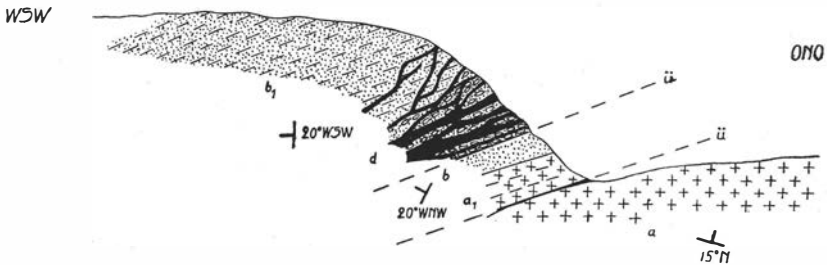


Fig. 16. Profil durch die östliche Randzone des Tännforsfeldes beim Storlitjärn; s. Dufed. — Längenmassstab etwa 1: 7 000; Höhenmassstab verdreifacht.

- | | | |
|-----------------|----------------------|--|
| | <i>a</i> | Autochthoner Porphyry der Mullfjällantiklinale; |
| Åreschieferzone | <i>a₁</i> | Scholle aus Porphyrymylonit; |
| | <i>b</i> | Bodenquarzit und Sparagmit; |
| | <i>d</i> | Grünstein, nach unten verschiefert, nach oben in Form von Diabasgängen in <i>b</i> und <i>b₁</i> injiziert; |
| | <i>b₁</i> | Der quarzitische und sparagmitische untere Teil der Kølischiefer, nach W mehr phyllitisch; |
| | <i>ü</i> | Mehr hervortretende, kataklastische Verschiebungsfläche. |

scheinung in zufriedenstellender Weise durch Kontaktbeeinflussungen zwischen dem Grünstein und Quarzit erklärt werden kann, möge bis auf weiteres dahingestellt sein. Quarzgänge oder Linsen sind jedoch in den angrenzenden Kølischiefen nicht beobachtet. Magmatische Ausschnitzungen von Quarz aus dem Grünstein wären möglicherweise auch denkbar. — Die Intrusionszone wird nach unten hin von einer typischen, tektonischen Diskordanz in Form eines spätkaledonischen Kataklasthorizontes abgeschnitten. Ein Ausdruck hiervon ist auch das unmittelbar oberhalb desselben eintretende westsüdwestliche Fallen, das in den westlich beginnenden, mehr feinkörnigen und phyllitischen Kølispargmiten seine Fortsetzung findet.

Es ist von besonders grossem Interesse, dass der Grünstein nur nahe der Basis des Komplexes als Bänke und Bänder von Chloritschiefer und Amphibolit auftritt, die der Strukturfläche des Nebengesteines konform sind. Weiter aufwärts nimmt die Metamorphose allmählich sowohl im

Nebengestein wie im Grünstein ab, während letzterer gleichzeitig immer häufiger in der Gestalt überschneidender Gänge auftritt, die schliesslich ziemlich regellos die typischen Kölischiefer durchschwärmen. Trotz starker Zersetzung nimmt die Struktur dabei typisch ophitischen Charakter an mit feinkörnigeren Kontaktzonen, ist aber hier und da längs diffus begrenzter Druckzonen ausgewischt.¹ Diese teilweise massigen Diabasgänge in den Kölischiefen sind nicht nur im Norden beim Greningen, sondern sogar so weit nach Süden wie östlich des Kösjön beobachtet. Der intrusive Charakter und das kaledonische Alter des Grünsteins wird damit vollkommen deutlich.

Für eine nähere Erklärung der Tektonik, und hinsichtlich der Frage grosser Überschiebungen, können für diesen Abschnitt in der Hauptsache dieselben Gesichtspunkte und Argumente angeführt werden, wie oben S. 94. bei der Besprechung des Forsaberget. Die verschobene Porphyrymylonit-scholle scheint also auf Grund petrographischer Übergänge durch einen Verwitterungskontakt mit dem überlagernden, silurischen Basalhorizont verbunden zu sein. Der Kölisparagmit kann daher betreffs seiner petrographischen Zusammensetzung in bestimmte Beziehung zu seiner autochthonen Porphyrunterlage gesetzt werden. — Am Südennde der Antiklinale tritt betreffs der Einsprenglinge des Porphyrs insofern eine Veränderung ein, als, ausser einer kleineren Anzahl selbständiger Individuen von saurem Plagioklas, ziemlich grobstruierter Antiperthit immer mehr vorherrscht. Auf diesem autochthonen Porphyr und verbunden mit ihm durch Bodenkonglomerate u. a. liegt stellenweise in Rekhufvud ein gepresster roter Sparagmit, der im Dünnschliff sich qualitativ und quantitativ als Derivat von den Einsprenglingen des genannten Porphyrs erweist. Eine in der Hauptsache gleiche Zusammensetzung ist auch bei dem unmittelbar im Westen vorkommenden Kölisparagmit zu beobachten.

Abgesehen von den Verschiebungen innerhalb der kaledonischen Injektionszone, scheint die Schichtenfolge aus sämtlichen oben angeführten Gründen am natürlichsten als im grossen und ganzen voll normal zu erklären zu sein.

Die südliche Randzone des Tännforsfeldes.

Während das Tännforsfeld nach Osten durch die besonders ausgeprägte Mullfjällantiklinale begrenzt wird, sind die sattelförmigen Aufwölbungen auf den übrigen Seiten des Feldes zwar tektonisch vollkommen deutlich, aber topographisch unsichtbar, was teilweise darauf beruht, dass die Denudation noch nicht dasselbe stratigraphisch tiefe Niveau erreicht hat wie im Osten.

¹ Bemerkenswert ist, dass TÖRNEBOHM diese Diabasintrusionen beobachtet hat, ohne indes eine Erklärung beizufügen. Er führt sie nicht einmal unter seinen postalgonkischen Eruptiven an (36, S. 171).

Das Vorhandensein einer solchen Antiklinale am Südrand des Feldes entlang wird deutlich durch die nach Osten gehende Verzweigung der Reichsgrenzantiklinale südlich des Storlien ersichtlich gemacht, längs der nicht nur die silurischen Basalsparagmite und Quarzite, sondern auch das darunter liegende Grundgebirge keilförmig zwischen das Tännforsfeld und den Åreschieferkomplex der Snasahögarna sich einschieben. Weiter nach Osten kommt man in tektonisch höher liegende Niveaus hinauf, wo die Scheitellinie der Antiklinale unmittelbar an dem Südrand der Kölischiefer in die dortigen Åreschiefer hervorragt

Infolge dieser tektonischen Verhältnisse liegt in der Gegend südlich Enafors der breiteste und tiefste Einschnitt in der Åreschieferantiklinale, und in den weitgestreckten, spätglazialen Freispülungen lässt sich dort der unmittelbare Zusammenhang zwischen den beiden Schenkeln der Antiklinale am besten studieren. Innerhalb einer mehrere hundert m breiten Zone wird hier die in der Hauptsache nördliche Fallrichtung allmählich nach Süden herungeworfen. Aber gleichzeitig treten Falten höherer Ordnung auf, nicht nur in Form von ost-westlich streichenden Kleinfalten, sondern auch oft mit in seinen Einzelheiten verworrenem und stark wechselndem Fallen. Die hierdurch hervorgerufenen Unregelmässigkeiten treten nach Osten hin mehr hervor, was sich in den weniger stark abgetragenen Antiklinalen dieser Art im Überschiebungsgebiet Zentraljämtlands zu wiederholen pflegt, und was u. a. mit den auf diesem höheren Niveau reichlicher auftretenden Grünsteininjektionen in direktem Zusammenhang zu stehen scheint (s. S. 174).

Zufolge der Erdbedeckung sind die näheren Beziehungen zwischen den Köli- und Åreschiefern gewöhnlich nur längs der grösseren Wasserläufe Järpån, Bunnerån, Vesterån, Handölsälven und der Bäche zwischen Handöl und Enafors zugänglich. Die Verhältnisse scheinen überall ziemlich gleichartig zu sein (Fig. 17). Die untersten Horizonte der Kölischiefer bestehen hier aus hellen und dunklen, bisweilen granat- und hornblende-führenden Serizit-Biotitphylliten und Glimmerschiefern, teilweise aus den gewöhnlichen Typen, die mit Kalkphylliten, unreinen geschichteten Kalksteinen, Quarzit- und Sparagmitschiefern abwechseln. In der Basis dieses metamorphen Komplexes tritt gewöhnlich in Form von Lagergängen und linsenartigen Injektionen ein mittel- bis grobkörniges, aber an den Kontakten feinkörniges, diabas- oder gabbroartiges, ausnahmsweise auch porphyrisches Gestein auf, das strukturell gut erhalten und charakteristisch, aber stark zersetzt ist. Zeitweilig schwellen diese Injektionen zu kleinen langgestreckten Lakkolithen unter Ausscheiden von Olivingesteinen an, z. B. bei Handöl¹ u. a. Stellen, und senden in das Nebengestein

¹ Ein im Geologischen Institut in Uppsala befindliches Handstück, aus einem hell graugelben, charakteristischen Gestein bestehend, das nach gütiger Mitteilung von Prof. A. G. HÖGBOM aus der Glimmerschieferzone im Hangenden des Talkschiefers stammt, und dort mit mehr talkschieferartigen Bänken abwechselt, zeigt im Dünnschliff einzelne grössere Amphibolitindividuen in einem fast nur aus Klinozoisit, Zoisit, Calcit und etwas Quarz

Schwärme von grösseren und kleineren Gängen und Apophysen, die nicht selten die Strukturfläche schräg überschneiden. Wie anderswo sind diese eruptiven Erscheinungen eng verbunden mit starken tektonischen Störungen in Form unregelmässigen Streichens und gewöhnlich steileren Fallens.

Die im grossen und ganzen wenig regionalmetamorphen Grünsteinbänke scheinen in der Regel keine nennenswerte Steigerung der Metamorphose in den Nebengesteinen hervorgerufen zu haben, ebenso wenig wie diese eine Tendenz zeigen, den Habitus der Åreschiefer anzunehmen. In der Nähe der unterlagernden Åreschiefer werden diese primärstruieren Grünsteine, besonders die schmaleren Gänge, sowohl nach den Seiten zu, als auch im Innern, immer häufiger von diffus begrenzten Druck- und

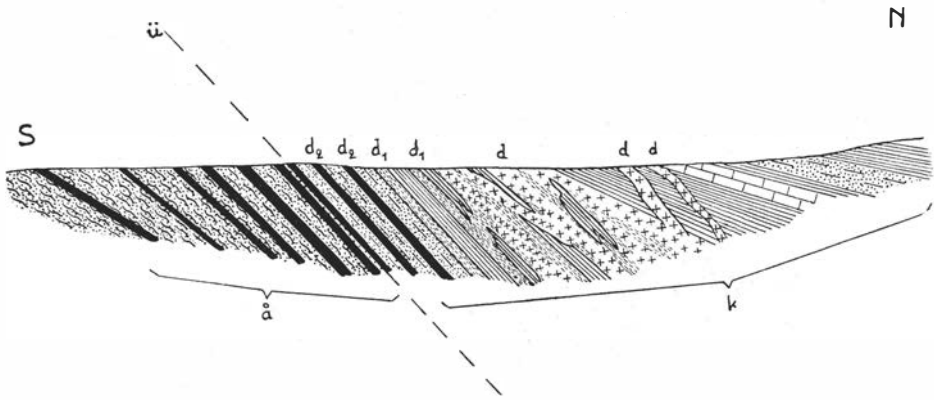


Fig. 17. Generelles Profil durch die südliche Randzone des Tännforsfeldes.

- k { Phyllite und Glimmerschiefer } Kölischiefer;
- { Quarzit-Sparagnitschiefer } Kölischiefer;
- { kristalline Kalksteine } Kölischiefer;
- d Diabas und Gabbro, die Kölischiefer durchsetzend, nach Süden zu in steigendem Grade amphibolitisiert und verschiefert (d_1 , d_2);
- a Amphibolitgebänderte Åreschiefer (Sparagnitschiefer, Glimmer- und Quarzitschiefer, Kalksilikatgneise u. a.);
- $ü$ Mehr hervortretende, kataklastische Verschiebungsfäche.

Verschieferungszonen durchzogen, in denen das Gestein in typischen Seveamphibolit übergeht. Diese anfänglich partielle Metamorphose wird allmählich durchgreifender und schliesslich mehr oder weniger vollständig, während gleichzeitig die Injektionen ausschliesslich den Charakter konformer Lagergänge erhalten, sowie mehr und mehr ausgewalzt und dünn werden. Noch ein Stück in den typischen Åreschieferkomplex hinein trifft man ausnahmsweise kleinere Grünsteinpartien mit Reliktstrukturen, die denselben primären Charakter haben, wie die Injektionen in den Kölischiefen. Parallel hiermit haben auch die Nebengesteine eine fortlaufende Umwandlung in petrographisch voll typische, hochkristalline Åreschiefer durchgemacht.

bestehenden Aggregat. Es ist vielleicht nicht ausgeschlossen, dass hier ein metamorphes Derivat aus den im Zusammenhang mit derartigen Peridotiten als Differenzierungsprodukten weniger gewöhnlichen basischen Feldspatgesteinen vorliegt

Das Schlussresultat sind also amphibolitgebänderte, sedimentäre, granat- und hornblendeführende Gneise und Glimmerschiefer. Der Umschlag geht ziemlich rasch in einer einige hundert oder tausend m breiten Zone vor sich, und oftmals lässt sich keine unbestreitbar scharfe Formationsgrenze zwischen dem Åre- und Kølkomplex ziehen.

Eine solche Grenze liegt doch in der Diskordanz vor, die hauptsächlich in Form von abweichendem Fallen und Streichen seit langem als zwischen den beiden Komplexen befindlich beschrieben ist, und als eine primäre

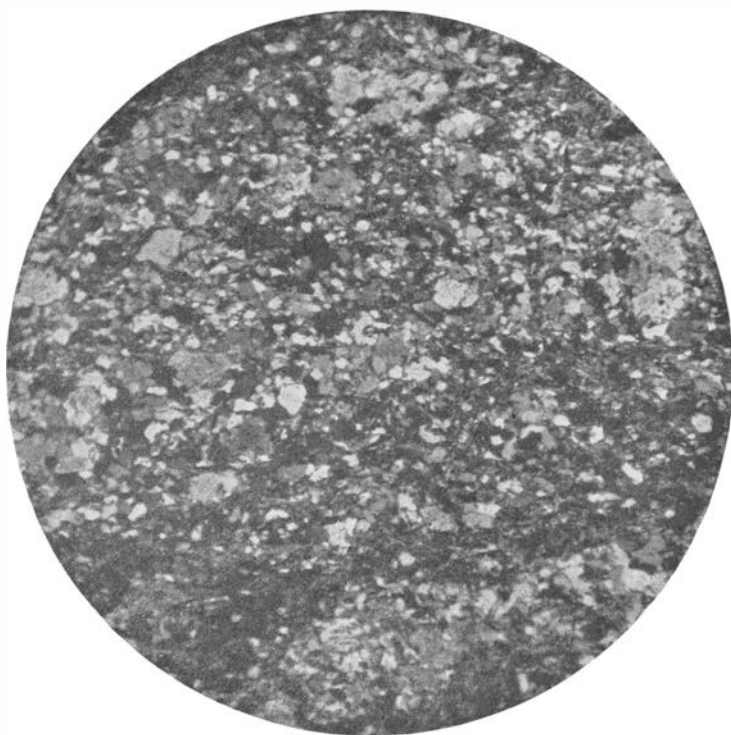


Fig. 18. Dunkler, phyllitischer Sparagmit (Silur); Enkroten. — Vergr. etwa 35. — Gekreuzte Nicols.

Ablagerungsdiskordanz aufgefasst wird (24, S. 305). Die Abweichungen im Fallen u. s. w. scheinen gleichwohl eine lokale Erscheinung zu sein, die bis jetzt nur vom Handöldalen bekannt ist, und nicht einmal dort vollständig entwickelt, obgleich sie sekundär durch die unten genannten, letzten tektonischen Störungen abnorm verschärft ist. Das steile nach Nordöst oder Ostnordost gerichtete Fallen der Kølischiefer an den Handölfällen ist zwar diskordant im Verhältnis zu dem hauptsächlich südsüdwestlichen Fallen der Åreschiefer im entgegengesetzten Schenkel der Antiklinale weiter im Südwesten, aber konkordant zu dem fast vollständig verborgenen Nord-schenkel. Auf der Zwischenstrecke herrscht dagegen das in derartigen

Antiklinalen gewöhnliche, äusserst unregelmässige Streichen vor, doch so, dass unmittelbar an dem kataklastischen Basalhorizont der Kølischiefer ein Streben nach völlig konkordanter Lagerung eintritt. Den angeführten Abweichungen kann also kaum nennenswerte Bedeutung beigemessen werden.

Indessen liegt hier, wie anderswo längs des Randes des Tännforsfeldes, eine unzweifelhaft sekundäre tektonische Diskordanz vor. Sie wird durch eine kataklastische Verschiebungszone mit zugehöriger Gesteins-

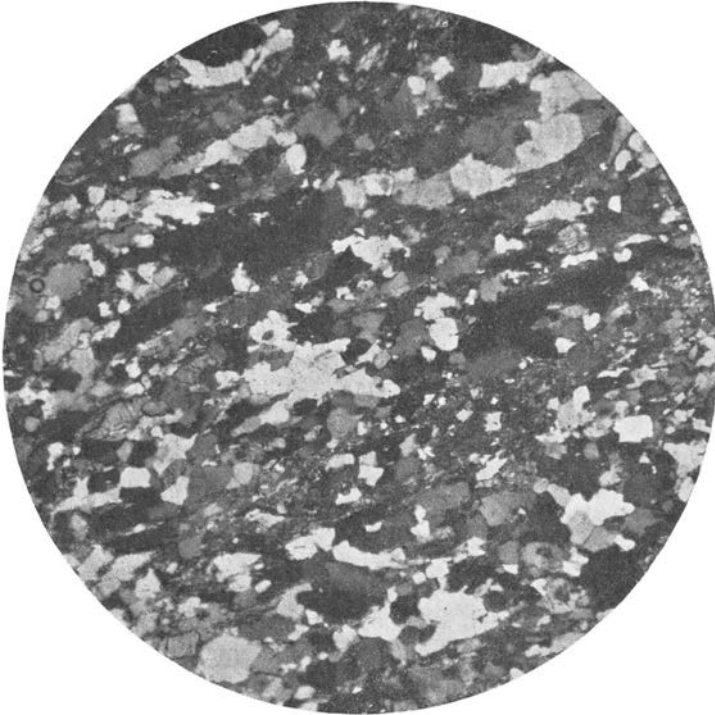


Fig. 19. Aus dunklem, phyllitischen Sparagmit (Fig. 18) hervorgegangener typischer Sevegneis; Nordfuss der Snasahögarna. — Vergr. etwa 35. — Gekreuzte Nicols.

metamorphose von oberflächlichem Charakter unter Bildung von talk- und chloritischen Schiefen u. s. w. markiert. Diese Dislokationen, die vor allem längs der Grenzen zwischen den verschiedenen Gesteinsgruppen entstanden, und daher bei den Handöforsarne hauptsächlich auf den unteren Teil der Kølischiefer beschränkt wurden, auf anderen Stellen sich aber weiter in die Tiefe erstreckten, gehören wie gewöhnlich zu der im Verhältnis zur eigentlichen Åreschieferbildung weit jüngeren spätkaledonischen Störungsepoche. Hierbei ist die petrographische und tektonische Konkordanz, die früher vorhanden war, und auch hier und da noch jetzt zwischen den Åre- und Kølischieferkomplexen zu vermerken ist, mehr oder

weniger verwischt und in eine sekundäre Diskordanz verwandelt, die vielleicht gerade bei den Handölforsarne am deutlichsten hervortritt (**6 b**, S. 166).

Für die Frage des Vorhandenseins grosser Überschiebungen im Sinne TÖRNEBOHM's ist es von Bedeutung, dass sich auch in der südlichen Randzone eine unzweifelhafte Übereinstimmung zwischen der Zusammensetzung der Åreschiefer und der autochthonen Silurunterlage nachweisen lässt. In dem südlich des Storlien liegenden Teil der Reichsgrenzantiklinale, sowie in ihrer östlichen Verzweigung, besteht das Silur vielleicht im überwiegenden Teil aus dunklen, wohl geschichteten, phyllitischen Sparagmiten (s. S. 71), im wesentlichen zusammengesetzt aus Quarz, saurem Plagioklas (Lichtbrechung $<$ Canadabalsam), neugebildetem Serizit nebst kleineren Mengen Chlorit, Epidot, Mikroklin und Biotit. Die Struktur ist noch teilweise reliktklastisch (Fig. 18).

Die habituelle Gleichheit zwischen diesem Komplex und den typischen, von Amphibolitbänken ziemlich sparsam durchzogenen, sedimentären Åreschiefern in dem tiefen Einschnitt am Nordfuss der Snasahögarna fällt beim Besuch sofort in die Augen. Das vorherrschende Gestein ist zwar auch unter dem Mikroskop ganz kristallinisch, hat jedoch seine charakteristische Feinschichtung, die durch abwechselnde Anreicherung dunkler und heller Minerale hervorgerufen ist, beibehalten. Im Dünnschliff lässt sich wohl als einziger grundsätzlicher Unterschied gegenüber dem silurischen Sparagmitphyllit eine hochgradigere Metamorphose entdecken. Zugleich mit dem Quarz ist der Plagioklas immer noch das leitende Mineral, wenngleich teilweise etwas kalkreicher (die Lichtbrechung fällt im allgemeinen zwischen Canadabalsam und Quarz). Während der Epidot konstant bleibt, sind Chlorit und Serizit ganz und gar durch Biotit ersetzt; einzelne grosse Individuen von Apatit nebst Magnetit, Kies und etwas Granat sind Neubildungen (Fig. 19). Bei den beiden nun beschriebenen Gesteinstypen ist der Reichtum an Natron auffallend stark, und ihr Charakter als Derivate aus ein und demselben Komplex primär tonreicher Plagioklassparagmite ist kaum zu bezweifeln.

In welcher Ausdehnung gewisse, weiter oben im Åreschieferkomplex, besonders in den Snasahögarna, liegende hochkristalline Gesteinstypen dieser Herkunft sind, ist dagegen schwerer zu entscheiden. In gewöhnlicher Weise mit den Amphiboliten innig wechselnd, kommen hier deutlich geschichtete Bänke und Bänder vor, makroskopisch z. T. blauquarzartigen Aussehens, die im Dünnschliff eine rein quarzitisches Zusammensetzung besitzen. Sie wechseln mit Gesteinen von typischem Sevegneis- und Seveglimmerschiefercharakter ab, oft in Schichten, deren Mächtigkeit bis auf wenige Millimeter hinuntergeht, in die sie allmählich übergehen. Man kann diesen Übergang von reinen Quarziten über äusserst quarz-albitreiche, aber an Kalksilikaten, Kalifeldspat und Glimmer arme Modifikationen zu Gesteinstypen, die reich sind an Granat, Amphibol, Epidot, Pyroxen, Sillimanit und kalkreicheren Plagioklasen im Mikroskop verfolgen. Die

erstgenannten scheinen, mindestens teilweise, als plagioklassparagmitische Derivate aufzufassen zu sein, während die an die Kalksilikatgneise und Glimmerschiefer angeschlossenen Gesteinstypen wohl mehr normale, tonreiche und etwas kalkige Sedimente darstellen. Natürlich können wahrscheinlich auch Derivate von Kalisparagmiten vorliegen. Diese in den hochmetamorphen Åreschiefern hervortretende Wechsellagerung spiegelt also die primäre Schichtstruktur und den Wechsel in der ursprünglichen Zusammensetzung der Sedimente wider, und ist in ihren Einzelheiten, sogar in Bänken von ganz geringer Mächtigkeit, ausserordentlich deutlich zu erkennen (Fig. 20).

Infolge der angeführten Übereinstimmung zwischen der autochthonen Silurunterlage und den angrenzenden Åreschiefern, sowie hinsichtlich der

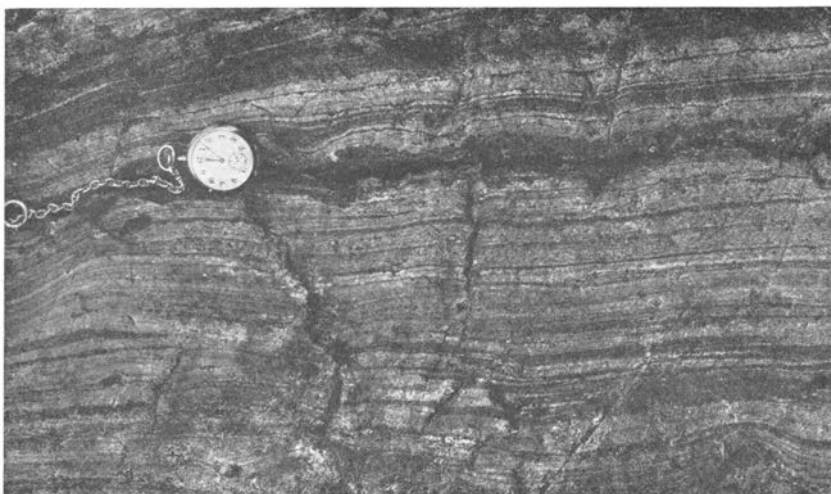


Photo G. Frödin 1917.

Fig. 20. Relikte Schichtstruktur in hochkristallinem Åregneis; Bunnerån.

längs der östlichen Randzone hierin gewonnenen Resultate, müssen grosse Überschiebungen auch längs des Südrandes als ausgeschlossen betrachtet werden. Die tektonischen Verhältnisse zwischen den Åreschiefern und dem Silur konnten hier leider nirgendwo näher untersucht werden. In der am Tvärån, westlich der Snasahögarna, blossgelegten Kontaktzone zwischen den beiden Formationskomplexen, die hier jedoch dem Südschenkel der Antiklinale angehören, konnte infolge des Fehlens einer hinaufgepressten Grundgebirgsplatte, sowie der einförmigen paragmitischen Zusammensetzung, auch nicht festgestellt werden, wieweit eine Inversion vorliegt. Dagegen besteht hier, wie gewöhnlich, eine kataklastische, spätkaledonische Verschiebungszone. Die Frage, ob die Lage der Åreschiefer auf dem Silur in der südlichen Randzone normal ist, oder — gleich der Tektonik anderswo in den Randgebieten des Feldes — eine Auffaltung der silurischen Basalschichten

bedeutet, möge daher bis auf weitere unbeantwortet bleiben. Dagegen hat die Åreschieferzone in ihrer Gesamtheit den gewöhnlichen Charakter einer auf die Basis des Tännforsfeldes beschränkten, mit Amphibolit injizierten Verschiebungs- und Dislokationszone.

Die westliche Randzone des Tännforsfeldes.

In der längs der schwedisch-norwegischen Grenze sich hinziehenden Reichsgrenzantiklinale hat die Erosion nicht nur die Köli- und Åreschieferkomplexe vollständig durchbrochen, sondern es ist auch ein breiter Rücken des autochthonen Silurs und der präkambrischen Porphy-Granitunterlage blossgelegt. Südlich des Storlien taucht das Nordende dieses Grundgebirgsfensters wieder unter die höher liegenden Formationen ein, die daher hier, im ganzen betrachtet, ringsum nach aussen fallen. In der Hauptsache schliessen sich meine Beobachtungen im Felde an die von TÖRNEBOHM (36, S. 153) und HÖGBOM (24, S. 336) früher veröffentlichten an, während jedoch in der Deutung die Ansichten auseinander gehen.

So weit bis jetzt bekannt ist, steht in dem stark bedeckten Nordende des Grundgebirgsfensters nur Porphy an, der auffallend wenig gepresst ist. Die Einsprenglinge bestehen teils aus schwach gegittertem, aber grob perthitischem Mikroklin, teils aus selbständigem, aber recht umgewandeltem, entkalktem Plagioklas (Lichtbrechung $\bar{<}$ Canadabalsam). Beide Feldspate treten in ungefähr gleicher Menge auf. Die mikrogranitische Grundmasse ist gleichmässig mit kleinen primären Biotitschuppen eingestreut, die bisweilen etwas chloritisiert sind, und geht in diffus begrenzte Schlieren oder Linsen von mehr grobkristallinischer Struktur über. Granat kommt recht allgemein vor, in kleineren Mengen auch Flussspat und sekundärer Leukoxen. Eine bedeutendere petrographische Gleichheit ist zwischen diesem Porphy und den quarzporphyrischen Faziesbildungen des Granits in dem zentralen Teil des Grundgebirgsfensters nach Sylarne und Nedalen hin kaum bemerkbar (s. S. 68).

Auf der Grundgebirgsunterlage liegt ein mächtiger, in der Hauptsache grobklastischer Sedimentkomplex, zusammengesetzt aus abwechselnd hellen und dunklen Sparagmitschiefern, die letzteren phyllitisch und eng verbunden mit mehr quarzitischen, oft ganz blauquarzartigen Bänken (Fig. 21). Im allgemeinen herrschen an der Basis besonders die hellen, bisweilen etwas rötlichen Sparagmite vor, während höher hinauf die dunklen und schliesslich die quarzitischen Formen allgemeiner werden. Diese Schichtserie ist stratigraphisch vollkommen kontinuierlich und einheitlich, und stimmt mit den an vielen Stellen mächtigen, grobklastischen Basalbildungen des zentraljämtländischen Silurs, seinem allgemeinen petrographischen und tektonischen Charakter nach, überein. Das altsilurische Alter ist daher auch für die Quarzit-Sparagmitformation im Glucken-Blåhammerjället gegeben. Wollte man, wie TÖRNEBOHM (36, S. 44), deren unteren sparag-

mitischen Teil als präkambrisch ausscheiden, so wäre das eine gekünstelte, im Felde nicht durchführbare Aufteilung, umso mehr, als man anscheinend jetzt auch das grosse südnorwegische, früher als präkambrisch betrachtete Sparagmitfeld in den untersten Teil des Kambriums einreihen muss (26, 22).

Im Vergleich zu den dunklen Sparagmitphylliten, deren Zusammensetzung oben beschrieben wurde (S. 102), ist der saurere, helle Sparagmitschiefer bedeutend grobklastischer und kann eingestreute Feldspatkörner bis zur Zentimetergrösse enthalten. Im Dünnschliff zeigt es sich, dass er ganz überwiegend aus Mikroklin, Quarz und ziemlich reichlichen Mengen Epidot, Chlorit und Serizit zusammengesetzt ist; dazu bestehen die klei-

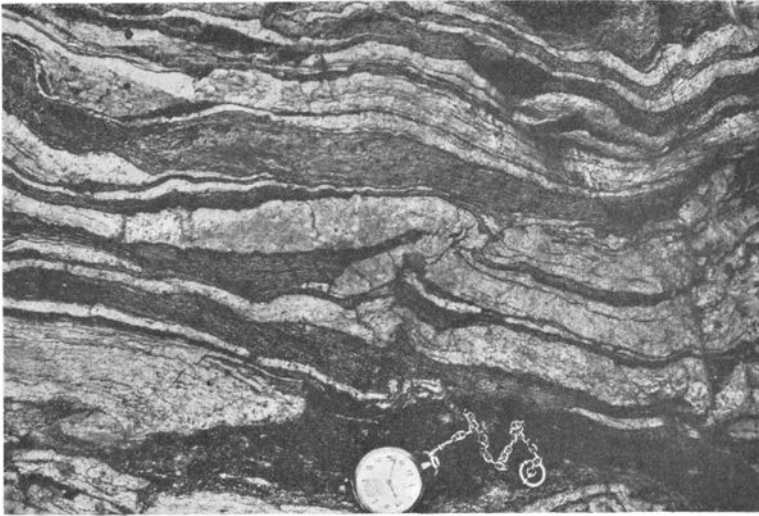


Photo G. Frödin 1918.

Fig. 21. Silurischer Quarzitschiefer in Wechsellagerung mit dunklem Sparagmitphyllit; Brudslöjan, Storlien.

neren und mittelgrossen Körner oft aus ziemlich zersetztem Plagioklas. Eine Sortierung des Materials fehlt fast vollständig. Die Mikrostruktur ist in der Regel noch halbklastisch. Im Verhältnis zu dem dunklen Sparagmitphyllit tritt der Charakter des Kalisparagmites hier deutlich hervor.

Bei der Sedimentation scheint doch eine gewisse Sortierung im grossen vor sich gegangen zu sein, die zu petrographisch qualitativ abweichenden Produkten führte, ein auch in anderen Gegenden beobachteter Vorgang. Hierbei wurden die mehr grobkörnigen, kalifeldspatreicheren Sedimente vor allem im unteren Teil des Komplexes angehäuft, die mehr feinkörnigen und plagioklasreichen dagegen weiter oben (s. S. 66).

Die für die Porphyreinsprenglinge im Nordende des Grundgebirgsfensters charakteristische, grobperthitische Ausbildung findet sich bei der Mikroklinkomponente der hellen Sparagmitschiefer nur in untergeordnetem

Masse vor. In der Regel fehlen nämlich eingelagerte Plagioklasstreifen. Ihrer qualitativen und quantitativen Zusammensetzung nach, schliessen sich daher diese autochthonen hellen Sparagmitschiefer weniger an den letztgenannten Porphy an, sondern eng an die unten berührte Scholle aus gepresstem Granit, und dies Gestein darf unter anderem aus diesem Grunde als ein wesentlicher Teil der präkambrischen Unterlage gelten (s. unten).

In dem für den Südteil der westlichen Randzone besonders typischen und leicht zugänglichen Profil vom Wasserfall Brudslöjan längs der Eisenbahn zum Bahnhof Storlien (vergl. Fig. 22) kommt man, da die Schichten hauptsächlich gegen O oder ONO flach fallen, allmählich in tektonisch immer höhere Niveaus hinauf. Auf dem hauptsächlich aus blauquarzartigem Quarzit bestehenden, oberen Teil des Silurs liegt konform eine schon von TÖRNEBOHM bei der Besprechung der Gegend no. Glucken erwähnte Scholle aus gepresstem Porphy (36, S. 153), die aber nord-

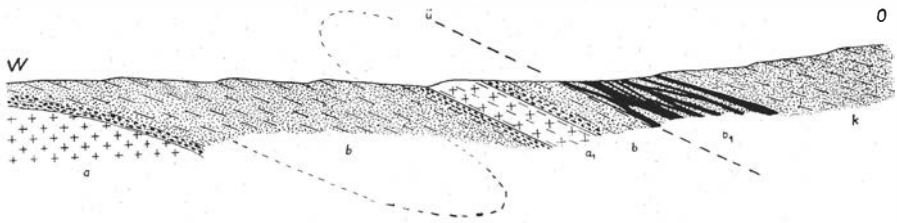


Fig. 22. Profil vom Storlien westwärts bis zur Reichsgrenze. — Länge des Profils etwa 3,5 km.

- a* Präkambrische Granite oder Porphyre der Reichsgrenzantiklinale;
- b* Die silurische Quarzit-Sparagmitformation, nach der Basis zu arkosartig;
- a₁* Aufgeschobener, gepresster Porphy und Granit;
- b₁* Injektionszone der Seveamphibolite (Äreschieferzone);
- k* Kölschiefer (meist Glimmerschiefer);
- ü* Mehr hervortretende, kataklastische Verschiebungsfäche.

wärts, am Brudslöjan, von Granit abgelöst wird. Mikroskopisch schliesst sich dieser Porphy an dasselbe Gestein im Porphyfenster etwas weiter südlich an (S. 104). — Der ungewöhnlich wenig deformierte Granit hat nicht selten seine primäre Erstarrungsstruktur wohl erhalten, desgleichen die Mineralkombination: Quarz, Mikroklin (dieser wenig oder gar nicht perthitisch), dazu in kleineren Mengen sauren, unzersetzten Plagioklas (Lichtbrechung \leq Canadabalsam), chloritisierten Biotit und Serizit.

Diese Granitplatte wird beiderseits mantelförmig von einem arkosartigen, bisweilen deutlich klastischen Gestein eingeschlossen, das seinerseits an der Peripherie mit den für das Gebiet typischen, teilweise blauquarzartigen Silursedimenten abwechselt, und seiner mineralogischen Zusammensetzung nach mit dem Granit identisch ist. Aus diesen Gründen, verglichen mit dem, was oben über die hellen Sparagmitschiefer gesagt wurde, ist es wohl kaum mehr zweifelhaft, dass die Porphy-Granitplatte als eine Grundgebirgsfalte mit der an sie angeschlossenen, subkambrischen

Verwitterungszone und davon herrührenden arkosartigen und sparagmatischen Schlammungsprodukten aufzufassen ist.

Die östlich am nächsten beginnende Gesteinsserie (Fig. 23), von HÖGBOM als Hartschiefer bezeichnet (23 b, S. 83), zeigt trotz ihres makroskopisch mylonitartigen Aussehens relikte, sedimentklastische Mikrostrukturen und anfänglich den Charakter des grobklastischen Kalisparagmites, der jedoch weiter von der Granitplatte ab allmählich schwächer wird, um schliesslich, im Zusammenhang mit einer Calzitanreicherung in einzelnen

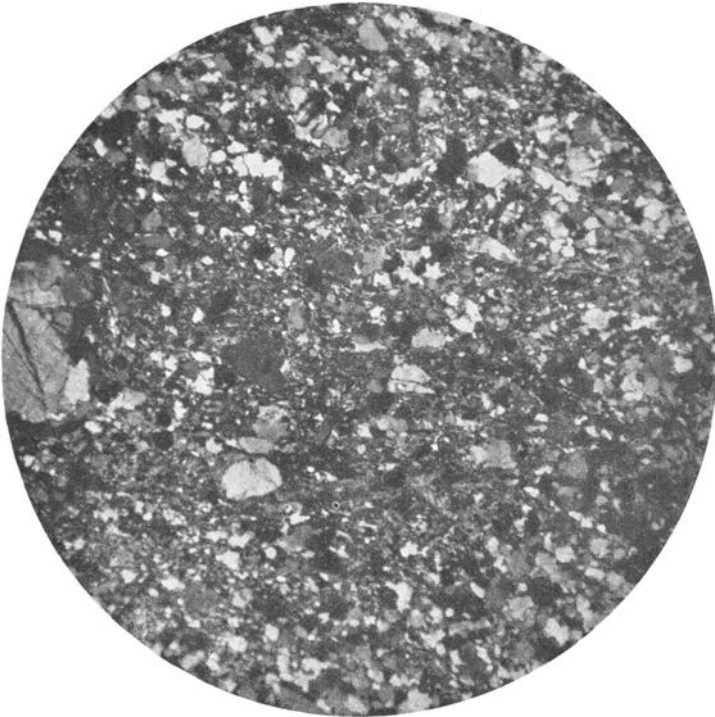


Fig. 23. Silurischer Sparagmitschiefer («Hartschiefer») zwischen der Granitplatte und der Åreschieferzone; Storlien. — Vergr. etwa 35. — Gekreuzte Nicols.

Bänken, in den gewöhnlichen plagioklasreichen Sparagmitphyllit überzugehen (S. 102).¹ Damit ist man in der hier wenig mächtigen, wie gewöhnlich von gebänderten Gesteinstypen aufgebauten Injektions- oder Åreschieferzone angekommen, in der die sedimentären Bestandteile oft eine kaum nennenswerte stärkere Umkristallisierung zeigen, als das Silur unmittelbar westlich.

Im Norden, an der Eisenbahnlinie, sind diese Injektionen auf den oberen Teil des oberen Antiklinalschenkels beschränkt, erstrecken sich

¹ Gleichwohl herrscht hier chloritisierter Biotit über den Serizit vor.

dagegen weiter im Süden bis hinab in den zentralen Porphyrkern (36, Profil S. 154), und erhalten dort im allgemeinen einen bedeutend grösseren Umfang; damit hängt auch eine mehr hochkristalline Umwandlung der Sedimente zusammen. Um den Storlien herum scheinen dagegen die Metamorphose und die allgemeinen Strukturzüge der Åreschieferzone wesentlich von den kataklastischen Störungen während der letzten Epoche des Faltungsprozesses bedingt zu sein. Hierunter sind u. a. einzelne, als Bodenkonglomerat der Kölischiefer beschriebene, tektonische Breccien zu rechnen, die denen in der östlichen Randzone des Feldes analog sind (24, S. 306; 23 b, S. 83, Fig. 46). Sie treten indes in der Åreschieferzone und sogar in derer Basis auf, und dürfen schon aus diesem Grunde nicht in der angeführten Weise gedeutet werden. — Im Zusammenhang mit dieser spätkaledonischen Deformation sind die Grünsteine meist in Chlorit-Epidotschiefer umgewandelt worden. Spuren von diabasartigen oder gabbroiden Erstarrungsstrukturen, nebst überschneidender Gänge, kommen nur ganz ausnahmsweise vor. Als Beispiel möge die Schlucht am Wasserfall Brudslöjan erwähnt sein. Hier trifft man den untersten Teil der Injektionszone wieder, infolge der Umbiegung der Streichrichtungen ringsum die Nordspitze der Antiklinale.

Die Grenze zwischen den Åre- und Kölischieferkomplexen ist wohl am ehesten dorthin zu verlegen, wo die Grünsteininjektionen einige hundert m westlich vom Bahnhof Storlien im grossen und ganzen aufhören. Die sedimentären Åreschieferschichten lassen sich, ohne eine andere nachweisbare Unterbrechung als durch diese eingeschalteten Bänke aus Grünsteinderivaten, allmählich über diese Grenze hinaus verfolgen, auf deren anderer Seite sie ihre konforme Fortsetzung in den basalen Kölischiefeln am Bahnhof und östlich davon finden. Gleichzeitig ist eine deutliche Steigerung der Metamorphose zu beobachten, die zu vollkristallinen Schiefeln aus den Mineralen Quarz, Mikroklin, Oligoklas, Calzit, Serizit, Biotit, Granat und Hornblende, wenngleich in wechselnden Mengen, führt.

Wie am Ostrand des Tännforsfeldes, scheint also auch am Westrand eine primäre petrographische und stratigraphische Konkordanz vom östlichen Silur bis zu den Åre- und Kölischiefeln vorhanden zu sein, welche letzteren nur als metamorphe und, soweit es die Åreschiefer angeht, von Grünsteininjektionen durchzogene Faziesbildungen des östlichen Silurs aufzufassen sind. Die ursprüngliche Kontinuität in dieser Schichtenserie ist also durch die Kataklastozonen und Verschiebungsflächen ebenso wenig vollständig verwischt worden, wie von den kleineren tektonischen Diskordanzen, die vielerorts auftreten, oder von früheren Bewegungen in den Gesteinen. Wie die Tektonik nach meiner Meinung aufzufassen ist, geht aus Fig. 22 hervor. Die dunklen Sparagmitphyllite im Osten würden also in der Åreschieferzone wiederkommen; wie wohl auch in den oben berührten, basalen Kölischiefeln Derivate des Sparagmitkomplexes vermutet werden können, mit dem sie durch ihren allgemeinen Habitus, z. B. die Reliktschichtung u. s. w., oft auffällig übereinstimmen (Fig. 24).

Nördlich vom Storlien setzt sich die Reichsgrenzantiklinale, nördlich streichend, als ein tektonisch schwach gewölbter Sattel fort, mit dem für solche Antiklinalen gewöhnlichen, unregelmässigen und wechselnden Fallen, das hier, teilweise wenigstens, auf eine quer zur Richtung der Antiklinale verlaufende Faltung zweiter Ordnung zurückzuführen zu sein scheint.¹ Die Åreschieferzone behält in der Hauptsache ihren genetischen und petrographischen Charakter bei, wenngleich die Umkristallisierung sich durchgehend als stärker erweist. Die mit den basalen Teilen der Kølischiefer gemeinsame, sedimentäre Komponente ist also bis in das Gebiet westlich des Anjan im Norden zum grossen Teil als Derivat einer aus Quarziten

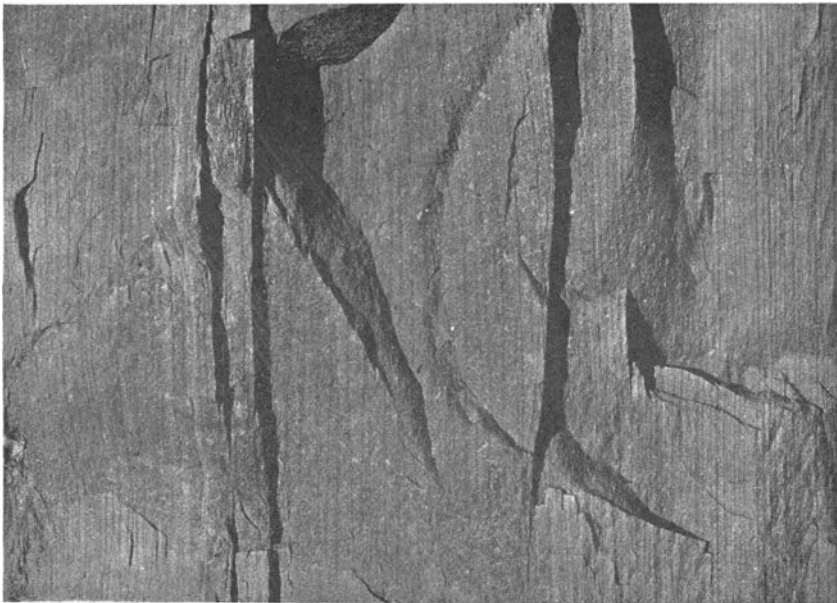


Photo G. Frödin 1918.

Fig. 24. Die relikthgeschichtete Bodenzone der Kølischiefer; Sprengung am Bahnhof Storlien. — Höhe des Profils etwa 0,7 m.

und Sparagmiten zusammengesetzten Sedimentserie identifiziert worden, die ausnahmsweise auch Bänke aus Arkose oder feinen Konglomeraten enthält. Die eruptive Komponente wird von Amphiboliten vertreten, die bisweilen Granat führen, nicht selten auch mit gut erhaltener ophitischer, gabbroider und porphyrischer Primärstruktur ausgestattet sind, und dann ausnahmsweise sogar die wohlbekannte braune Verwitterungsrinde führen. Die Grenze zwischen dem Åre- und Kølischieferkomplex ist, wie anderswo, oft sehr unscharf, auch an der Westseite der Antiklinale, also in dem Boden des Trondhjemfeldes, wo, wie am Südrand des Tännforsfeldes,

¹ Das Fallen in solchen Kleinfalten konnte auf der Karte wegen Raummangels nicht eingetragen werden.

die Åreschiefer petrographisch immer mehr in die Basalzone der Kölschiefer übergehen, die in diesem Falle von halbklastischen Calzit-Plagioklassparagmiten gebildet wird (s. unten). Gleichzeitig erstrecken sich die Amphibolitintrusionen mit immer besser erhaltenen Primärstrukturen und Gangformen bis hinein in die im Westen einsetzenden, typischen Kölschiefer. Auf der Westseite der Antiklinale, wie beispielsweise auch manchmal am Südrand des Tännforsfeldes, scheinen die Åreschiefer im Vergleich zu den angrenzenden Kölschiefern auffallend hochkristallin zu

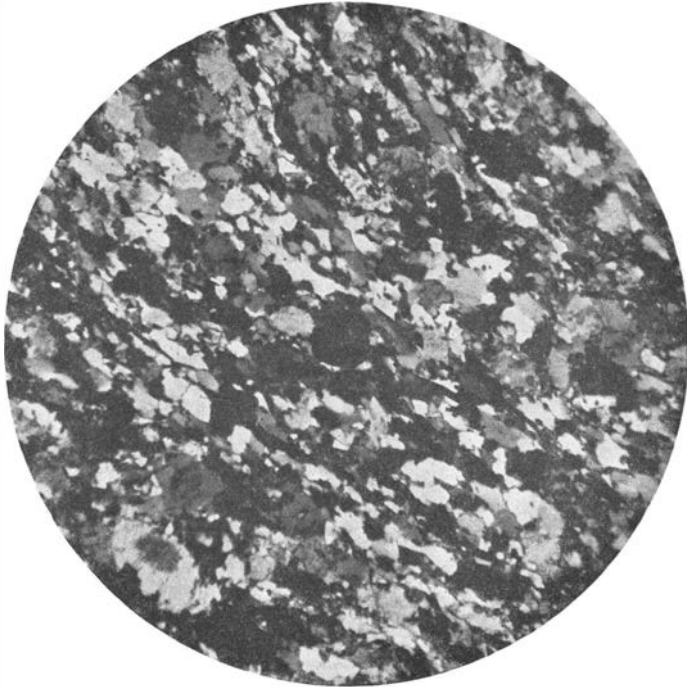


Fig. 25. Plagioklassparagmitschiefer (Åreschiefer); Säge von Skaltugan. — Vergr. etwa 30. — Gekreuzte Nicols.

sein, was wohl mit den Dislokations- und Injektionsprozessen im Zusammenhang steht.

In den an die Quersaltung der Antiklinale angeschlossenen Sätteln hat die Denudation in einzelnen Fällen die Åreschieferzone durchbrochen und das unterlagernde Silur blossgelegt, was in dem Fenster östlich des Skurdalssjön vielleicht am deutlichsten zu sehen ist. Die Basalzone des Trondhjemfeldes streicht vom Stenfjället, westlich Storlien, entlang der Süd- und Westseite des Sees, auf dieser Strecke als ein besonders charakteristischer, klargrüner, auf der Verwitterungsrinde hellgrauer Calzit-Plagioklassparagmit ausgebildet, der im Dünnschliff noch deutlich klastisch zu erkennen ist. Neben Quarz, saurem Plagioklas und Calzit sind die Haupt-

bestandteile Chlorit und Muskovit, von denen der Chlorit u. a. als schöne Porphyroblasten auftritt und dem Biotit in dem nach Westen zu bald beginnenden Stuedalsschiefer ganz entspricht (s. S. 170). Das Zentrum des Fensters besteht aus der vom Glucken her bekannten silurischen Quarzit-Sparagmitformation, die im Westen mit dem grünen Sparagmit in deutlicher Wechsellagerung liegt und auf diese Weise in den letzteren übergeht, was auch durch die auf der Ostseite des Glucken anstehenden, obgleich bedeutend stärker gepressten und dislozierten Gesteine bisweilen ange-



Fig. 26. Grüner Calcit-Plagioklassparagmit; Basis des Trondhjemfeldes nördl. Björsjön, Skalstugan. — Vergr. etwa 30. — Gekreuzte Nicols.

deutet wird. Sowohl der östliche wie westliche Schenkel der Åreschieferzone haben den gewöhnlichen Charakter einer kaledonischen Injektionszone in dem Sedimentkomplex. Es ist bemerkenswert, dass die aus dem Gebiet westlich des Storlien angeführte, nach Westen aufgefaltete Platte aus hellrotem Grundgebirgsgranit auch hier in tektonisch identischer Lage auftritt, also ein Stück unter der östlichen Åreschieferzone. Der Granit ist hier noch weniger gepresst, aber meist nur in Form von Ansammlungen grosser, lokaler Blöcke beobachtet.

Ein wahrscheinlich tektonisch gleichartiges, wenn auch bedeutend kleineres Gebiet liegt unmittelbar nordöstlich vom Björsjön, nördlich Skalsvattnet. Unter den auf gewöhnliche Weise amphibolitgebänderten, nach

aussen fallenden Åreschiefern¹ steigt ein konform fallender, offenbar recht mächtiger Sparagmit auf, mit gut ausgebildeten Schichten und Bänken, sowie frei von Grünsteinderivaten. Seinem allgemeinen Habitus nach stimmt er mit dem Silur um den Glucken und östlich vom Skurdalssjön überein. Im Dünnschliff ist er stark umkristallisiert und besteht hauptsächlich aus Quarz und saurem Plagioklas. Dieser bildet zum Teil den Kitt des Gesteines. Deutliche Schiefriigkeit wird u. a. von kleinen Mengen Biotit und Muskovit hervorgerufen, an die sich bisweilen recht reichlicher Calzit anschliesst. Durch das Zurücktreten des Plagioklases in einzelnen Bänken entsteht Wechsellagerung mit quarzitischen Modifikationen, hier und da makroskopisch blauquarzarziger Natur. Dieselbe Reihe quarzitgebänderter Sparagmite, die z. B. bei der Sägemühle von Skalstugan gut erkennbar sind, findet man auch in der Åreschieferzone leicht wieder (Fig. 25).

Der Einfluss der Grünsteininjektionen auf den Plagioklassparagmit zeigt sich an den Kontakten durch teils gleichförmigere, teils zonenweise eingestreute grüne, stengliche Hornblende, Magnetit, Schwefelkies, Apatit, Pistazit, Granat und Titanit, während der Plagioklas bedeutend zunimmt. Diese Kontakterscheinungen treten makroskopisch manchmal auch im dichteren und härteren, bisweilen glasigeren Aussehen, sowie in einer nach den Amphibolitkontakten hin augenfälligen Anreicherung von Hornblende, Kiesen u. s. w. auf.

Der unmittelbar im Westen einsetzende Basalhorizont des Trondhjemfeldes zeigt sich im Dünnschliff auch hier als grüner Calzit-Plagioklassparagmit (s. S. 110), der nach Osten zu mit den Quarzit-Sparagmitbänken der Åreschieferzone abwechselt, um in diese überzugehen (Fig. 26). Genau wie weiter südlich am Storlien scheinen also auch hier die Åre- und Kølischiefer aus dem östlichen Silur der Gegend zu derivieren, und mit diesem zusammen eine ursprünglich kontinuierliche Schichtenreihe, ohne durchgreifendere petrographische und stratigraphische Diskordanzen, zu bilden.

CARSTENS, der sich neulich über die Tektonik am Ostrand des Trondhjemfeldes in dem gleichen Sinne geäußert hat (3, S. 131 ff.), betrachtet ausserdem die Schichtenfolge als normal, während TÖRNEBOHM (36, S. 170) und HÖGBOM (24, S. 337) an der Basis des Trondhjemfeldes in der Gegend des Storlien eine Überschiebungsfläche dagegen annehmen. Unzweifelhaft kommen auch dort Zertrümmerungszonen und deutliche Verschiebungsflächen vor. Gleichwohl ist auch die Modifikation möglich, dass die Schichtenfolge, z. B. um den Glucken herum, in Übereinstimmung mit den Verhältnissen längs des gegenüber befindlichen Randes des Tännforsfeldes (Fig. 22), und wie im übrigen auch anderswo, anstatt normal zu sein, eine invertierte Lage besitzt und dahin beeinflusst sein kann, dass die Basis des Trondhjemfeldes dem Schenkel einer überkippten und mehr oder weniger deformierten Falte angehört. Wie weit diese etwaige Struk-

¹ Auf der Übersichtskarte Pl. VI ist dieses sehr kleine Gebiet nicht mit Angaben über Fallen u. s. w. dargestellt.

tur beiderseits der Antiklinale, auch nördlich des Skurdalssjön, fortgeht, ist infolge des nicht tief genug gehenden Einschnittes nicht zu entscheiden. Dass wenigstens weiter im Norden eine Inversion an der Basis des Trondhjemfeldes vorhanden ist, scheint gleichwohl, den Verhältnissen westlich des Anjan nach zu urteilen (s. S. 129), anzunehmen zu sein.

Die nördliche Randzone des Tännforsfeldes.

Der relativ kurze Nordrand des Tännforsfeldes fällt mit dem südlichen Schenkel der flachen Antiklinale zusammen, längs deren Sattellinie das Tal des Anjan herausgerodiert ist, und deren Gegenschinkel aus den nach Süden hin heraufgeschobenen Porphyrsilur-Amphibolitinversionen an der Basis des grossen, im Norden liegenden Åreschieferkomplexes zusammengesetzt ist (s. S. 119). Der Antiklinalcharakter wird am weitesten

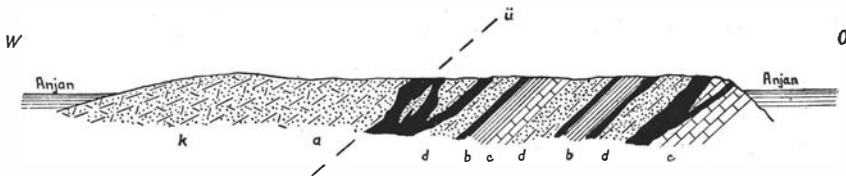


Fig. 27. Schematisches Profil durch die nördliche Randzone des Tännforsfeldes; Gråviken, Anjan. Länge etwa 0,5 km.

- k* Kölschiefer mit ihrem Basalsparagmit (*a*);
- d* Sparagmit-Quarzitschiefer;
- b* Phyllit;
- c* Sandiger Kalkstein;
- schwarz: Grünsteinintrusionen (amphibolitisiert);
- ü* Mehr hervortretende, kataklastische Verschiebungsfläche.

östlich durch den gegen Westen ausgezogenen Porphyrrücken des Sundsvälen markiert, sowie durch das nach Nordwesten hin in der Mitte des Anjanbeckens hineinragende, autochthone Silur, das dann unter die Åreschiefer untertaucht. Diese zeigen im einzelnen, genau wie anderswo, nicht das regelmässige Fallen einer Antiklinale, sondern ein unaufhörliches Wechseln und ständige Veränderungen (s. S. 98).

Die starke Erdecke und der Mangel an tief genug gehenden Einschnitten an der nördlichen Randzone verhindern in der Regel einen Einblick in die Tektonik. Die näheren Beziehungen der Åreschieferzone zu dem autochthonen Silur im Liegenden, sowie die Frage, wieweit hier die gewöhnliche Antiklinalaufaltung vorliegt, konnten ebenso wenig geklärt werden, wie am Nordteil der westlichen Randzone. Nur am Gråviken scheinen einzelne Züge der geologischen Struktur unterscheidbar (Fig. 27). Die so charakteristischen, hochkristallinen Garbenschiefer u. s. w. der Kölireihe erreichen hier in typischer Gestalt den Anjan, werden aber in der

Bucht, 1 km nördlich Gråviken, allmählich von feinkörnigeren Kølischiefen abgelöst, um schliesslich an der Basis in einen noch reliktklastischen, grüngrauen, biotit-chloritführenden Calzit-Plagioklassparagmit überzugehen. In diesem treten die ersten Grünsteinbänke, teilweise überschneidend und mit den gewöhnlichen, relikten Erstarrungsstrukturen, auf.

Damit beginnt die Injektionszone der Åreschiefer. Nicht selten ist die Umkristallisierung in dieser relativ gering, und die sedimentäre Komponente findet man wieder als Sparagmit- und Quarzitschiefer, in Wechsellagerung mit sandigen Kalksteinen, Blauquarz und dunklen Phylliten, die letzteren teilweise von östlichem Habitus. Im Westen, nach Melen hin, ist die Metamorphose hochgradiger, während gleichzeitig die Injektionszone an Ausdehnung zunimmt. Schon auf der kleinen Insel 2 km nördlich Gråviken ist der Sparagmit in einen hellen, granatführenden Gneis umgewandelt, in dem die spröderen Quarzitschichten breccientörmig zerrissen und schlierig verworren liegen. Diese Erscheinung gehört zu der eigentlichen, kristallinen Åreschieferbildung und hat, gegen die Gewohnheit, nichts mit den späteren, kataklastischen Störungen zu thun, die dagegen eine unter dem grüngrauen Kølispargmit sich hinziehende Zertrümmungszone hervorgebracht haben. Hierbei ist die plagioklasreiche Basalzone des Tännforsfeldes gegen die durch ihren Reichtum an Kalifeldspat charakterisierten, grobklastischen Sedimente im Anjanbecken aufgedrückt, wodurch die petrographischen Gegensätze verschärft wurden.

Auf den östlichsten Landspitzen, etwa 1 km nördlich Gråviken, trifft man gleichartige, einem frühen Zeitabschnitt angehörende Zerdrückungserscheinungen in den Sevegesteinen. Die hier anstehenden, teilweise noch geschichteten, sandigen Kalksteine zeigen bisweilen deutliche sedimentklastische Mikrostrukturen mit runden und eckigen Körnern von vorzugsweise gegittertem Mikroklin, in untergeordneten Mengen auch aus schwach antiperthitischem, saurem Plagioklas in einer wesentlich aus Calzit nebst neugebildetem Biotit und feinkörnigen Quarz Feldspataggregaten zusammengesetzten Grundmasse. Der extreme Reichtum an Mikroklin, der sogar manchmal der einzige, nachweisbare Feldspat ist, beweist deutlich die Herkunft aus den kalireichen Grundgebirgsgesteinen der Gegend.

In diesen graudunklen Kalksteinen eingelagert, liegen bis kopfgrosse Gerölle, Linsen und eckige Fragmente, teils aus grauen, teils aus fast weissen, schiefrigen und gneisähnlichen Gesteinen, die nicht selten scharfe Konturen gegen die Grundmasse besitzen (Fig. 28). Der Charakter eines trondhjemitführenden Kalksteinkonglomerates ist bei makroskopischer Untersuchung kaum zu bezweifeln. Im Dünnschliff zeigen sich jedoch Gerölle und Grundmasse im Prinzip als gleichartig. Die mineralogischen und strukturellen Unterschiede sind nur graduell. Die extremsten trond-

hjemitähnlichen Gerölle bestehen im wesentlichen aus Mikroklin, sowie Biotit, mit etwas Calzit und Quarz als Zwischenklemmungsmasse, Die Umkristallisation ist vollständig, was aus dem ganz wasserklaren Aussehen des Mikroklin, aus seiner Durchpuderung mit kleinen Calzitpartikeln, nebst seinen Einschlüssen u. a. aus dem unten genannten, neugebildeten Pyroxen hervorgeht. Mit der Abnahme der Kristallinität und des Feldspatgehalts, sowie mit gleichzeitiger Vermehrung des Calzitgehaltes kommt man durch eine Reihe von Mittelformen zum Typ der Grundmasse. Die unter solchen Verhältnissen wahrscheinlich dynamische Herkunft des »Konglomerates« scheint auf einer ursprünglichen Einlagerung aus primär sandreicheren und daher spröderen Schichten und Bänken in

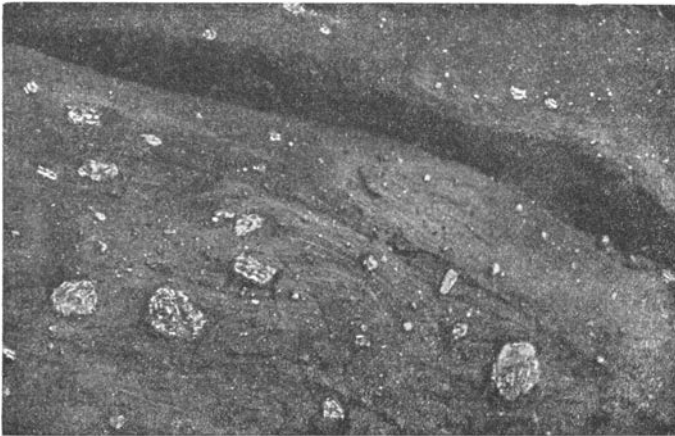


Photo. G. Frödin 1919.

Fig. 28. Das Pseudokonglomerat von Gråviken, Anjan. — Profilhöhe etwa 1 m.

der sonst mehr plastischen Kalksteinmasse zu beruhen. Die sparsamen kataklastischen Strukturzüge zeigen sich dagegen deutlich jünger als die Pseudokonglomeratbildung und dessen Kristallinität.

Zu dem die Schichtung oft überschneidenden Grünstein hin, dessen Gänge und Apophysen bis zu isolierten Linsen und Klumpen im Sandkalkstein abgeschnürt sind, findet eine in die Augen fallende Anreicherung von Pyroxen, Amphibol und Biotit von stark rotbrauner Farbe, ähnlich den Biotiten in vielen Hornfelsen, Apatit, Kiesen, Epidot u. s. w. statt, so dass längs der Kontakte zwischen Grünstein und Kalk eine breite Reaktionszone inhomogener, weiss- bis dunkelstreifiger, stark schiefriger und schliefziger Mischgesteine wechselnden Charakters entsteht.

In dieser Grenzzone kommt allgemein eine eigentümliche Hornblende vor, die einen makroskopisch deutlichen, bläulichen Farbenton im Gestein hervorruft. Der Pleochroismus ist $\alpha =$ gelbgrün, $\beta =$ blauviolett, $\gamma =$ smaragdgrün, mit blauem Anstrich. Das Absorptionsschema ist $\beta > \gamma > \alpha$.

Der Auslöschungswinkel $\epsilon:\gamma$ beträgt -40° , der optische Charakter ist negativ. Der Achselwinkel ist klein, die Dispersion stark $\rho > \nu$. Die Doppelbrechung ist sehr gering, aber infolge der starken Eigenfarbe des Minerals schwer zu bestimmen.

Rückblick auf die Tektonik in den Randzonen des Tännforsfeldes.

Die oben dargelegten Ansichten über die geologische Struktur in den Randzonen gründen sich nicht auf vereinzelte Profile oder zerstreute Beobachtungen. Die Formationsglieder, wie ihre beiderseitigen Kontaktverhältnisse, konnten in der Regel identifiziert und auf mehr oder weniger langen Strecken verfolgt werden; dazu liegen die Beobachtungsstellen so dicht, dass Übersehen prinzipieller Natur meines Erachtens kaum in Frage kommt. Ganz besonders ist meine Aufmerksamkeit auf die östliche Randzone gerichtet worden, teils weil die Denudation hier den tektonisch tiefsten Einschnitt hervorgebracht hat, teils aber auch, weil die Metamorphose relativ gering ist, wohl hauptsächlich eine Folge des grösseren Abstandes von der zentralen Faltungszone des Feldes. Der ursprüngliche Charakter und die allmählich eintretenden Umwandlungen der Gesteine, wie auch das unaufhörliche Wechseln in der geologischen Struktur der Randzone — dieses Wechseln bildet den Grund zu der vorgenommenen Einteilung in verschiedene Abschnitte, jede mit ihrem typischen Profil — konnten deshalb hier am leichtesten in ihren Einzelheiten festgelegt werden.

Es unterliegt meiner Meinung nach keinem Zweifel, dass die übrigen Randzonen des Feldes, bei einem vorgeschritteneren Denudationsstadium, mit hinreichend tiefen Einschnitten in den dortigen Antiklinalen, gleichartige tektonische Hauptzüge wie im Osten aufweisen würden. Schon jetzt sind sehr deutliche Anzeichen dazu vorhanden und, wie zu erwarten, am klarsten in dem tief denudierten Gebiet des Storlien. Völlige Identität ist natürlich nicht vorauszusetzen. Die Erfahrung scheint u. a. an die Hand zu geben, dass die eingefalteten Schollen, die von der Grundgebirgsunterlage herkommen, vorzugsweise in deren unmittelbarer Nähe auftreten, also auf tektonisch niedrigeren Niveaus (s. S. 160).

Die ursprünglich von TÖRNEBOHM vorgelegten Beweise für grossartige Überschiebungen in Zentralskandinavien haben sich, soweit sie das Tännforsfeld berühren (s. S. 73), weil auf irrigen Beobachtungen beruhend, als wenig tragfähig gezeigt. Eine primäre, mehr oder weniger tiefgehende Ablagerungsdiskordanz zwischen den silurischen, respektive kambrischen Kölischiefen und der darunter liegenden Åreschieferzone war also nicht wiederzufinden, sondern es liegt an deren Stelle eine ursprüngliche, noch nicht ganz verwischte Kontinuität vor. Auch die bis jetzt herrschende Ansicht, dass die Kölischiefer und das östliche Silur zwei primär weit von

einander getrennten Sedimentationsgebieten angehören, konnte nicht bestätigt werden. Für die Erklärung der zentralschwedischen Hochgebirgstektonik im ganzen haben diese Folgerungen entscheidende Bedeutung, denn sobald man den Beweis führen kann, dass das Tännforsfeld in der Hauptsache sein ursprüngliches Sedimentationsgebiet einnimmt, so fällt damit die Möglichkeit weitgehender Überschiebungen innerhalb der umgebenden Åreschieferkomplexe fort.

Nach den oben mitgeteilten Beobachtungen erscheint die Åreschieferzone als eine durch Dislokationen und basische Lagerinjektionen entstandene, metamorphe Silurfazies, die im grossen und ganzen konkordant in der Basis der Kølischiefer liegt, und in der Regel auch von dem sog. östlichen Silur ziemlich konform unterlagert wird. Daher fehlt aus ganz natürlichen Gründen dieses letztere in den Fällen, wo, wie südlich Forsaberget, die Dislokationen und Injektionen bis in die Basalschichten eingegriffen haben, und, wie auf der Westseite des Renjället, das autochthone Silur vollständig in Anspruch genommen ist. — Die Tatsache, dass die Kølischiefer auf den Åreschiefern liegen, die ihrerseits das östliche Silur überlagern — eine Tektonik, die auch in der sog. Ansätten- oder Offerdalsscholle zu finden ist (36, 24) — ist also kein Beweis für das Vorhandensein grosser Überschiebungen, wie TÖRNEBOHM und auch HÖGBOM geltend gemacht haben (23 b, S. 82; 25, S. 67), sondern besagt nur, dass verschiedene metamorphe Fazies des normalen Silurs derselben Gegend durch ziemlich begrenzte Überschiebungen auf dieses hinaufgepresst sind.

Natürlich darf die angeführte Konkordanz zwischen den Åreschiefern und den beiden Silurfazies nur als approximativ und keineswegs als immer voll nachweisbar betrachtet werden. Nicht nur die spätkaledonischen Bewegungen haben also Verschiebungen und tektonische Diskordanzen hervorgebracht, sondern solche müssen auch normalerweise den mit den Intrusionen eng verbundenen, auf den Profilen schematisch dargestellten, Faltungen und Dislokationen gefolgt sein. Es ist hierbei zu beobachten, dass die Åreschieferbildung an den Randzonen sich gerade auf den Abschnitten deutlich als am schwächsten erweist, wo die stratigraphische Kontinuität mit dem Silur am besten bewahrt ist, und die Störungen also am geringsten sind.

Die in den Randgebieten des Tännforsfeldes, vor allem im Süden, gemachten Beobachtungen — nicht zum wenigsten der deutliche petrographische Übergang von sicheren silurischen Kølischiefen mit ihren Grünsteininjektionen auf der einen Seite zu den typischen amphibolitgebänderten Åreschiefern auf der anderen — verglichen mit der klar erkennbaren Kontinuität zwischen den beiden Schenkeln der Antiklinale, wobei von den sekundären, spätkaledonischen Störungen abgesehen wird, führt unbedingt zu dem auch von anderen Tatsachen bekräftigten Schluss, dass die Komplexe beiderseits dieser Antiklinalen, d. h. die Kølischiefer und die sedimentären Åreschiefer, in grossen Zügen einander äquivalent

sind, auch stratigraphisch, trotz ihrer ungleichen petrographischen Ausbildung und scheinbar verschiedenen Mächtigkeit (Fig. 29). Dieser Schluss muss natürlich auch für das Verhältnis zwischen dem Tännforsfelde und dem Åreskutankomplex gelten, wengleich hier die Denudation den unmittelbaren Zusammenhang abgeschnitten hat. — Das silurische Alter der sedimentären Åreschiefer wird auf diese Weise erneut bekräftigt, wie auch das kaledonische Alter der hierher gehörigen Amphibolite, deren Injektion und damit zusammenhängende tektonische Störungen und Auffaltungen (s. S. 185) hinreichend die im Verhältnis zu den Kölischiefen bedeutende Mächtigkeit der vor dem Tännforsfeld liegenden Åreschieferkomplexe erklären dürften.

Die ihrem Ursprung nach recht heterogenen Åreschiefer bestehen also aus einer silurischen, sedimentären Komponente, die oft sparagmitischen Charakter trägt, nicht selten auch die eigentümliche Zusammensetzung

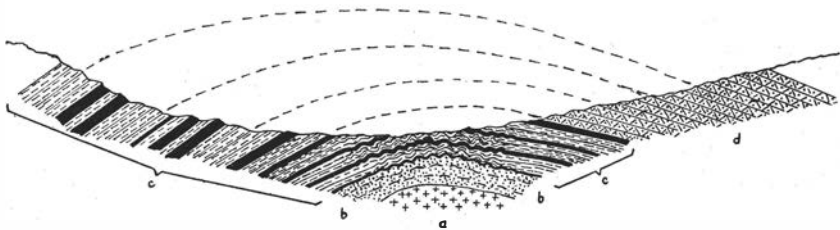


Fig. 29. Schematisches Profil zur Erläuterung der tektonischen und stratigraphischen Äquivalenz zwischen den Kölischiefen des Tännforsfeldes und den umgebenden Åreschieferkomplexen.

- a* Grundgebirgsunterlage;
- b* Östliches Silur;
- c* Åreschiefer;
- d* Kölischiefer des Tännforsfeldes.

der Calzit-Plagioklasssparagmite zeigt, und aus basischen Intrusivgesteinen. Daneben verbergen sich in diesem Komplex mehr oder weniger metamorphe und schwer wiederzuerkennende Granit- und Porphyrschollen, die aus der präkambrischen Unterlage aufgefaltet sind. — An vielen Stellen, vor allem am Ostrand des Feldes, ist die Benennung »Åreschieferzone« nur aus tektonischem Gesichtspunkt heraus berechtigt, nicht aber aus petrographischem, weil die Metamorphose nicht fähig gewesen war, die silurischen Gesteine und die ihnen folgenden, aufgefalteten Grundgebirgspartien in die für diese Zone anderswo normalen, hochkristallinen Typen überzuführen. Dass indes hier, z. B. auf dem Abschnitt zwischen Dufed und Nordhallen, wirklich eine Fazies der eigentlichen, kristallinen Åreschiefer vorliegt obgleich äusserst wenig metamorph und daher desto leichter zu dechiffrieren, geht u. a. aus dem deutlichen Zusammenhang im Felde und den allmählichen Übergängen mit den auch petrographisch typisch ausgebildeten Teilen der Åreschieferzone weiter im Norden hervor.

III. Über die Tektonik ausserhalb des Tännforsfeldes.

Der Komplex des Anjeskutan.

Mit dem Anjeskutankomplex wird hier das von typischen Åreschiefern aufgebaute, dreieckige Gebiet nördlich des Tännforsfeldes bezeichnet, dessen Grenzen im Westen die nördliche Fortsetzung der Reichgrenzantiklinale (s. S. 109), im Nordosten das antikinale Grundgebirgsfenster der Oldfjällen und im Süden die Anjanantiklinale sind.¹ — Seit langem weiss man, dass die Tektonik in diesem Gebiet in ihren grossen Zügen die für die Åreschieferkomplexe typische ist. Dort, wo die Denudation stark genug gewirkt hat, wie in der östlichen und der südöstlichen Randzone, sieht man, dass die Åreschiefer in gewöhnlicher Weise auf dem teilweise klastischen, östlichen Silur liegen. — Meine Darstellung wird sich hauptsächlich auf den tektonisch besonders lehrreichen südlichen Teil des Komplexes beschränken.

Durchgehend nördlich, oft steil fallend und mit einer Mächtigkeit von gewöhnlich 10—30 m liegen hier im Osten gegen die Nordspitze der Mullfjällantiklinale hinaufgeschobene Bänke granitischen, syenitischen und porphyrischen Charakters in wiederholtem Wechsel mit solchen sparagmitischer, quarzitischer und phyllitischer Zusammensetzung, die den für diese Gegenden gewöhnlichen Silurtypen angehören (Fig. 30). Die genannten Eruptivgesteine sind nicht selten durch eine Zone von arkoseartiger Beschaffenheit mit den Sparagmiten verbunden, die ihrerseits mit den oft blauquarzartigen Quarziten und Phylliten genetisch zusammenhängen. Die Sedimentgesteine scheinen also ihrem Charakter nach Derivate aus den angrenzenden, also präkambrischen Eruptivgesteinen grossenteils zu sein.

Die geologische Struktur im Nordschenkel der Anjanantiklinale (s. S. 113) ist also ein durch wiederholte Inversionen entstandener Schuppenbau.² Zwischen Kallsjön und Anjan geht die Anzahl dieser Inversionen bis auf mindestens 4—6 hinauf, westlich davon scheinen es ungefähr ebenso viele zu sein. Schon zwischen Kallsjön und Anjan treten daneben Bänke von mittelkörnigen, Diabas- und Gabbrostrukturen aufweisenden Grünsteinen auf, die vor allem längs der Kontakte, aber auch an inneren Druckzonen etwas zerquetscht, verschiefert und umgewandelt, aber im grossen und ganzen bedeutend weniger gepresst sind, als die präkambrischen und silurischen Gesteine an den Seiten. Im allgemeinen bilden sie recht mächtige Lagergänge längs der Verschieferungsflächen, bisweilen diese schräg überschnellend, oder ausnahmsweise langgestreckte Bruchstücke einschliessend,

¹ Hinsichtlich der nördlichen und östlichen Ausbreitung des Gebiets sei auf TÖRNEBOHM'S Karte verwiesen (36).

² S. auch 32, Fig. 14, S. 38.

Aufspaltungen des Nebengesteins mit Bildung gebänderter Gesteinstypen kommen in diesem ersten Stadium nicht vor. Das Alter ist unverkennbar kaledonisch.

In der Streichrichtung nach Westen, wie in der Fallrichtung nach oben den tektonisch höher liegenden Niveaus zu, geht dieser heterogene Komplex allmählich in die für die Åreschiefer so charakteristischen, eng gebänderten und gebankten Injektionsgesteine über. Der Übergang geschieht auf die Weise, dass, sobald die Drückerscheinungen und die Metamorphose innerhalb einer Zone eine gewisse Stärke erreicht haben, die basischen Intrusionen sich einfinden, zu Anfang nur sporadisch und mit verhältnismässig gut erhaltenen Erstarrungsstrukturen, danach in immer schmäler und dichter liegenden, mehr und mehr metamorphen Lagergängen, die die Verschiebungsfächen aufspalten, nicht nur bei den sedimentären Gesteinen, sondern zuweilen auch bei den stark verschieferten Grundgebirgsplatten (Fig. 52).

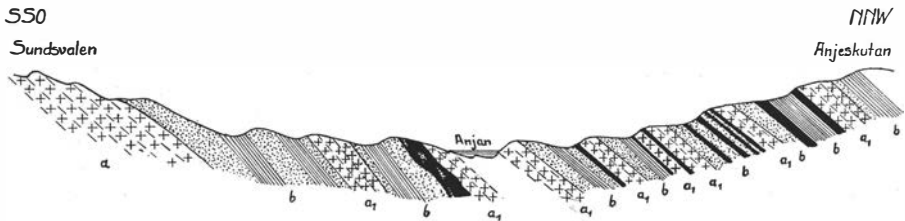


Fig. 30. Schematisches Profil durch den Südrand des Anjeskutankomplexes. — Länge etwa 7 km.

- a* Autochthoner Porphyr der Mullfällantiklinale;
*a*₁ Aufgeschobener, gepresster Granit, Syenit, Porphyr u. s. w.;
b Quarzite, Sparagmite und Phyllite des Silurs, nach N in steigendem Grade gepresst und metamorph;
 schwarz: Grünsteininjektionen und daran angeschlossene, gebänderte Gesteinstypen.

Est ist auffallend, dass diese Intrusionen sich anfänglich gern nach der Basis der Grundgebirgsbänke hin zu orientieren scheinen, aber seltener in den silurischen Gesteinen vorkommen, was vielleicht dadurch zu erklären ist, dass innerhalb der antiklinalen Auffaltungen vor allem die ersteren Gesteine und besonders ihre unteren, mehr oder weniger abgerissenen Schenkel die Bewegungszonen bezeichnen. Dies wird noch deutlicher, wenn die Schuppenstruktur im wesentlichen nicht als normale Falten aufgefasst wird, sondern als eine Reihe aufgestapelter, zerbrochener Schichtpäckchen mit sich anschliessenden Grundgebirgsplatten, an deren Basis die eigentlichen Bewegungsflächen liegen, und wo deshalb auch die Injektionen vor sich gingen, während das Silur im Hangenden mehr passiv folgte.

Dass die Åreschiefer auf der Südfront des Anjeskutankomplexes nur eine metamorphe Fazies der mit Diabas- und Gabbroinjektionen wech-

selnden, silurisch-präkambriſchen Inversionen im Osten ſind, wird auch von derer petrographiſchen Zuſammensetzung beſtätigt. In der zur Gebirgskette transversalen Umbiegung der Mulljällantiklinale zwiſchen Kallsjön und Anjan ſtehen weſtwärts gepreſſte Porphyre an, die in ihrer kriftallisationſchiefri- gen Grundmaſſe im weſentlichen Mikrokloneinsprenglinge enthalten. Dieſe ſind teilweise durch eingetreute, zwillinglamellierten Streifen aus Oligoklas-Albit recht ſtark perthitiſch. Auſſerdem kommt dieſelbe Plagioklaſſubſtanz, als ſelbſtändige Individuen, ſelten vor. Dieſe Plagioklaſe werden nach Osten zu oft zonal von einem ziemlich reinen Mikroklonring umgeben, während, gleichzeitig die Plagioklaſeinlagerungen der Perthiteinsprenglinge zurüctreten. — Bei den in demſelben Gebiet recht all- gemeinen, granitkörnigen Gesteinstypen, die durch das mehr oder weniger vollſtändige Fehlen von Quarz und dunklen Mineralen teilweise den Charakter von Feldſpatsyeniten beſitzen, beſteht die Hauptmaſſe aus perthitiſchem Mikroklin mit äuſſerſt fein verteilten Plagioklaſeinlagerungen, und mit ſchmalen Fransen aus angewachſenem Albit längs der Kanten. Zentral gewöhnlich ſtark zergeſetzte und mit Neubildungen von Klinozoiſit-Epidot, Biotit, Serizit u. a. eingestreute, ſelbſtändige Plagioklaſindividuen treten auſſerdem in geringeren Mengen auf. Hierzu kommt gewöhnlich ziemlich reichlich Titanit, ſowie etwas Biotit und Zirkon. Durch Anreicherung von Quarz ſcheinen dieſe Feldſpatsyenite mit den granitiſchen Typen geneſiſch verbunden zu ſein. — Dieſes durch ſeine etwas wechſelnden Perthitſtrukturen, aber durch ſeinen Reichtum an Kalifeldſpat ausgezeichnete Gebiet ſcheint im Süden etwa die Gegend Häggsjön—Äggsjön—Kallsjön zu erreichen (ſ. S. 88).

Sowohl die reichlich vorkommenden ſiluriſchen Sparagmite um den Oſtteil des Anjan¹, wie auch deren angenommene Äquivalente in dem nördlich beginnenden Åreſchieferkomplex mit zugehörigen Grünſteininjektionen, zeigen ſich im Dünnschliff auf gewöhnliche Weiſe als ſedimentäre Derivate der nun durch ihre Feldſpate charakteriſierten Grundgebirgs- gesteine. Im unteren Teil der Åreſchiefer iſt die Umkriftallisation wie gewöhnlich wenig durchgreifend, und wird z. B. bei den vorherrſchenden hellen Sparagmiten im weſentlichen durch Neubildungen von Serizit, Chlorit und Epidot gekennzeichnet, bei etwas weiter fortgeſchrittener Metamorphoſe auch durch Biotit, während die baſiſche Eruptivkomponente in einen hauptſächlich aus Klinozoiſit-Epidotminerale, Biotit, Chlorit, Albit, Quarz und Titanit beſtehenden Schiefer umgewandelt iſt. In höheren Niveaus erhalten zwar die Sparagmitschiefer eine ausgeprägtere Kriftallisationſchiefri- gkeit, behalten jedoch gewöhnlich als herrſchende Mineral- aſſoziation kalireiche Feldſpate, Quarz und Biotit, woneben die in dieſer Zone als Amphibolite ausgebildeten Grünſteine die üblichen Kontakt- erſcheinungen hervorrufen können (ſ. S. 165). Die begleitenden ſiluriſchen Phyllite zeigen gleichzeitig ſtärkere Umwandlungen, zuerſt in granat-

¹ Neben hellen, aciden Sparagmiten kommen auch dunkle, urſprünglich tonreichere, phyllitiſche Typen vor, wenngleich nicht ſo allgemein.

führende Phyllite und Glimmerschiefer, dann in Gneise. — Noch weit oberhalb der Talsohle sind die ursprünglichen Gesteinscharaktere makroskopisch erkennbar, besonders im Zentrum der mächtigeren und widerstandsfähigeren Bänke. Die eingefalteten Grundgebirgspartien scheinen gleichwohl auf den unteren Teil des Komplexes begrenzt zu sein, während dagegen die Quarzite und die an sie angeschlossenen Sparagmitderivate u. s. w. sich weiter oben in den typischen, hochkristallinen Åreschiefern wiederfinden.

Die Verhältnisse an der Südfront des Anjeskutankomplexes sind auch insofern bemerkenswert, als sich eine rationelle Grenze zwischen dem typischen Silur und den Åreschiefern weder in tektonischer noch in petrographischer Hinsicht ziehen lässt. Es beruht auf dem Fehlen mehr dominierender Dislokationszonen. Die an der Basis der Åreschiefer anderswo oft scharf hervortretende, spätkaledonische Überschiebungsfläche ist hier ersetzt durch eine ungefähr gleichförmig verteilte, kataklastische Verschiebung, die sich vom autochthonen Porphyry im Süden ein gutes Stück aufwärts in die von Grünsteininjektionen durchsetzten Åreschiefer erstreckt. Die älteren, mit den Injektionen in Zusammenhang stehenden Dislokationen sind ihrerseits in eine Reihe ungefähr gleichwertiger, kleinerer Antiklinalauffaltungen zerlegt, die ebenfalls in das unbestreitbare Silur am Sundsvalen hineinreichen. Als tektonische Grenze für die Åreschiefer ist daher auf der Karte Pl. VI das durch eine gewisse Druckintensität bezeichnende Auftreten der ersten Grünsteininjektionen gewählt, wobei die ungefähre, petrographische Grenze für die mehr homogen typischen Åreschiefer weiter nordwestlich gezogen ist, wie es die bisher erschienenen, geologischen Karten wohl auch zeigen wollen.¹

Meine Beobachtungen im Inneren des Åreschieferkomplexes des Anjeskutan, wie in seinen übrigen Randzonen, liegen relativ weit zurück und sind fragmentarischer. Sie stimmen mit dem überein, was vorher von der Tektonik in diesen Gegenden bekannt war. Besonders bemerkenswert sind die auf der Nordostfront auf die Silurunterlage geschobenen, oft mächtigen Grundgebirgsplatten, die hier zu der Basis der Åreschiefer gehören (36, Karte).

Das Konglomerat von Sandnäs.

Die Gegend zwischen dem Westabhang des Anjeskutan und der Reichsgrenze im Westen und Südwesten ist im Verhältnis zu den gewöhnlichen Oberflächenformen der Åreschiefer ein in die Augen fallendes Flachland. Diese topographische Eigentümlichkeit dürfte daraus zu erklären sein, dass das Gebiet ursprünglich von den Kølischiefen bedeckt war, deren relativ dünner Åreschiefersockel jetzt hervordenediert ist.

¹ Der Massstab der Karte lässt nicht ein Einzeichnen der im Silurgebiet aufgefalteten Grundgebirgsschollen zu.

Durch seine Lage zwischen dem Komplex des Anjeskutan, dem Tännforsfelde und dem Trondhjemfelde erscheint das Gebiet als ein Antiklinalkomplex, mit dem für solche Gebiete gewöhnlichen, unregelmässigen und wechselnden Fallen und Streichen, was sich jedoch auf eine deutliche Querfaltung oft bezieht (s. S. 183). Im Osten liegen die gewöhnlichen, hochkristallinen, mit Amphiboliten durchwebten Åreschiefer, bisweilen mit noch zu erkennenden Quarzit- und Blauquarzbänken. Westwärts schreitend, gelangt man unmerklich in den Åreschiefersockel des Trondhjemfeldes, der die Fortsetzung des Westschenkels der Reichsgrenzantiklinale bildet.

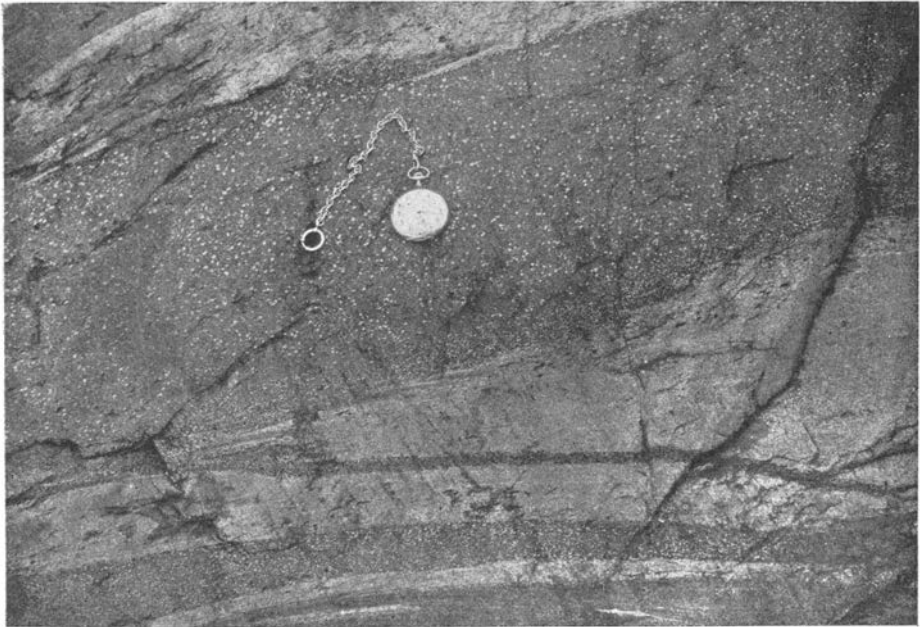


Photo. G. Frödin 1919.

Fig. 31. Amphibolitisierte Porphyritgänge, sauren granatführenden Sevegneis schräg überscheidend und aufspaltend. (Beachte das Zunehmen der Feinkörnigkeit nach dem Nebengestein hin); Nordseite des Anjan, 4 km sö. Sandnäs.

Wie wir schon weiter südlich sahen (S. 109), nimmt die Metamorphose gleichzeitig allmählich ab, und zwar sowohl bei der sedimentären, als auch bei der eruptiven, amphibolitischen Komponente. Schon mehrere km östlich der Reichsgrenze beginnen die relikten Erstarrungsstrukturen recht allgemein hervorzutreten. Gewöhnlich haben sie mittel- bis grobkörnigen, ophitischen oder gabbroartigen Charakter; andererseits erscheinen die Merkmale der Porphyrite mit beibehaltenen endogenen Kontaktzonen, die die Verschieferungsflächen des Nebengesteins in dicht liegenden Gängen und Apophysen aufspalten oder quer überschneiden (Fig. 31). Im Westen nehmen diese primären Strukturen immer mehr überhand, und in den ba-

salen Kölischiefen des Trondhjemfeldes treten einzelne mächtige Gänge gut erhaltener Diabase auf.

Unmittelbar oberhalb der Höfe von Sandnäs, am Westende des Anjan, also dem Rand des Trondhjemfeldes entlang und im westlichen Schenkel der Åreschieferantiklinale, traf ich schon im Sommer 1910 einen konkordant eingelagerten Konglomerathorizont (Fig. 32), der nach Süden hin ziemlich bald auszuweichen schien, dagegen noch 3–4 km weiter nordnordöstlich beobachtet wurde. Die Mächtigkeit erreicht höchstens einige 20 m. Die unmittelbar im Osten anstehenden, typischen Åreschiefer werden allmählich von hier aus bis zu den Kölischiefen im Westen durch eine weniger hochmetamorphe Reihe gneisiger Glimmerschiefer und Phyllite ersetzt, die oft Granat und Calcit führen, und mit Sparagmit- und Quarzitschiefern, sowie unreinen, kristallinen Kalksteinen, abwechseln. Dazu kommen hier und da, u. a. im oberen Teil des Konglomerathorizontes,

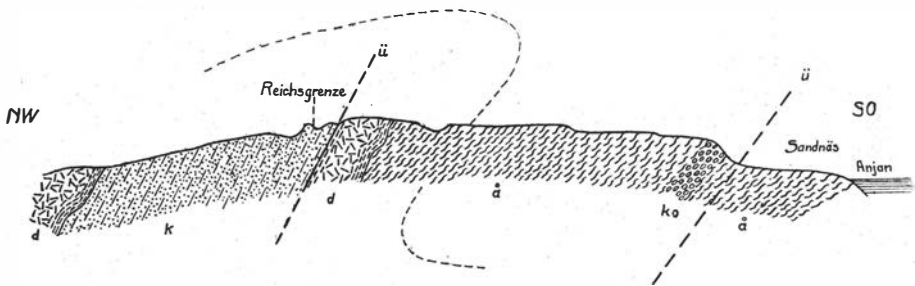


Fig. 32. Profil vom Anjan bis an die norwegische Grenze. — Länge etwa 3,5 km.

- a* Åreschiefer;
- ko* Konglomerat in den Åreschiefern (Das »Sandnäs-konglomerat«);
- k* Kölischiefer des Trondhjemfeldes;
- d* Teilweise amphibolitierter Diabas u. dergl.;
- ü* Mehr hervortretende, kataklastische Verschiebungsfäche.

die gewöhnlichen Grünsteinderivate, bisweilen mit Primärstrukturen. Diese ganze Serie ist in einzelnen Zonen von den spätkaledonischen Bewegungen mehr oder weniger kataklastisch beeinflusst. Hierbei sind u. a. konglomeratartige Druckbreccien mit geröllähnlichen Klumpen und Partien aus Quarzit, Amphibolit, Kalkstein, u. a. in einer oft talk- und chloritschieferartigen, schuppigen Grundmasse, entstanden. Diese Bildungen sind also analog denen bei Nordhallen und an anderen Stellen, und haben mit dem in der Nähe anstehenden, weit älteren, echten Konglomerat nichts zu tun.

Dieses Konglomerat hat seinen sedimentären Schichtbau, mit den in bestimmten Bänken angereicherten Geröllen, teilweise noch bewahrt (Fig. 33). Im grossen und ganzen fehlen nennenswerte Spuren kataklastischer Deformation, dagegen tritt in der Grundmasse Kristallisationsschieferigkeit hervor, die die Schichtstruktur überschneidet. Bemerkenswert ist die um die Gerölle herum oft hellere Randzone, gleichwie auch die oft unscharfe

Begrenzung zwischen den einzelnen Geröllen und der Grundmasse, was vielleicht auf eine während der Sedimentierung vor sich gegangene subaerale Verwitterung schliessen lässt, nebst späteren Reaktionsvorgängen bei der Umkristallisation der Grundmasse.

Abgesehen von den Kontaktzonen der angrenzenden, basischen Intrusivgesteine, wo u. a. Fuchsit bisweilen angereichert ist, kann die Grundmasse als ein kalksilikatführender Marmor bezeichnet werden (Fig. 34), ist also petrographisch in der Gruppe der Kalksilikatgesteine beheimatet

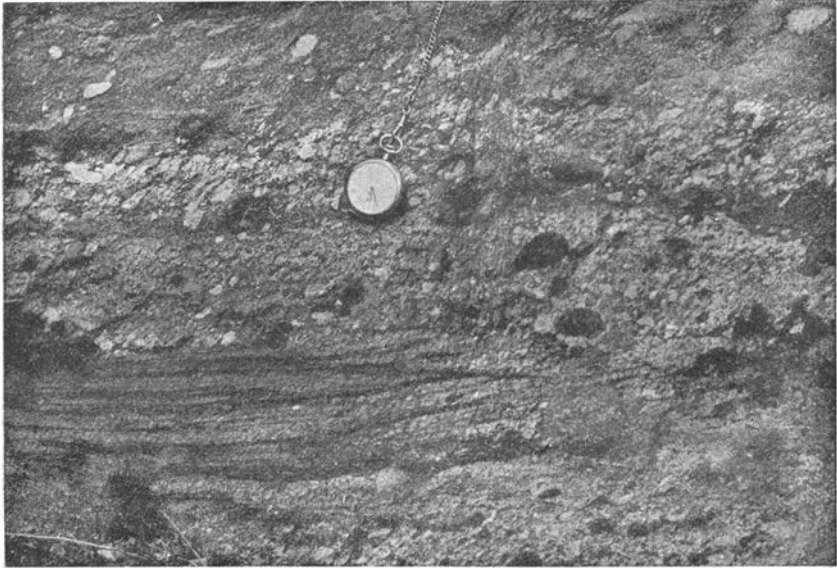


Photo. G. Frödin 1919.

Fig. 33. Das Konglomerat von Sandnäs.

(11), und aus einem unreinen Kalkstein hervorgegangen. Zur mehr als der Hälfte besteht sie aus Calzit, wozu Quarz, saurer Plagioklas (Oligoklas-Albit), Pistazit, grüne Hornblende, Magnetit und etwas chloritisierter Biotit treten.

Die Gerölle, die bisweilen ganz eckig sein können, bestehen in ihrer Hauptmasse aus basischen und sauren Eruptivgesteinen von verschiedenen Modifikationen, ausnahmsweise auch aus Quarziten, u. a. Blauquarz. Ein ziemlich gewöhnlicher, hellgrauer und granitkörniger, saurer Gesteinstyp (Fig. 35) zeigt die Mineralzusammensetzung: sauren Plagioklas — gewöhnlich ohne oder nur mit schwach ausgebildetem Zonenbau, wechselnd zwischen Oligoklas und Oligoklas-Albit — Quarz, grüne Hornblende, Eisenerz, kleinere Mengen Biotit, Pistazit, Apatit und Zirkon. Orthoklas kommt wenig vor. Plagioklas und Quarz sind teilweise pseudogranophyrisch zusammengewachsen in charakteristisch radialer Anordnung, die sich myrmikitischer

Struktur nähert. Abgesehen von der Undulösität des Quarzes, fehlen Anzeichen von Druckwirkung.

An diesen granitkörnigen Gesteinstyp schliessen sich fast kreideweisse, porphyrische oder teilweise aplitische Modifikationen von etwas verschiedener Zusammensetzung und Struktur sehr eng an. In einer mikrogranitischen oder aplitischen Grundmasse, aus ungefähr gleichen Teilen Quarz und Albit bestehend, sowie etwas Biotit, Pistazit, Horn-



Fig. 34. Die Grundmasse des Sandnåskonglomerats. — Vergr. etwa 25. — Gekreuzte Nicols.

blende, Apatit und Erzmineralen, liegen in wechselnder Menge Einsprenglinge von Quarz und ziemlich homogenem, sehr saurem Plagioklas (Lichtbrechung $<$ Canadabalsam).

Da hier mit aller Deutlichkeit postarchäische Gesteinstypen vorlagen, die auffallend mit den in dem benachbarten Trondhjemfeld allgemein vorkommenden Trondhjemiten und den daran sich anschliessenden, sauren, leukokraten Ganggesteinen übereinstimmten (3; 12, S. 75 ff), habe ich, angesichts der grossen Bedeutung dieser Frage, dem ausgezeichneten Kenner der hierher gehörenden Gesteine, Prof. Dr. V. M. GOLDSCHMIDT in Kristiania, einen Dünnschliff des granitkörnigen Typs zugesandt. Darauf hatte er die Freundlichkeit, mir u. a. folgendes mitzuteilen:

»Das Gestein scheint den Intrusivgesteinen des Trondhjemfeldes anzugehören und sich am ehesten an die Gesteine anzuschliessen, die ich

Trondhjemit benannt habe; doch ist es nicht ganz typisch, was vielleicht teilweise auf sekundären Umwandlungen beruht (Albitisierung des Plagioklases). Ich würde am ehesten dazu neigen, das Gestein der ältesten Reihe der Trondhjemite und der damit verwandten Gesteine hinzurechnen . . . Ich kann nicht mit Sicherheit das Gestein im Mikropräparat mit einer bestimmten der zahlreichen Intrusivmassen des Trondhjemfeldes identifizieren, aber seine Mineralzusammensetzung und Struktur liegen

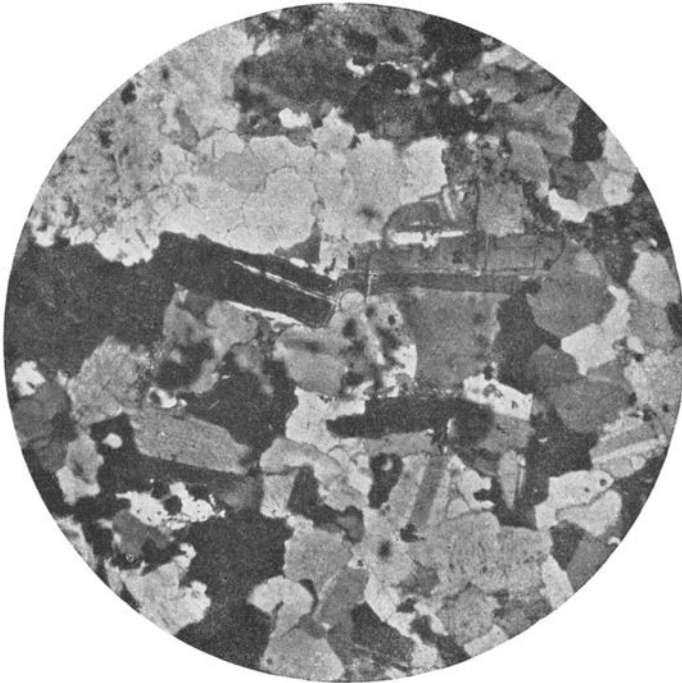


Fig. 35. Trondhjemitgeröll im Sandnäckkonglomerat. — Vergr. etwa 25. — Gekreuzte Nicols.

innerhalb der Variationsgrenzen der bekannten Gesteine aus dem genannten Gebiet.»

Die basischen Gerölle haben bald ihre primären, dann gewöhnlich fein- und mittelkörnigen, gabbro-diabasartigen Erstarrungsstrukturen, bald wieder sind sie mehr oder weniger vollständig in kristallisationsschiefrige Amphibolite übergegangen. Die Mineralgesellschaft ist in der Hauptsache ein und dieselbe, wenn auch in etwas wechselnden Proportionen: saurer, albitisierter Plagioklas (Lichtbrechung = Canadabalsam), grüne Hornblende, Biotit, sowie mehr untergeordnet Quarz, etwas Orthoklas, Magnetit, Epidot und Zirkon. — Es ist natürlich unmöglich, diese in ihrer Zusammensetzung alltäglichen Gesteinstypen mit solchen, die in den Nachbargebieten anstehen, zu parallelisieren.

Es ist von nicht geringem Interesse, dass sich in diesem Konglomerat

überdies einzelne, recht grosse Gerölle von ganz grobkristallinischem Biotitglimmerschiefer vorfinden, die petrographisch mit den zum unteren Teil der Kälischiefer gehörenden, besonders charakteristischen Stuedalschiefern identisch sind.

Infolge der stark polymikten Beschaffenheit des Konglomerats, nebst den noch beibehaltenen primären Schichtstrukturen, und da die Gerölle zum grössten Teil sich kaum von Gesteinen der nächsten Umgebung herleiten lassen, muss die Möglichkeit, dass hier eine durch tektonische Vorgänge in einem relativ frühen Zeitabschnitt gebildete Druckbreccie vorliegt, deren Grundmasse später zu ihren heutigen Zustand umkristallisiert wurde, als ausgeschlossen angesehen werden. Dass saure, kaledonische Eruptivgesteine gleichwohl den nächstliegenden Gebieten nicht ganz fremd sind, geht daraus hervor, dass schiefriger, weisser Trondhjemitaplit (mit der Mineralzusammensetzung Quarz, Albit, chloritisierter Biotit, chloritisierter Granat, Apatit, Eisenerz) auf ein paar Stellen in Form von linsenartigen Bändern oder Schlieren in gabbroiden Gesteinen angetroffen wurde.¹

Durch seine für schwedische Verhältnisse sehr seltene Zusammensetzung gibt dieses Konglomerat wichtige Aufschlüsse über die geologischen Beziehungen der umgebenden Åreschiefer. Nach der ziemlich einstimmigen norwegischen Auffassung, die zuletzt durch CARSTENS' Untersuchungen bekräftigt wurde, muss die ältere Trondhjemitgeneration, die zu den kaledonischen Eruptiven gehört — von der jüngeren Generation kann hier aus hauptsächlich rein geologischen Gründen kaum die Rede sein — als gleichzeitig mit den Effusivgesteinen in TÖRNEBOHM's Störngruppe (36) oder CARSTENS' Bymarksgruppe angesehen, und ihr Alter als altordovicisch festgelegt werden (3, S. 110). Das Konglomerat ist also jünger; aber andererseits älter als ein wesentlicher Teil der kaledonischen, hochkristallinen, metamorphen Vorgänge, die nach den Verhältnissen auf norwegischer Seite zu urteilen, vor dem Mitteldevon (10), vielleicht auch schon in ungefähr downtonischer Zeit endgültig abgeschlossen waren (30). Man kann also das Alter des Konglomerats als kaledonisch ansetzen. Es scheint am engsten mit gewissen, im Trondhjemfelde weit verbreiteten Konglomerathorizonten in TÖRNEBOHM's Eknegruppe und Merakergruppe oder CARSTENS' Hovingruppe, die den beiden ersteren entspricht, übereinzustimmen (3, S. 80). Nach dem, was mir CARSTENS freundlicherweise mitgeteilt hat, kommen in der Hovingruppe mit dem Sandnaskonglomerat nicht bloss betreffend der Gerölle, sondern auch hinsichtlich der Grundmasse petrographisch übereinstimmende Typen vor. Durch reichliche Fossilfunde in naheliegenden Horizonten lassen sich indes diese Konglomerate

¹ Natürlich muss es in vielen Fällen bedeutende Schwierigkeiten verursachen, Trondhjemite in sehr metamorphem Zustand von gewissen umkristallisierten, sauren Plagioklasparagmiten zu unterscheiden. Hinsichtlich der genannten Bänder u. s. w. ist indes jeglicher Zweifel ausgeschlossen.

des Trondhjemfeldes ihrem Alter nach, als zwischen dem jüngsten Ordovicium und ältesten Gotlandium liegend, bestimmt werden (3, l. c.).

Eine Annahme, dass das kalkreiche Sandnäskonglomerat von frühem gotlandischen Alter sei, wird auch dadurch sehr gestützt, dass es bei Sägvallens fäb., in der Streichrichtung 5 km nordöstlich Sandnäs, von einem wenig metamorphen Kalkstein äquivalent wird, der infolge seines noch nicht völlig verwischten, primären Habitus eine auffallende Gleichheit mit dem gotlandischen Pentameruskalk Zentraljämtilands zeigt. Ein systematisches Absuchen nach Fossilien würde hier möglicherweise nicht ohne Erfolg sein. Die Äquivalenz mit dem Sandnäskonglomerat geht auch daraus hervor, dass der Kalkstein bei Sägvallen, sowohl im Verhältnis zu den typischen, hochkristallinen Åreschiefern unmittelbar im Liegenden, wie zu den nahe im Westen überlagernden, zum Trondhjemfelde gehörigen Kölischiefen, dieselbe tektonische Lage einnimmt (s. u.), desgleichen auch zu der zwischen ihnen liegenden, spätkaledonischen Kataklaszone.

Ungefähr an der Reichsgrenze westlich Sandnäs liegt die Basis der Kölischiefer des Trondhjemfeldes, die hier aus dem gewöhnlichen, grüngrauen Calzit-Plagioklassparagmit bestehen (Fig. 32). Dieser wurde zuerst unter Neubildung von u. a. Serizit, Biotit, Granat umkristallisiert, und dann in ein mehr oberflächlich metamorphes Stadium, unter Chloritumwandlung des Biotits und Granats u. s. w., übergeführt. Nach Westen geht er durch Wechsellagerung in Phyllite und dann in typischen Garbenschiefer über, der darauf das leitende Gestein wird. Ausserdem sind mächtige Intrusionen von u. a. nur teilweise metamorphen Gabbro-Diabasen und Porphyriten, nicht selten. Da begreiflicherweise eine Berechtigung nicht vorliegt, an dem — wie anderswo — frühsilurischen Alter dieser so charakteristischen Basalhorizonte des Trondhjemfeldes zu zweifeln, bleibt angesichts dessen, dass die darunter liegende Gesteinsserie mit dem Sandnäskonglomerat jünger ist, nur die Möglichkeit übrig, das hier eine Überfaltung oder Überschiebung am Rande des Trondhjemfeldes vor sich gegangen ist, die ungefähr gleichwertig wäre z. B. mit der Überschiebung an der Ostfront des Tännforsfeldes (s. z. B. Fig. 4). Das Vorhandensein einer Verschiebung spätkaledonischer und kataklastischer Natur wird auch direkt bewiesen durch die starke Mylonitisierung der Gesteine, im Verein mit der plötzlich steil aufgerichteten Schichtstellung. Schon vorher ist TÖRNEBOHM hinsichtlich der Fortsetzung der Randzone nach Norden zur gleichen Auffassung gekommen, und zwar auf Grund seiner bemerkenswerten Entdeckung von Westen her aufgepresster Schollen aus rotem, verschiefertem Granit, der unzweifelhaft der präkambrischen Unterlage der Hochgebirgsschiefer angehört (36, S. 170, Karte).

Das Vorkommen der Stuedalsschiefer als Gerölle im Sandnäskonglomerat, sowie auch die aus amphibolitisierten Grünsteinen bestehenden Gerölle in derselben Schichtserie, in welche basische, nunmehr metamorphe Eruptiva später injiziert wurden (s. S. 124), bedeutet offenbar, dass die

Hochgebirgsschiefer ihre Kristallinität nicht gleichzeitig, sondern in verschiedenen Zeitabschnitten einer langen, metamorphischen Epoche erhielten. In diesem Falle haben also wenigstens einzelne Teile der unteren Abteilung der Kølischiefer, oder die sog. Röråsgruppe, ihre jetzige Kristallinität hauptsächlich vor der Absetzung des zum ältesten Gotlandium wahrscheinlich gehörigen Åreschieferkonglomerats erhalten.¹

Obgleich bis jetzt im schwedischen Teil der kaledonischen Faltungszone etwas ähnliches nicht nachgewiesen ist, enthält dieser Gedankengang für Norwegen nichts grundsätzlich neues. So hebt CARSTENS hervor, dass die Röråsgruppe durchgehend eine stärkere metamorphe Umwandlung zeigt als die oben liegenden, jüngeren Abteilungen des Trondhjempfeldes (3, S. 129). In welchem Masse diese Erscheinung jedoch damit zusammenhängt, dass die stärksten Differentialbewegungen hier, wie auf mehreren anderen Stellen (s. S. 161), in der Kontaktzone zwischen der Grundgebirgsfläche der grossen Geosynklinale und dem zusammengepressten, oben liegenden Sedimentkomplex entstanden, entzieht sich zur Zeit leider einer sicheren Beurteilung. Das Auftreten der amphibolitdurchwebten Åreschieferzone an den Kanten und der Basis des Trondhjempfeldes, sowie auch die massenhaften Intrusionen in dem längs der Zentralzone des Feldes antiklinal aufgefalteten Bodenhorizont, die Röråsgruppe, (3, S. 111), scheinen als direkten Ausdruck für derartige, stärkere Druckwirkungen aufzufassen zu sein (s. S. 186).

Hauptsächlich auf Grund der stärkeren Metamorphose bei den Geröllen im Vergleich zur Grundmasse in einigen jüngeren, silurischen Konglomeraten des Trondhjempfeldes ist auch GOLDSCHMIDT geneigt, eine früher beginnende, metamorphe Umwandlung für die älteren Formationsglieder anzunehmen (3, S. 130). — Die sog. Raipasserie in Finnmarken, die der altordovicischen Bymarksgruppe des Trondhjempfeldes am ehesten zu entsprechen scheint, wurde nach HOLTEDAHL vor der Absetzung der nächst jüngeren Formationsglieder gefaltet (21, S. 309 ff.). — Schliesslich nimmt BJÖRLYKKE für die Gegenden sw. des Trondhjempfeldes ein transversales Faltensystem an, das älter ist, als das in den hier berührten Gebieten dominierende, longitudinale Faltensystem (2, S. 559).

Hier kann hinzugefügt werden, dass der sog. Oldengranit in Nordjämtland vor der Bildung des überlagernden Silurs einen durchgreifenden kataklastischen Verschieferungsprozess durchmachte. Man kann diese Erscheinung begrifflicherweise erklären, wenn man eine ältere, präkambrische Schwäche- und Störungszone annimmt, nach der sich später die jüngere, kaledonische Faltungszone auf gewöhnliche Weise orientierte. Einige vorher von mir angeführten Gründe lassen auf der anderen Seite jedoch die

¹ Das Vorkommen des Stuedalsschiefers im Konglomerat zeugt seinerseits davon, dass dieses kaum wesentlich älter sein kann als oben angenommen, beispielsweise den Konglomeratbänken in TÖRNEBOHM'S Störengruppe und CARSTENS' Bymarksgruppe äquivalent sein, wo auch Trondhjemit in Geröllen auftritt. Bei Sandnäs fehlen ausserdem die charakteristischen Jaspisgerölle dieser Konglomeratbänke (3, S. 69).

Möglichkeit offen, dass die überlagernde Sedimentserie jungsilurisch ist, woraus dann folgt, dass die Druckerscheinungen des Granits auch hier frühkaledonischen Alters sein können (4, S. 277 ff.).

Der Komplex des Åreskutan.

Mit dem Komplex des Åreskutan wird hier die östlich der Mullfjällantiklinale sich hinziehende, etwa 20 km breite, langgestreckte Zone typischer Åreschiefer bezeichnet, die von der Ottsjöantiklinale im Süden (S. 143) bis in die Gegend des Jufveln im Norden streicht, wo die nicht hervordenudierte, östliche Fortsetzung der Anjanantiklinale anzunehmen ist.¹ Wieweit auch an dem Ostrand des Komplexes unter den dortigen Silurablagerungen sich eine in der Grundgebirgsunterlage hervortretende Antiklinale befindet, ist infolge des Mangels an tief genug gehenden Einschnitten zur Zeit nicht unmittelbar zu entscheiden. Das kleine Porphyrfenster am Djupsjön vertritt möglicherweise die zuerst hervordenudierten Teile eines höheren Resistenzgebietes, wie auch die längs dem Ostrand des Åreskutankomplexes allgemein aufgefalteten Grundgebirgsschollen die Nähe des autochthonen Grundgebirges wahrscheinlich verraten (s. S. 160).

Der klassische Åreskutankomplex ist der Prototyp für die Tektonik in der Region der zentralschwedischen Hochgebirgsschiefer. Die grösstenteils hochkristallinen Åreschiefer liegen hier, praktisch genommen, um den ganzen Rand des Komplexes herum auf dem halbklastischen, östlichen Silur. Nach der bis jetzt unter den schwedischen Geologen allgemein geltenden, von TÖRNEBOHM zuerst ausgesprochenen Ansicht muss jedoch diese Überlagerung aus den angeführten Ursachen als abnorm und von Überschiebungen herrührend betrachtet werden (s. S. 59).

Einen der Überschiebungstheorie gerade entgegengesetzten Standpunkt nahm jedoch TÖRNEBOHM in seinen früheren Arbeiten ein (32), etwas später auch VOGT (37), und ganz kürzlich CARSTENS (3, S. 133), die davon ausgehen, dass diese Überlagerung vollkommen normal und konkordant ist. Hiergegen lässt sich indes sofort einwenden, dass der silurische Sockel vielerorts in den obersilurischen Pentameruskalk hineinreicht, möglicherweise sogar in den oberen Graptolithenschiefer, weshalb die darüber liegenden Åreschiefer, deren Mächtigkeit auf wenigstens 1000 m geschätzt ist, und die zum grossen Teil aus metamorphen Sedimenten bestehen, unwahrscheinlich jungen Alters sein müssten. Bis jetzt ist doch ein Gegenstück zu einem solch jungen Sedimentkomplex in den umgebenden Gebieten von Fennoskandia nicht nachgewiesen.

Die silurische Schichtserie an der Westseite des Åreskutankomplexes besitzt gleich dem Silur an der Westseite der Mullfjällantiklinale eine aus

¹ Hinsichtlich der nördlichen Ausdehnung dieses Gebietes sei auch auf TÖRNEBOHM's Karte verwiesen (36).

den unterlagernden Porphyren entstandene, sparagmitische Basalzzone, von nicht selten sehr bedeutender Mächtigkeit (Fig. 36). Darüber folgen ziemlich normale Quarzite, oft als Blauquarz ausgebildet, nicht selten auch sparagmitisch. Sie gehen durch Wechsellagerung in eine Phyllitserie über. Diese kann auch unmittelbar auf der Porphyrunterlage ruhen, obgleich dann an der Basis mit dem Verwitterungsdetritus des Porphyrs stark vermischt. — Beiderseits des Åretales und Kallsjön kommen auch oft fossilführender, obersilurischer Phacopsquarzit und Pentameruskalkstein hinzu.

Hinsichtlich der Ostseite der Mullfjällantiklinale ist mein Beobachtungsmaterial über die petrographischen Variationen des präkambrischen, autochthonen Porphyrs, und die an ihn sich anschliessenden Sparagmitbildungen, nicht umfassend genug, um — wie bei der Beschreibung des

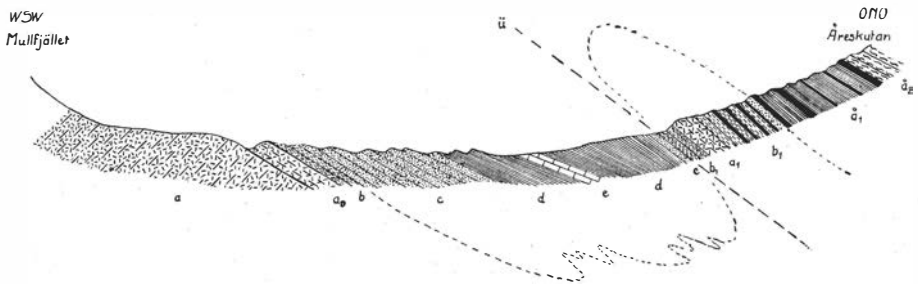


Fig. 36. Profil vom Mullfjället bis zum Åreskutan. — Länge etwa 3 km.

- a* Autochthoner Porphyr des Mullfjället;
 - a*₀ Scholle aus Porphyrymylonit;
 - b* Basalsparagmit des Silurs;
 - c* Silurischer Quarzit, oft sparagmitisch und phyllitisch;
 - d* » Phyllit (oft grob);
 - e* » Pentameruskalkstein;
 - b*₁ Metamorpher Sparagmit, im oberen Teil mit Grünsteinderivaten
 - a*₁ Porphyrymylonit
 - d*₁ Biotitphyllit, Kalkphyllit, Glimmerschiefer u. a.
 - d*₂ Granatglimmerschiefer u. a.
 - ü* Mehr hervortretende, kataklastische Verschiebungsfläche.
- } Åreschieferzone;

Tännforsfeldes — einen petrographischen Vergleich mit den Åreschiefern des Komplexes darauf zu gründen. Auf grossen Strecken liegen ausserdem diese Åreschiefer von den genannten, autochthonen Gesteinen so weit entfernt — was infolge der Richtung der Überschiebungsbewegungen (s. S. 179 ff.) ursprünglich noch mehr der Fall gewesen sein dürfte — dass ein etwaiger, genetischer Zusammenhang a priori kaum zu erwarten scheint.

Statt dessen öffnet sich ein anderer Ausweg. Es ist nämlich eine bemerkenswerte Eigentümlichkeit, dass der silurische Phyllit, der überall unter den Åreschiefern liegt, durch konkordant eingelagerte Schichten und Bänke in der Regel nach dem Kontakt zu quarzitisches (blauquarzartig) und schliesslich sparagmitisch wird. Von der Südseite des Åretales sind diese makroskopisch besonders charakteristischen, dunkelgrauen und

auf verwitterter Oberfläche graugrünen, oft gut gebankten und geschichteten, an andern Stellen massiven Sparagmite bis zum Kallsjön im Norden, und von dort in die Halbinsel von Konäs hinein, zu verfolgen. Zugleich mit ganz deutlichen, sedimentklastischen Mikrostrukturen zeigen sie im Dünnschliff die Merkmale extremer Plagioklasssparagmite mit der Mineralzusammensetzung: saurer Plagioklas und in kleineren Mengen Quarz, Chlorit, Serizit, Calzit und Klinozoisit-Epidotminerale (Fig. 37). Die Metamorphose, gewöhnlich durch Chlorit-Serizitneubildung charakterisiert, ist also auf das erste Stadium beschränkt.



Fig. 37. Grüngrauer, silurischer Plagioklasssparagmit; sö. Sikås, Kallsjön. — Vergr. etwa 35. — Gekreuzte Nicols.

Dieser unzweideutig silurische Sparagmit wird nach oben hin homogener, befindet sich jedoch oft in Wechsellagerung mit den leicht wiedererkennbaren Blauquarzbänken. Gleichzeitig tritt eine allmählich zunehmende Verschieferung ein, und schliesslich folgt der gewöhnliche, enge Wechsel mit konformen Bänken und Adern umgewandelter, basischer Eruptivgesteine. In diesen gebänderten Åreschiefern behält der Sparagmit anfänglich seine reliktklastischen Strukturzüge und die mineralogische Zusammensetzung deutlich bei (Fig. 38). Aufwärts steigert sich die Metamorphose, zuerst unter Neubildung von Biotit, darauf, im gleichen Masse wie die amphibolitischen Injektionen zunehmen, unter Auskristallisierung von

Granat, Hornblende und kalkreicheren Plagioklasen (Oligoklas). Damit ist man oftmals oben in den hochkristallinen, typischen Åreschiefern angekommen, wie braunen Granatgneisen und Glimmerschiefern, dem Pyroxengneis u. s. w. — In anderen Fällen, wie z. B. im Abhang des Renfjället zum Åretale oder im Fuss des Åreskutan am Kallsjön, kann unmittelbar über diesem mehr als 10–20 m mächtigen, mehr oder minder metamorphen und von Grünstein durchzogenen Sparagmit-Quarzithorizont zuerst eine

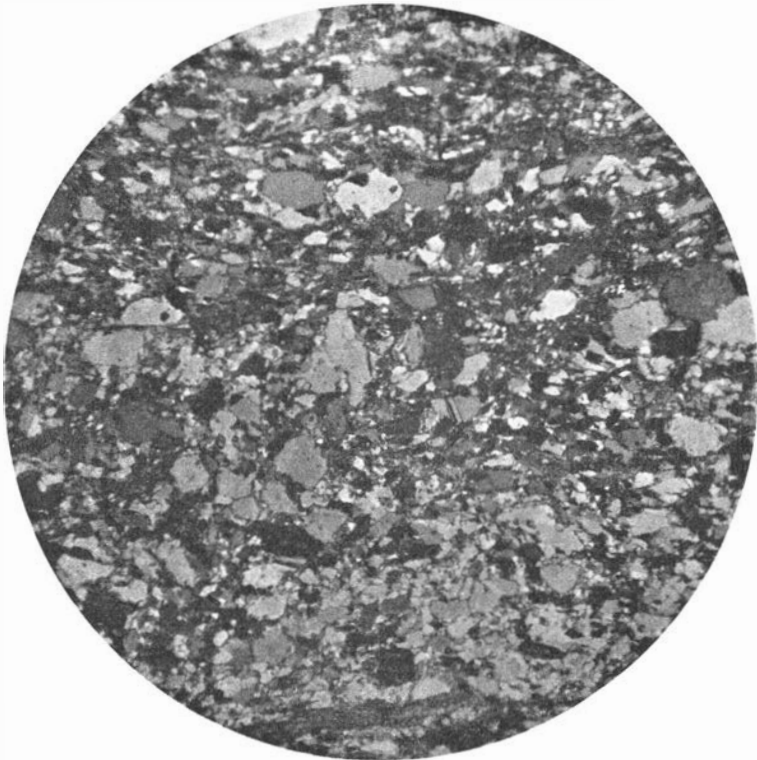


Fig. 38. Plagioklassparagmit im unteren Teil der grünsteingebänderten Åreschiefer; sö. Sikås, Kallsjön. — Vergr. etwa 35. — Gekreuzte Nicols.

Reihe Chlorit-, Biotit- und Calcitphyllite und Glimmerschiefer eingeschaltet sein, die mit Quarzit- und Sparagmitschiefern abwechseln, und in Handstücken Merkmale vom Habitus des östlichen Silurs zeigen. Diese Reihe geht dann allmählich in die letztgenannten, typischen Åreschiefer über.

Hierbei ist zu bemerken, dass die Wirkungen der spätkaledonischen Bewegungen auf übliche Weise recht weit in die Bodenzone der Åreschiefer hinaufreichen können, ohne deshalb weder die ursprüngliche stratigraphische oder petrographische Kontinuität der Schichtserie, noch die früher gebildeten, metamorphen Gesteinscharaktere ganz verwischen

zu brauchen. Ausgeprägtere Verschiebungsflächen und damit zusammenhängende, grössere Zerreibungen und Auswalgungen haben meistens auf der Westseite des Komplexes nur lokale Verbreitung. Eine scharf ausgeprägte Überschiebungsfläche im Sinne TÖRNEBOHM's kann hier also meistens nicht entdeckt werden. Die sparagmitische Komponente in der Injektionszone ist aber oft breccienartig zerbrochen, während der Amphibolit in stark ausgewalzte, schmale Bänder aus Chlorit-Epidot-Albit-Biotit-Calzitschiefern übergegangen ist.

Die Kontinuität in der nun beschriebenen Übergangszone zwischen dem östlichen Silur und den Åreschiefern beruht indessen nicht auf normaler Schichtfolge, wie mehrere Forscher vermutet haben (s. S. 131). Wie in tektonisch gleichwertigen Teilen am Rand des Tännforsfeldes, bildet dagegen die Sparagmitzone den aufgefalteten und nach Westen übergekippten, silurischen Basalhorizont. Der Beweis hierfür lautet wie anderswo. Im Fusse des Åreskutan und Renfjället zum Åretal hin umgibt der plagioklassparagmitische Horizont einen Kern aufgesprenten, stark verschieften Grundgebirgsprophyrs, der jedoch schon an dem klassischen Lokal TÖRNEBOHM's am Tvärån, einige km nördlich des Indalsälven (32, S. 41), ausgekelt hat (6 b, Fig. 3). In der Nähe dieser Porphyrscholle, die im wesentlichen mehr oder weniger perthitische Mikroklineinsprenglinge aufweist, wird dieser Feldspat in dem sonst extremen Plagioklassparagmit immer mehr angereichert. Wie oben erwähnt, folgt dieser ziemlich getreulich der Basis der Åreschiefer, deren Auftreten also auch hier mit der Entstehung einer ausgeprägten, kombinierten Dislokations- und Injektionszone zusammenfällt. Das Fehlen der Porphyrscholle am grösseren Teil der Westseite des Komplexes braucht nur zu bedeuten, dass die Grundgebirgsunterlage bei der antyklinalen Auffaltung lediglich lokal mitergriffen ist, oder dass die Denudation noch nicht tief genug gewirkt hat.

Dass die oben gegebene Erklärung — nach Westen gerichtete Inversionen — richtig ist, wird ferner durch die Schichtfolge in dem, praktisch genommen, kontinuierlichen Profil zwischen Sikås und Huså am Kallsjön bekräftigt, die schon früh von VOGT beschrieben ist (37), wenn auch in einer wichtigen Einzelheit unvollständig. Während nämlich der fossilführende Pentameruskalk westwärts, nach Sikås zu, seine normale Lage unmittelbar über dem Phacopsquarzit einnimmt, finden sich im Osten dieselben Horizonte, obgleich durch Auswalgung bedeutend verdünnt, in umgekehrter Reihenfolge wieder, hier nicht weit unter dem charakteristischen, grauen Sparagmit in der Übergangszone zu den Åreschiefern.

Auch sind in dem nun beschriebenen Gebiet die aufgefalteten Grundgebirgspartien nicht ausschliesslich auf die Basis der Åreschiefer beschränkt, sondern kommen ausserdem in dem ausserhalb liegenden, autochthonen Terrain vor, dort freilich nicht von basischen Intrusionen gefolgt. Zwischen dem verschieften, mittelsteil nach Westen, Nordwesten und Norden fallenden Porphyre des Mullfjället und dem angrenzenden Silur im Osten, sowie auch in gleicher Lage südlich des Indalsälven, wurde auf einer Strecke

von etwa 2 km eine stark mylonitisierte Porphyrlatte von höchstens 10–50 m Mächtigkeit verfolgt (Fig. 36), die — nebst ihrem, dem Silur konformen, auswärts gerichteten Fallen der Verschieferungsflächen — nach unten hin allmählich in den unterlagernden Porphyr übergeht, sowie auch mit ihm zusammenhängt. Die tektonischen Bewegungen scheinen sich hier also in besonderem Grade den Silur-Porphyrkontakt entlang entwickelt zu haben, so dass beide Gesteinskomplexe in einer breiten Zone eine mit diesem übereinstimmende Verschieferung erhielten, oder, was die härteren Quarzitbänke betrifft, die für solche Gleitzonen übliche Breccienbildung entstand. Im Gegensatz zu den Verhältnissen z. B. am Forsaberget sind Injektionen in diese Bewegungszone nicht eingedrungen.

Westlich vom Kallsjön, genauer am Gebirgsabhang westlich des Ö. Kjolsjön, kommen, eingefaltet unter Bänken aus dem Porphyr der Unterlage, Streifen typischen, silurischen Blauquarzes und Phyllits vor. Das Fallen ist das für diese Gegend gewöhnliche, also gegen ONO, und gibt an, dass die tektonischen Überfaltungsbewegungen und Massenverschiebungen in westlicher Richtung vor sich gegangen sind.¹

Die schon früh nachgewiesene Erscheinung, dass das östliche Silur fehlt, und der Åreschieferkomplex südlich des Åretales unmittelbar auf dem Porphyr der Mullfjällantiklinale liegt, hat ihre natürliche Erklärung darin, dass starke tektonische Bewegungen — ungefähr wie im gegenüberliegenden Teil der östlichen Randzone des Tännforsfeldes — bis in die untersten Schichten des Silurs hineingegriffen haben, und von basischen Intrusionen gefolgt sind, wobei wie gewöhnlich eine Åreschieferzone, nicht nur aus tektonischem, sondern teilweise auch aus petrographischem Gesichtspunkt gesehen, aus dem Silur hervorging. Wo der Kontakt direkter Beobachtung zugänglich war, habe ich unmittelbar auf der autochthonen Porphyrunterlage eine mächtige Grünsteinbank gefunden — wie üblich an der Basis kataklastisch metamorphosiert — über der die bekannten, anfänglich wenig umkristallisierten, sedimentären Gesteinstypen liegen (Fig. 13). — Gleich nördlich vom Westende des Ottsjön haben die Bodenteile des Silurs gleichwohl den normalen Charakter massiven, widerstandsfähigen Blauquarzes beibehalten, der jedoch infolge der zunehmenden Phylliteinlagerungen aufwärts immer stärkeren Verschiebungs- und Verschieferungserscheinungen anheimgefallen ist, und auf diese Weise ziemlich bald ohne scharfe Grenze in die halbkristalline, mit Grünsteinen gebänderte Bodenzone der Åreschiefer übergeht.

Die Tektonik an der *Ostseite des Åreskutankomplexes* kann als der Westseite im grossen und ganzen gleichartig angesehen werden, wird also

¹ Hier sei auch erwähnt, dass ich unter den Handstücken, die 1908 der damalige stud. phil. E. EJNAR in der Gegend um Dufed sammelte, und die sich im Geologischen Institut in Uppsala befinden, bei der Durchsicht ein Porphyrstück fand, das nach dem Tagebuch am Ullån, 2 1/2 km nördlich dessen Mündung, anstand. Mit dem hier vorhandenen östlichen Fallen würde hiermit noch eine nach Westen aufgeschobene Grundgebirgsplatte bezeugt sein.

durch eine nach Osten übergekippte oder liegende, wenn auch stark deformierte Basalfalte gekennzeichnet, die sich u. a. aus den Bodenbildungen des Silurs zusammensetzt (Fig. 39). Die tektonischen Bewegungen scheinen hier im Osten im allgemeinen bedeutend kräftiger und durchgreifender gewesen zu sein. Als ein Ausdruck hierfür können die an mehreren Orten längs der Randzone schon früher bekannten, eingefalteten und stark gepressten Grundgebirgspartien (24, S. 323 u. f.) aufgefasst werden, woneben die in spätkaledonischer Zeit eingetretenen Verschiebungen, durch Auswalzung des unteren Schenkels der Antiklinale, u. a. dazu beitrugen, den kontinuierlichen Übergang vom östlichen Silur zu den obenliegenden Åreschiefern zu zerstören.

In ganz besonderem Grade gilt dies für den nördlich des Åretales gelegenen Teil der Randzone mit seinem ostwärts gewandten, deutlich hervortretenden Überschiebungs-Steilabfall, in welchem vollkristalline, aber

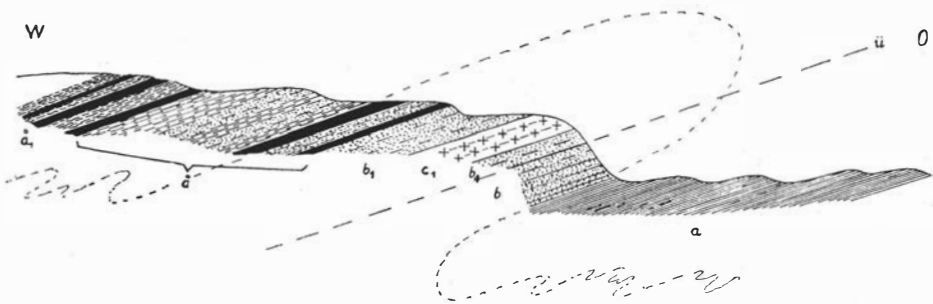


Fig. 39. Profil durch die Randzone des Åreschiefergebietes s. Hålland. — Länge etwa 5 km.

- a Silurischer Phyllit, nach W quarzitisch und sparagmitisch;
- b » » Quarzit und Sparagmit;
- b₁ Sparagmitschiefer;
- c₁ Eingefaltetes Grundgebirge;
- d Quarzitische Phyllite u. Glimmerschiefer im Wechsel mit Sparagmitschiefern und metamorphen Grünsteinbänken, nach W in hochkristalline normale Åreschiefer (d₁) übergehend;
- ii Mehr hervortretende, kataklastische Verschiebungsfläche.

zum Boden hin auf übliche Weise kataklastisch zerdrückte Schiefer an einer deutlichen Überschiebungsfläche entlang das typische, östliche Silur überlagern. Manchmal werden gleichwohl die silurischen Phyllite dieser Kontaktzone entgegen immer reicher an quarzitischen und schliesslich sparagmitischen Einlagerungen. Diese grauen oder dunklen Sparagmite zeigen im Dünnschliff als Leitmineral sauren Plagioklas, nebst der Mineralzusammensetzung: Quarz, Calzit, Serizit, Chlorit, Epidot und Leukoxen. Es ist bemerkenswert, dass die zunächst darüber liegenden, vollkristallinen Åreschiefer nicht selten eine gut entsprechende, scheinbar ziemlich konstante Mineralzusammensetzung von Quarz, saurem Plagioklas (Lichtbrechung = Canadabalsam) und kleineren Mengen Kalifeldspat¹, Muskovit, Biotit, Epidot, Granat, Calzit und Apatit aufzuweisen scheinen. Die Calzit-

¹ Der Kalifeldspat kann auch ganz fehlen.

menge ist in beiden Fällen sehr wechselnd. Neben den gewöhnlichen Grünsteininjektionen treten weiter hinauf recht bald andere Gesteinstypen auf, u. a. kalksilikatführende Glimmerschiefer, Gneise und Kalksteine.

Südlich vom Åretal stellen sich die Verhältnisse weit günstiger (Fig. 39), da sowohl die kataklastischen Verschiebungen, wie auch die Kristallinität der Åreschiefer bedeutend weniger durchgreifend sind. Wie schon HÖLST hervorgehoben hat (20), kann man in diesem Gebiet die näheren Beziehungen zwischen dem östlichen Silur und den Åreschiefern sehr günstig studieren, besonders den deutlichen, allmählichen Übergang zwischen den beiden Komplexen. — Der Übergang des silurischen Phyllites zu einer, den Åreschiefern entgegen, grobklastischen Kontaktzone ist hier manchmal besonders deutlich, wie auch dass sich eine im grossen und ganzen nicht unterbrochenen, stratigraphischen Serie von hier aus in die Åreschiefer hinauf fortsetzt. — Zu den aufgefalteten, silurischen Bodenbildungen können u. a. auch die dunklen bis schwarzen, mit Schiefer gemischten, quarzreichen Sandsteine und Quarzite gerechnet werden, die zu oberst im Silur liegen, beiderseits des Indalsälven um Hålland. Dort, wo sie anstatt dessen sparagmitische Zusammensetzung annehmen, schliessen sie sich durch ihre petrographischen Merkmale, Mikroklin, sauren Plagioklas, Quarz und Serizit, unmittelbar an die noch reliktklastischen Sparagmitschiefer im unteren Teil des überlagernden Åreschieferkomplexes an. Der im Gegensatz zu den Plagioklasssparagmiten der Randzone nördlich des Åretales besonders charakteristische Bestandteil ist der reichlich auftretende, ganz einheitliche oder nur mit feinen Plagioklasstreifen durchsetzte Mikroklin. Dadurch sind diese Sparagmitschiefer petrographisch, und aller Wahrscheinlichkeit nach wohl auch genetisch, an die hier und da aufgefalteten Grundgebirgspartien angeschlossen, die besonders südlich Undersåker einen mächtigen Kern in ihnen bilden. Zum Unterschied von den tektonisch gleich gelegenen Porphyrschollen nördlich Undersåker sind hier im Süden, soweit bekannt, nur vollkommen granitkörnige Gesteinstypen vertreten, die sich mikroskopisch sehr eng an den grobkörnigen Syenit im kleinen Grundgebirgsfenster am Vålån anschliessen (s. S. 154). Nach alledem zu urteilen, erstreckt sich dieses Gestein also ziemlich weit nach Nordosten.

Es geht aus diesen Verhältnissen hervor, dass die Sparagmitschiefer an der Basis der Åreschieferzone dieser Gegend nur eine Fazies des darunter liegenden, autochthonen Silurs sind, und dass sie u. a. auf Grund des eingefalteten Grundgebirgskernes als die aufgefalteten Basalschichten des Silurs betrachtet werden müssen. Begreiflicherweise hat die Metamorphose in dem aufgefalteten Sparagmithorizont in sehr verschiedener Tiefe eingegriffen, und die Verteilung des Horizontes im östlichen Silur und in den Åreschiefern beruht hierauf. Nach Westen und auf tektonisch höheren Niveaus wird der phyllitische und quarzitische Einschlag durch Wechsellagerung, und durch die abnehmende Grösse der Feldspatkörner, immer vorherrschender, und zeugt von einer ursprünglich mehr normalsilu-

rischen Zusammensetzung. Schon südlich von Hålland sind metamorphe Grünsteine, zum Teil mit noch wiedererkennbarer Porphystruktur, vorhanden, und heben den Åreschiefercharakter des Komplexes hervor. Wo ihr Auftreten nach Westen hin häufiger wird, geht gleichzeitig die Umwandlung der mehr oder weniger phyllitischen Schiefer in gewöhnliche, vollkristalline Åreschiefertypen ziemlich schnell vor sich.

Das schon früh in der Literatur diskutierte, isolierte Vorkommen von stark verschiefertem Grundgebirgsporphyr, der unmittelbar südlich des Ristafallet auf dem östlichen Silur liegt, ist dagegen meiner Meinung nach der stark gepresste, basale Sparagmithorizont. Im Westteil des Bergrückens s. vom Bahnhof liegt die untere Grenzfläche der eingeschobenen Grundgebirgsplatte sehr hoch, sinkt aber schnell nach NO, dorthin die Platte gleichzeitig auskeilt. Der umgebende Sparagmithorizont setzt sich dagegen nach unten zur Talsohle hin fort, und wird in dem eben genannten, kleinen Bergvorsprung, südlich des Ristafallet, petrographisch, sowohl wie tektonisch, im wesentlichen identisch mit dem ausgehenden Rande der Sparagmitschiefer weiter östlich um Mobyberg. Gleich am Ostfuss des Hügels steht unzweifelhaftes, wenn auch, wie üblich, grobklastisches Silur an, während im oberen Teil des Hügels der Sparagmitschiefer, wie gewöhnlich, übergeht in einen mikroskopisch, sowohl wie makroskopisch, leicht wiederzuerkennenden, feldspatführenden Phyllit von ziemlich typischem, reliktsilurischen Habitus. In gewissen Zonen sind die Gesteine, wie üblich, stark kataklastisch deformiert. Da indes das aufgefaltete Grundgebirge, wie schon gesagt, in dieser Gegend ausschliesslich von granitkörnigen Gesteinstypen vertreten zu sein scheint, ist schon deswegen ein kleines, isoliertes Vorkommen von Porphyr weniger wahrscheinlich.

Der Mangel an tief genug reichenden Einschnitten am Nordrand des Åreskutankomplexes verbietet hier einen näheren Einblick in die Tektonik. Dasselbe gilt im allgemeinen auch vom Südrand, wo indes der unterste Teil der Åreschiefer im Tal des Vålån, und auch auf kurzer Strecke längs des im Osten parallel damit fliessenden Baches, offen zu Tage tritt. Das Fallen ist hier mittelmässig gegen etwa NO, an anderen Stellen sehr unregelmässig und in den Einzelheiten stark wechselnd. Die sehr verschieferte, nach der Basis hin grob sparagmitische Bodenzone liegt hier unmittelbar auf dem Grundgebirgsfenster, und zeigt sich als Verwitterungsderivat dazugehöriger Gesteine. Weiter hinauf folgen in Wechsellagerung Gneise, Glimmerschiefer und metamorphe, basische Eruptiva, nebst quarzitischen, phyllitischen und kalkphyllitischen Gesteinen von primär mehr normalsilurischem Charakter.

Der grosse südjämtländische Seveschieferkomplex.¹

Unter dieser Bezeichnung ist hier das südlich vom Tännforsfeld und Åreskutankomplex einsetzende, ausgedehnte Åreschiefergebiet zusammengefasst, das vom südlichen Jämtland nach Süden hin seine Fortsetzung im nördlichen Härjedalen findet, und welches das am meisten ausgeprägte, zentralschwedische Hochgebirgsgebiet bildet. Im Norden und Westen wird dieser Komplex auf tektonisch vollkommen natürliche Weise von den dortigen Antiklinalen begrenzt. Als solche ist auch der am Ostrand durch die Oviksfjällen dargestellte, mächtige Rücken aus silurischen Quarziten u. s. w. aufzufassen, nebst deren im Stenfjället hervordenudiertem Kern aus präkambrischem Porphyry. — Die Verhältnisse im Süden sind dagegen in dieser Hinsicht weniger zufriedenstellend bekannt. Im Südosten erscheint indessen zwischen Långå am Ljusnan und den Oviksfjällen ein Grundgebirgsfenster, das bei näherer Untersuchung sich vielleicht teilweise als eine Antiklinale herausstellt, obgleich es gleichzeitig der präkambrischen Topographie anzugehören scheint.

Eine mehr gleichförmig durchgeführte Darstellung dieses grossen Gebietes liegt nicht im Plan dieser Arbeit. Ich beschränke mich daher auf einige kurze Bemerkungen hinsichtlich des nördlichen Teiles, sowie auf einige spezielle Fragen, die die Erklärung des Hochgebirgsproblems aufs engste berühren.

Das Gebiet kann in petrographischer und, wenigstens im Norden, auch in tektonischer Hinsicht eingeteilt werden in einen westlichen, meistens von ziemlich normalen, hochkristallinen Åreschiefern aufgebauten Komplex, und einen östlichen, der im wesentlichen aus Sparagmiten und ihren metamorphen Derivaten besteht. Zwischen diesen beiden Hauptteilen zieht sich in der südlichen Verlängerung der Mullfjällantiklinale eine Sattelbildung entlang, in der die autochthone Unterlage der Gebirgsschiefer gleichwohl noch nicht hervordenudiert ist.

Das westliche Åreschiefergebiet wird im Westen von der Reichsgrenzantiklinale mit deren oben besprochenem Mantel aus silurischen Sparagmiten und Quarziten begrenzt (S. 70). Aus denselben Gründen, wie oben betreffs anderer, analoger Gebiete angeführt wurde, ist hier leicht festzustellen, dass die zunächst überlagernden Åreschiefer nur eine Metamorphose, von Grünsteinintrusionen durchwebte Fazies dieser Silursedimente sind. Über das hinaus, was zuvor von dem tektonisch vollkommen typischen Lokal auf der Nordseite des Komplexes am Tvärån, W. Snasahögarna, gesagt wurde (S. 103), bieten die Kontaktverhältnisse im Westen, wo sie der Beobachtung unmittelbar zugänglich waren, nichts weiteres von Interesse, vielleicht abgesehen davon, dass die horizontalen Verschiebungen — die spätkaledonischen einbegriffen —, wie auf der Westseite

¹ Für die Besprechung dieses Gebietes, das ausserhalb der beigelegten Übersichtskarte (Pl. VI) hauptsächlich fällt, sei auf TÖRNEBOHM's Karte verwiesen (36).

des Åreskutankomplexes, nach allem zu urteilen relativ unbedeutend gewesen sind, und in der Regel die stratigraphische und petrographische Kontinuität zwischen dem Silur und den Åreschiefern nicht verwischt haben. Als gutes Beispiel für diese Verhältnisse möge weiter auf den keineswegs zufälligen Zusammenhang zwischen der abnorm mächtigen Intrusionsmasse der Sylfjällen und dem gleichzeitigen, fast völligen Verschwinden des unterlagernden Silurhorizontes hingewiesen werden. Die Erklärung liegt darin, dass sich hier die Intrusionen beinahe zum Boden des Silurs hinab, bis in der Nähe der Grundgebirgsunterlage, erstreckt haben (vergl. S. 94, 95, 136).

Nicht nur in den Sylfjällen, sondern diese ganze westliche Randzone entlang bis zu den Vigelfjällen im Süden und den Snasahögarna im Norden, scheint ganz gewöhnlich der sedimentäre Teil der Åreschiefer ursprünglich den Charakter von Sparagmiten und damit verbundenen, blauquarzartigen Quarziten gehabt zu haben, wovon nicht zum wenigsten die letzteren — auch als metamorph — leicht wiederzuerkennen sind. Ostwärts, in den mehr zentralen Teilen des Åreschieferkomplexes, nehmen dagegen die gewöhnlichen, hochkristallinen Derivate normalsilurischer, phyllitischer, quarzitischer und kalkreicher Sedimente eine mehr und mehr leitende Stellung ein.

Hinsichtlich der Tektonik am Ostrand dieses Åreschieferkomplexes sei auf S. 143 hingewiesen.

Das Sparagmitschiefergebiet in Südämtland und Nordhärjedalen.

Die Tektonik des Gebietes.

Südöstlich des grossen, im Westen bis zur Reichsgrenzantiklinale sich erstreckenden Åreschiefergebietes beginnt eine bis jetzt wenig untersuchte Zone, im wesentlichen bestehend aus Sparagmitschiefern — nebst blauquarzartigen Gesteinen u. a. — die in gewissen Gegenden mit Schwärmen steil gestellter, paralleler Gänge aus sog. Ottfällsdiabas durchsetzt sind.¹ Was man bis jetzt weiss, ist, dass sich dieses Gebiet im Süden allmählich an das autochthone Sparagmitfeld von Härjedalen anschliesst, und im Norden und Westen übergeht — nach TÖRNEBOHM's ziemlich summarischen Angaben (36, S. 59 ff.) — in den äquivalenten, unteren Teil der eigentlichen Åreschiefer. Nach der Überschiebungshypothese würde das Gebiet ein Teil der weit aus dem Westen hergekommenen, grossen Überschiebungsscholle sein (36, 24, 23, Karten). Die Diabasgänge, die unabhängig von den

¹ Hinsichtlich der petrographischen Merkmale des Ottfällsdiabases sei auf TÖRNEBOHM (33) und HOLMQUIST (16) hingewiesen. Es ist jedoch zu bemerken, dass Olivin nur seltener vorkommt und zwar, wie HOLMQUIST sehr richtig angibt, hauptsächlich in der Mitte der breitesten Gänge. Wahrscheinlich liegt Zufuhr von SiO_2 aus dem Nebengestein vor.

Strukturflächen das Nebengestein geradlinig durchlaufen, zeigen, soweit bis jetzt bekannt, keinerlei Druckwirkungen, und sind deswegen in der Hauptsache als postkaledonisch betrachtet (23 b, S. 71; 36, S. 159).

Meine in den letzten Jahren gemachten Beobachtungen haben gezeigt, dass dieses Sparagmitschiefergebiet im Westen etwa eine gerade Linie erreicht, die vom Westende des Ottsjön im Norden nach Ljungris im Süden zu denken ist. Es umfasst also eine bedeutend grössere Fläche innerhalb der Grenzgebiete zwischen Jämtland und Härjedalen, als man bisher vermutet hat. So gehört dazu die ausgedehnte Depression um den Vålån, sowie das südlich hiervon einsetzende Hochgebirgsgebiet zwischen dem Lundörren und den Herrångstötarna, welches sich durch seine stark gebrochene, mehr alpine Topographie morphologisch scharf scheidet von den hauptsächlich flacheren und sanfteren, mehr als Hochgebirgsebene ausmodellierten, typischen Åreschieferfeldern im nahen Westen.

Wie schon im vorhergehenden hinsichtlich der Gegend südlich Hålland und Undersåker berührt wurde (S. 138), lässt sich die Grenzzone zwischen Ottsjön und Ljungris entlang und nordwestlich Funäsdalen in Härjedalen beobachten, wie die im Osten mächtigen Sparagmitschiefer nach Westen hin allmählich an Mächtigkeit abnehmen, und durch Wechsellagerung von normaleren Sedimenten, wesentlich quarzitischen und phyllitischen Charakters, abgelöst werden. Ausnahmsweise treten auch sandige Kalksteine auf. Diese Gesteine werden gradweise metamorpher und kristalliner, um schliesslich in dem dort sich befindenden Åreschiefergebiet die Oberhand zu gewinnen. Der zwischen Ottsjön und Ljungris, wie am kleinen Grundgebirgsfenster des Vålån, in topographischer und petrographischer Hinsicht ungewöhnlich schroffe Übergang von dem einen Formationskomplex zum anderen kommt daher, dass besonders das hochkristalline Åreschiefergebiet, ebenso das im Norden, wie die Verhältnisse an der Basalzone zeigen, während der kaledonischen Bewegungen gegen das rigidere Sparagmitfeld gepresst, und teilweise über dessen Rand hinübergeschoben wurde. — Auf Grund dieser in aller Kürze dargelegten Beobachtungen, sowie mit Rücksicht darauf, dass das Sparagmitfeld von Härjedalen aus verschiedenen Gründen eine grobklastische Fazies des Silurs im Osten zu sein scheint (5), dürfte das nun zu behandelnde Sparagmitschiefergebiet im grossen und ganzen eher mit dem sedimentären Åreschieferkomplex im allgemeinen zu parallelisieren sein, also nicht nur mit dessen unterem Teil, eine Auffassung, gegen die sich TÖRNEBOHM auch nicht ganz ablehnend gestellt hat (36, S. 61).

Das geologische Auftreten des Ottfjällsdiabases ist keineswegs so einfach, wie man bisher angenommen hat. Ein paar km östlich vom oben genannten Überschiebungsrand des westlichen Åreschieferkomplexes, auf dem Abschnitt Ottsjön—Ljungris, beginnen amphibolitische Verschieferungszonen in den Diabasgängen aufzutreten, anfänglich an deren Randpartien, dann auch längs innerer Druckzonen, aber stets mit gradweisen Über-

gängen in das umgebende, ungespreste Gestein.¹ Diese Verschieferung stimmt immer mit der Längsrichtung der Gänge überein, die in der Grenzzone hier im Westen ihrerseits stets mit der Strukturfläche des Nebengesteins zusammenfällt, und nimmt nach Westen hin schnell zu, so dass bald typische Amphibolite von Åreschieferhabitus entstehen. Die noch lange zurückgebliebenen, relativ widerstandsfähigen, porphyrischen Plagioklaseinsprenglinge, sowie diffus begrenzte Schlieren und Bänke mit im allgemeinen besser beibehaltenen Reliktstrukturen, verraten jedoch ihre Herkunft aus dem Ottfjällsdiabas. Hand in Hand mit dieser Metamorphose, die ungefähr in gleich hohem Grade die umgebenden Sedimentgesteine getroffen, und sie in kristalline Schiefer unter Neubildung hauptsächlich von Serizit, Biotit, Granat, Epidot u. s. w. umgewandelt hat, geht eine Aufteilung des Diabasamphibolites in immer dünnere Schichtgänge und Adern.² An dieser Grenzzone im Westen, die tektonisch eine Antiklinale bildet zwischen dem Sparagmitschieferfeld im Osten und dem Åreschiefergebiet im Westen mit dem bei solchen Antiklinalen bekannten, verworrenen und wechselnden Fallen und Streichen, ist auf diese Weise eine aus amphibolitgebänderten Åreschiefern zusammengesetzte Gesteinsreihe entstanden. Diese taucht mit westlichem Fallen unter die kataklastische Bodenzone der westlichen Åreschieferscholle ein, in welcher letzterer sich auch metamorphe Derivate des Ottfjällsdiabases und Sparagmits wenn untergeordnet vorfinden. Weiter im Süden, im Ostteil derselben Åreschieferscholle, scheinen die zwischen Funäsdalen und der Reichsgrenze bisweilen auftretenden, porphyrischen Amphibolite, wenigstens zum Teil, ebenso als metamorphe Fazies des im Osten anstehenden, typischen Ottfjällsdiabases betrachtet werden zu müssen. In Blöcken sind solche aus dem Ottfjällsdiabas derivierenden Amphibolite mit relikten Plagioklaseinsprenglingen längs der ganzen Westgrenze des Sparagmitschieferfeldes äusserst allgemein, und wurden von dort aus infolge der stark wechselnden Bewegungsrichtungen der quartären Eisdecke in grosser Anzahl sowohl nach Westen wie nach Osten hin verbreitet.

Während an der nun beschriebenen, westlichen Randzone die Denudation die Basis des Sparagmitschieferfeldes und die Amphibolitzone noch nicht erreicht hat, ist dies dagegen der Fall im Norden am Ottsjön und im Süden in der Gegend von Funäsdalen, wo die an den Bergabhängen zugänglichen, tiefgehenden Profile einen guten Einblick in die Tektonik gestatten. Am Ottsjön liegt das Sparagmitschieferfeld unmittelbar auf dem Grundgebirge, das sowohl im Westen an der Südspitze der Mullfjällantiklinale, als auch in der Talsohle des Vålån zu Tage tritt. Es scheint hier den Charakter eines in der Querrichtung der Gebirgskette streichenden

¹ In diesen Gebieten wird der Diabas bisweilen ziemlich grobkristallinisch, und kann sogar in unregelmässig begrenzte Partien von gabbroidem Habitus übergehen.

² Auf einigen Stellen innerhalb dieser westlichen, metamorphen Randzone wurden dunkle, kohlenhaltige Phyllite, vom allgemeinen Habitus der normalen, silurischen Alaunschiefer, beobachtet; sie waren kaum mehr metamorph, obgleich von Ottfjällsdiabas durchsetzt.

Rückens zu haben oder einer Antiklinale, die, nach allem zu urteilen, in westnordwestlicher Richtung, nicht weit unter der Erdoberfläche im Becken des Ottsjön, ihre Fortsetzung haben dürfte. Die kräftig ausgebildete Verschieferungsstruktur des Grundgebirges fällt auf der Nordseite nach Norden, auf der Südseite nach Süden.

Der in diesen Gegenden meist wenig metamorphe, oft ganz klastische und deutlich gelagerte Sparagmit fällt verschiedentlich, nicht selten mittelsteil ($20-40^\circ$) nördlich oder nordnordwestlich, die strukturell massenförmigen Diabasgänge dagegen steil nach Süden. Wie schon HOLMQUIST nachwies, wird das Fallen der Gänge im Nordteil des Ottsfjället und den dortigen Abhängen, d. h. zur Grundgebirgsunterlage hin, allmählich immer flacher (Fig. 40). Gleichzeitig treten die oben bei der Darstellung der westlichen Randzone des Feldes beschriebene Amphibolitisierung und die mit den Gangseiten übereinstimmende Verschieferung nach und nach ein



Fig. 40. Profil durch den Ostteil des Ottsfjället (oberer Teil nach HOLMQUIST, 16).
— Länge des Profils etwa 6 km.

a Autochthones, verschiefertes Grundgebirge;
Schwarz: Ottsfjällsdiabas;
Punktiert: Sparagmit und Sparagmitschiefer.

Bei genauerer Untersuchung findet man, dass die Diabasgänge hierbei einer im Nebengestein, anfänglich gewöhnlich nur sehr schwach, ausgebildeten Verschieferungsrichtung folgen, die am deutlichsten in den dunkleren, tonreicheren Lagern und Schichten nachweisbar ist. Gleichzeitig mit der Amphibolitisierung nimmt diese Verschieferung des Nebengesteins an Intensität zu, wobei die Lagerstruktur dazu neigt, unabhängig von der vorherrschenden Richtung in dem Gebiet, durch schwächere oder stärkere Umbiegungen nach den Ganggrenzen hin sich mit diesen parallel zu stellen (Fig. 41, A). Auf diese Weise entsteht allmählich der Charakter von Aufspaltungskontakten; er wird nach der Formationsbasis zu dadurch immer ausgeprägter, dass der Diabasamphibolit, wie längs der westlichen Randzone, sich in schmalere und dichter liegende Parallelgänge und Apophysen verteilt, nach denen sich die Lagerungs- und die Verschieferungsstrukturen des Nebengesteins gern mehr oder weniger subparallel orientieren (Fig. 41, B). Damit ist das gleiche metamorphische Stadium wie an der westlichen Randzone erreicht, gekennzeichnet durch amphibolitge-

bänderte Äreschiefer, die im einzelnen oft stark und unregelmässig gefaltet sind.

Durch das nach den Basalteilen hin immer flacher werdende, südliche Fallen streben also die Diabasamphibolitgänge danach, sich an der Talsohle des Välän und im nordöstlichen Teil des Ottfjället konform mit der unterliegenden Grundgebirgsfläche zu stellen. Dasselbe Verhältnis kommt im Westen gegen den dort sich erhebenden Porphyrrücken hin wieder, wo mehr südwestliches Streichen und südöstliches Fallen, ungefähr mit der Neigung der Kontaktfläche zusammenfallend, eintreten. Der unterste Teil des Sparagmit-Diabaskomplexes mit seinem metamorphen Basalhorizont, dessen Mächtigkeit alles in allem mehrere zehn m erreicht, ist hier direkter Beobachtung zugänglich. Wie in der Basis der typischen Äreschieferkomplexe, zieht sich hier eine kataklastische Verschieferungszone, wo der Diabasamphibolit in Chloritschiefer umgewandelt ist, entlang. Nahe an dem Boden dieser Kataklastzone liegt, auf gewöhnliche Weise gegen den

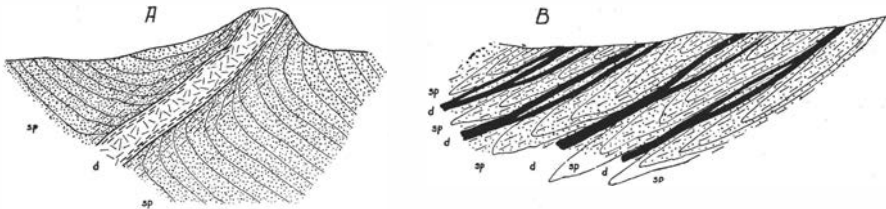


Fig. 41. Schematische Profile zur Erläuterung verschiedener Stadien der Intrusionsmechanik und Verschieferung des Ottfjällsdiabases.

d Ottfjällsdiabas, in Fig. A nur in die Kontakte hinaus verschiefert und metamorph, in Fig. B vollständig amphibolitisiert;
sp Sparagmit und Sparagmitschiefer.

Grundgebirgsrücken im Nordwesten hinaufgeschoben, eine Scholle aus stark mylonitisertem Granit (Fig. 42). Im oberen, von reliktporphyrischem Amphibolit u. a. gekennzeichneten Teil dieser metamorphen Basalzone trifft man zuoberst ziemlich unvermittelt den massenförmigen Diabas an, dessen zunehmendes, starkes Aufspalten jedoch die Nähe der Bewegungszone verrät.

Die im vorhergehenden geschilderten Verhältnisse am Ottsjön müssen als Zeichen dafür angesehen werden, dass der Sparagmitschieferkomplex als eine im grossen und ganzen ziemlich einheitliche Scholle, »en bloc« längs seiner basalen Äreschieferzone verschoben ist, in dieser Gegend augenscheinlich nach Norden, und dass die Fallrichtung der Diabasgänge ein Ausdruck hierfür ist. -- Im Süden, in der Gegend von Funäsdalen, findet man entsprechende Verhältnisse. Nach übereinstimmenden Ansichten sind hier die Massenverschiebungen in östsüdöstlicher Richtung vor sich gegangen (s. z. B. 36, Karte), und im Anschluss daran besitzen die Diabasgänge in den frontalen Teilen der Scholle westnordwestliche Fallrichtungen, die gewöhnlich ziemlich steil sind, aber auf niedrigeren Niveaus allmählich

flacher werden. Offenbar beruht das darauf, dass die Scholle längs ihrer basalen Verschiebungs- und Verschieferungszone geschleppt ist (Fig. 43). Auch hier überschneiden die nicht durch Druck beeinflussten Gänge im oberen Teil des Komplexes die gewöhnlich gegen ONO fallende Schichtstruktur des Sparagmits, während die letztere auf übliche Weise umbiegt, um sich der Verschieferung und den Ganggrenzen bei den weiter unten liegenden, metamorphisierten Gängen subparallel zu orientieren. Der untere, unstrittig grösste Teil der metamorphen Bodenzone nimmt z. B. in der Gegend von Funäsdalen das flache Gelände am Fuss der Sparagmit-Diabasberge ein, und besteht — ausser aus Sparagmit- und Quarzitschiefer — meist aus kalkigen Phylliten, Glimmerschiefern und unreinen, kristallinen Kalksteinen, bankweise mit in Chloritschiefer umgewandeltem Ottfjällsdiabas wechselnd. Dieser so von gebänderten Åreschiefern aufgebaute Komplex, der in eine Serie WNW—OSO streichender Kleinfalten gelegt ist, hat in-

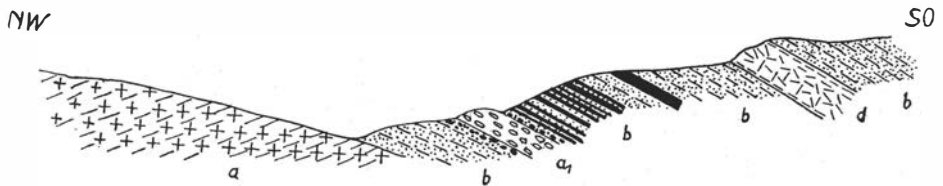


Fig. 42. Profil der Kontaktzone im Nordwestfuss des Ottfjället. —
Profillänge etwa 1 km.

- a* Gepresster, autochthoner Porphyry vom Reklufvud;
- b* Gepresster und metamorpher Sparagmit, bisweilen blauquarzartig;
- a*₁ Scholle aus Granitmylonit;
- d* Ottfjällsdiabas, verschiefert an den Kontakten;
- Schwarz: Chloritschiefer und Diabasamphibolit.

folge seiner grösseren Plastizität als eine basale Verschiebungszone für die überlagernde, rigidere und bedeutend weniger metamorphe Sparagmit-Quarzitplatte gedient.

Die Umformung und Metamorphose der Gesteine ist gleichwohl in diesen Gegenden nicht selten weniger durchgreifend als weiter nördlich. So kommen mitten in der basalen Verschiebungs- oder Åreschieferzone längs der Strukturfläche des Nebengesteins mächtige, injizierte Diabasbänke von oft linsenartiger Form, aber mit nicht selten vollkommen beibehaltener massiger Struktur vor. Ihre grosse Mächtigkeit, oder mit anderen Worten, das Fehlen hochgradiger Aufspaltungserscheinungen, gibt wohl am ehesten an, dass die Intrusion in solchen Fällen ohne nennenswerte, gleichzeitige Stressbeeinflussungen vor sich gegangen ist. Dagegen waren hier trotz allen Suchens deutlich überquerende, mehr oder weniger senkrecht gestellte Diabasgänge nicht zu finden.¹

¹ TÖRNEBOHM'S Profil von den Röstbergen am Ljusnedal mit einem deutlich überschneidenden Diabasgang gerade in dieser Zone (32, S. 36) dürfte einen mächtigen, von

Es ist bemerkenswert, dass die normalerweise nur einige mm grossen Einsprenglinge in dem auch in diesen Gegenden gewöhnlich porphyrischen Diabas, wie auch in den sich daran anschliessenden metamorphen Derivaten, in der Nähe der Basalzone manchmal ersetzt werden durch Pseudomorphosen von bis auf cm-Grösse, die das auch sonst stark zersetzte Gestein bis zur Hälfte bilden können. Neben kleineren Mengen entkalkten Plagioklases, sind sie aus Epidot und Klinozoisit, entweder jedes für sich oder beide zusammen, zusammengesetzt, und bilden Aggregate von optisch verschieden orientierten Individuen.

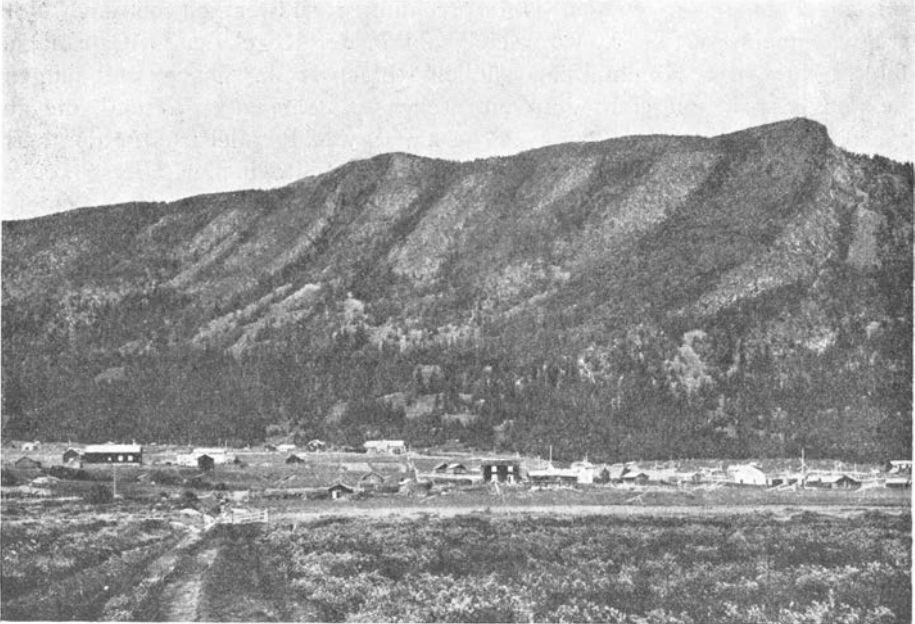


Photo. G. Frödin 1920.

Fig. 43. Der Funäsdalsberget mit an der Basis nachschleppenden Diabasgängen (dunkel), von Süden gesehen.

Während der Ottfällsdiabas in den Rand- und Basalpartien des Feldes in der oben angegebenen Weise in Form dicht liegender, metamorpher Lagergänge mit typischen Aufspaltungskontakten auftritt, zeigt er sich in den zentralen Teilen im grossen und ganzen unbeeinflusst durch Druckverschieferung, und enthält nur mehr sporadische, ziemlich normale Bruchstücke des Nebengesteins. Die nichtsdestoweniger oft recht starke Ver-

mir beobachteten Lagergang betreffen, der infolge der Erddecke leicht den Eindruck hinterlässt, als stehe er senkrecht. — Nach meiner Auffassung überschneiden nicht auch die Gänge südlich Fjällnäs (23 b, S. 68), sondern haben den Charakter linsenförmiger Lagergänge von relativ geringer Horizontalausdehnung, wengleich sie sich gern nach bestimmten Streifen ordnen.

schieferung des letzteren, die gleichwohl auf die Richtung der Gänge keinen Einfluss gehabt hat, muss daher vor der Injektion des Diabases entstanden sein. Lokal, wie z. B. in dem Anahögen und den Lundörrsfällen, können die Gangsysteme auch hier Druck- und Verschieferungszonen im Nebengestein folgen, die ihnen parallel laufen, wobei in üblicher Weise Aufspaltungskontakte, Amphibolitisierung u. s. w. gebildet sind.

Vom nordwestlichen Härjedalen kann man die beschriebene Sparagmitschieferzone mit einigen Unterbrechungen südwestlich bis nach Norwegen hinein verfolgen, wo gleichwohl in der Regel der Ottfjällsdiabas fehlt. Nur vom Hummelfjäll, südlich Rörås, ist der Diabas seit langem bekannt als in ungefähr lotrecht stehenden Gängen auftretend, die auf gewöhnliche Weise die im Gebirge einfallende Parallelstruktur der herrschenden Quarzitschiefer, Glimmerschiefer, Phyllite u. s. w. überschneiden (36, 14). Den Grad der Metamorphose betreffend, scheinen diese Schiefer am ehesten den Gesteinen des geschilderten Sparagmitschieferfeldes auf schwedischer Seite vergleichbar, dagegen weniger mit den typischen, hochkristallinen Åreschiefern übereinzustimmen. Die tief eingeschnittenen Quertäler — Nörendalen, Hodalen u. s. w. — und in noch höherem Grade die Südostfront des Komplexes entlang, wo die Basalzonen am stärksten hervordenudiert sind, tritt eine sedimentäre Reihe stärker metamorphosierter Schiefer mit den für die Åreschiefer typischen Bänken und Bändern aus Amphibolit und Chloritschiefer auf. Auch in diesem Gebiet hält man den Diabas betreffs des Alters für scharf getrennt vom Amphibolit, und für entschieden jünger als diesen.

Da indessen diese beiden Gesteine, wie auf schwedischer Seite, von einander regional getrennt auftreten, und der Diabas, soweit bekannt, nirgendwo den Amphibolit durchsetzt, erscheint diese Betrachtungsweise a priori nicht genügend motiviert. An der Ostseite des Hummelfjäll, dem Nörendalen entlang, ist unmittelbar festzustellen, dass die Diabasgänge, wie im Ottfjället und Funäsdalsberget u. s. w., in niedrigeren Niveaus immer flacher nach WSW einfallen, am ehesten gleichförmig mit den umgebenden Schiefern, wahrscheinlich eine Schleppungserscheinung im Zusammenhang mit der östlichen Verschiebung des Gebirgskomplexes längs der Basalzone. Der Verlauf bei der Umwandlung des Diabases in Amphibolit und Chloritschiefer ist in dieser Zone im wesentlichen analog dem auf schwedischer Seite, wenn auch weniger deutlich, was teils auf der Schwierigkeit beruht, bei seinem stark metamorphen Zustand den in der Regel primär feinkörnigeren und undeutlich porphyrstruierten Diabas zu identifizieren, teils daher kommt, dass der Übergang von einem zum andern Gestein bedeutend schroffer ist. Es scheint meiner Meinung nach also kein Zweifel darüber zu bestehen, dass die amphibolitgebankte Bodenzone des Gebirges eine metamorphe Fazies der höheren, durch Diabasinjektionen

gekennzeichneten Teile ist, analog der basalen Åreschieferzone im Ottfjället, Funäsdalsberget u. s. w., und auch hier einen Verschiebungshorizont bezeichnet. — Der Gegensatz im oberen Teil des Gebirges zwischen dem noch massenförmigen, ungespressten Diabas und den verschieferten Nebengesteinen zeigt deutlich an, dass auch im Hummelfjäll die Diabasintrusionen doch jünger sind als der erste Abschnitt des Faltungsprozesses.

Die metamorphe Basalzzone und die westliche Randzone des Sparagmitschieferfeldes bieten eine seltene Gelegenheit zu einem näheren Einblick in die Entstehungsweise der Åreschiefer, und vor allem in die Intrusionsmechanik der sonst so schwer entzifferbaren, amphibolitgebänderten Gesteinstypen.

Hier sei zunächst erwähnt, dass die kontaktmetamorphen Veränderungen der Grünsteininjektionen im sedimentären Nebengestein, betreffend die hier vertretenen, sparagmitischen Gesteinstypen, auffallend gering sind, was auch HOLMQUIST beobachtet hat (16, S. 180). Abgesehen von einer gewissen Abfärbung, und einem im allgemeinen etwas dichteren und glasierigen Aussehen unmittelbar bei den Kontakten, wobei Quarzsandsteine in glasige Quarzite umgewandelt sein können, gehören makroskopisch ersichtliche Kontakthöfe mehr zu den Seltenheiten, was begreiflicher Weise seinerseits auf Destruktion durch Druckbeeinflussung beruht. Wo sie ausnahmsweise vorkommen, erreichen sie gewöhnlich nur eine Breite von einem oder einigen m. In solchen Fällen tritt eine deutliche Steigerung der Metamorphose in Form von Biotit-, bisweilen auch Granat- und Epidotanreicherung, nebst Neubildung von Zirkon, Apatit, Magnetit, Kies u. s. w. ein. Wie zu erwarten, sind die Kontaktveränderungen am deutlichsten bei den tonreicheren, dunkelfarbigen Sparagmiten, weniger deutlich dagegen bei hellen oder rötlichen, saureren Typen.

Im vorhergehenden wurde wiederholt darauf hingewiesen, dass im allgemeinen ein deutlicher Unterschied im Metamorphosierungsgrad der oberen und mittleren Teile des Sparagmitschieferfeldes im Vergleich zu den beschriebenen Basal- und Randzonen vorliegt. Hinsichtlich der primär tonreicheren, dunklen Sparagmittypen reicht die Metamorphose in den ersteren Gebieten gewöhnlich nicht weiter als bis zum Quarz-Serizit-Chloritstadium, was sogar unmittelbar an den Gängen des Ottfjällsdiabases der Fall ist. Mitunter ist sie dagegen so weit fortgeschritten, dass Neubildung von Biotit eingesetzt hat, während ausgeprägte Kristallisations-schieferigkeit mit Biotit- und Granatbildung, bisweilen auch Kalksilikaten, in den Basal- und Randzonen allgemein vorkommt (Fig. 44), ohne dass sich dies unmittelbar mit den Diabasintrusionen zusammenstellen zu lassen scheint. Es ist also deutlich, dass diese gesteigerte, in Åreschieferbildung auslaufende Metamorphose in erster Linie auf die in diesen Zonen besonders

kräftigen Druckwirkungen zurückzuführen ist, während dagegen die Intrusionen in diesem Fall nur lokale und sekundäre Bedeutung haben.

Die aus dem Diabas hervorgegangenen kristallisationschiefrigen, fein- bis mittelkörnigen Amphibolite zeigen weder mineralogisch noch strukturell etwas besonders bemerkenswertes (Fig. 45). Die Mineralzusammensetzung ist gewöhnlich Hornblende, saurer Plagioklas (Oligoklas-Albit, selten mit Zwillingsstreifung), Biotit, Quarz, Klinozoisit-Epidotminerale, Leukoxen,



Fig. 44. Kristallisationsschiefriger dunkler Sparagmit mit reichlich neugebildetem Biotit und etwas Granat, von der amphibolitgebänderten Äreschieferzone im untersten Teil des Ottfjället; Tal des Vålän. — Vergr. etwa 30. — Gekreuzte Nicols.

wozu oft Granat, Chlorit, Kiese und Erzminerale hinzutreten können. — Die Auslöschung der kurz- bis langprismatischen Hornblende beträgt $c: \gamma$ $15-18^\circ$, doch waren die Schnitte etwas schief gegen die Normale getroffen. Der optische Charakter ist negativ. Der Pleochroismus ist α = hellgelb, β = grün, γ = blaugrün. Das Absorptionsschema ist $\gamma > \beta > \alpha$. Die optischen Eigenschaften geben also eine gemeine grüne Hornblende an, und in seiner Gesamtheit scheint das Gestein einen sehr alltäglichen Typus der Seveamphibolite des Hochgebirges zu vertreten.

Der in den Rand- und Bodenzonen auffallend innige Zusammenhang

zwischen Metamorphose und Verschieferung des Nebengesteins und des Diabases auf der einen Seite und der Entstehung des amphibolitgebänderten Åreschiefertyps auf der andern scheint kaum eine andere Erklärung zu gestatten, als Intrusion und Aufspaltung unter fortdauernden, ungleichförmigen Druck- und Differentialbewegungen. Begreiflicherweise muss dies eine Auswalzung und Verminderung der ursprünglichen Mächtigkeit der Schichtgänge mit sich geführt haben, was sicherlich bei den späteren kataklastischen Verschiebungen weiter verschärft wurde. Dadurch wurde die



Fig. 45. Aus dem Ottfällsdiabas hervorgegangener Seveamphibolit; Ottfjället.
— Vergr. etwa 35. Gew. Licht.

gebänderte Struktur weiter ausgestaltet. — Auf der andern Seite zeigen die in den mittleren Teilen des Gebietes gewöhnlich völlig massigen Diabasgänge durch ihren äusserst regelmässigen und gegenüber der älteren Verschieferungsstruktur des Nebengesteins ganz unabhängigen Verlauf, dass die Bildungsbedingungen für die Aufspaltungsgesteine und die bandförmigen Strukturen dort fehlten, wo gleichzeitiger Tangentialdruck die Intrusionen nicht begleitete. Der Druck hat also mehrfache Bedeutung gehabt. Er war direkt metamorphisch umbildend, er rief die Entstehung gebänderter Aderstruktur hervor, wodurch seinerseits die pneumatolytische—hydatogene Einwirkung und die metasomatische Beeinflussung der basischen Intrusio-

nen auf eine grosse Zahl von Bewegungs- und Verschieferungsflächen verteilt wurden, und schuf überhaupt die Möglichkeit für weitaus gleichförmigere und durchgreifendere Kontakteinflüsse, als es eventuell im Inneren des Sparagmitschieferfeldes mit seinen zerstreuten Diabasgängen der Fall sein konnte.

Die geologische und tektonische Stellung des Sparagmitschiefergebietes im Verhältnis zu den angrenzenden Åreschieferkomplexen.

Bei der Beurteilung der Frage, wie das grosse Sparagmitschieferfeld in tektonischer Hinsicht in seinem Verhältnis zu den hochmetamorphen Åreschieferkomplexen im Westen und Nordwesten aufzufassen ist, ist zu bemerken, dass der Ottfjällsdiabas, wie schon die bisherigen geologischen Karten recht gut erkennen lassen, längs der Westseite des Feldes, vom Ottsjön im Norden bis nach Funäsdalen im Süden, eine deutliche Intrusionszone von 20–30 km Breite bildet.¹ In dieser Zone sind offenbar die tektonischen Störungen stärker gewesen, als im östlichen Teil des Feldes, aber schwächer als in dem hochkristallinen Gebiete der Seveamphibolite nächst im Norden und Nordwesten. Diese Intrusionszone ist also, ihrem ganzen Charakter nach, eine natürliche Übergangszone von den stark dislozierten, amphibolitdurchwebten Åreschieferkomplexen zum wenig gestörten, und daher an Eruptiven vollständig freien Sparagmitschiefergelände im Osten. Bedenkt man, dass längs der Westgrenze des Feldes ein gradweiser Übergang in Seveamphibolite und gebänderten Åreschiefer nachgewiesen ist, sowie dass die Sparagmitschiefer, nach alledem zu urteilen, dem sedimentären Teil der Åreschiefer zu parallelisieren sind (s. S. 142), so scheint es wohl am natürlichsten zu sein, das Sparagmitschieferfeld mit seinen Gangsystemen aus Ottfjällsdiabas als eine peripherisch gelegene, weniger metamorphe Fazies der amphibolitdurchwebten, hochkristallinen Åreschiefer anzusehen. Für eine solche Äquivalenz, auch hinsichtlich der basischen Eruptivkomponenten, spricht ausserdem, dass die letzteren im grossen und ganzen regional getrennt sind, und dass ich trotz allen Suchens niemals, wie die geologischen Karten andeuten, habe nachweisen können, dass der Ottfjällsdiabas irgendwelche Amphibolite durchsetzt, oder als eine von diesen getrennte Generation auftritt², ein eigentümlicher Zufall, wenn die Ansicht über das hauptsächlich postkaledonische Alter des Ottfjällsdiabases richtig wäre. Da dieser dagegen offenbar als kaledonisch zu betrachten ist, bedeutet die angeführte Äquivalenz eine wichtige Stütze für die Auffassung von dem kaledonischen Alter der Seveamphibolite.

¹ Die geologischen Karten sind, was die Verbreitung des Ottfjällsdiabases angeht, leider doch ganz unvollständig.

² Die auf den geologischen Karten angegebenen Amphibolitzone weit im Osten (23 a, 36) — z. B. auf dem Anahögen — waren nur als lokal metamorphosierte Gänge aus typischem Ottfjällsdiabas wiederzufinden.

Begreiflicherweise stehen die angeführten Tatsachen dem nicht entgegen, dass die Eruptionen des Ottfjällsdiabases sich über eine lange Zeit erstreckt haben, dass also gewisse Gänge und Gangschwärme ein jüngeres Alter haben können als andere. Man könnte in diesem Falle leichter verstehen, wie wenig gepresste Schichtgänge aus Diabas in der sonst stark metamorphen Basalzone auftreten können (s. S. 146). Auch was die eigentlichen Seveamphibolite betrifft, so ist man aus mehreren Gründen wahrscheinlich gezwungen, mit einer langen Eruptionsperiode zu rechnen, die mehrere Generationen ungleichen Alters umfasst (s. S. 129).

Es verdient vielleicht auch bemerkt zu werden, dass, abgesehen von dem analogen Auftreten der kataklastischen Bodenzone, eine gewisse Gleichheit besteht zwischen dem mit Diabas durchsetzten Sparagmitschieferfeld und den Åreschieferkomplexen, insofern nämlich, als auch bei diesen letzteren die basischen Eruptiva in höheren Niveaus am wenigsten gepresst und metamorph sind, während besonders kräftige Störungszonen in den unteren Teilen, offenbar schon in der Injektionszeit, vorhanden waren (vgl. S. 185).

Aus dieser Betrachtungsweise folgt aber nicht, dass die Amphibolite der Åreschiefer ursprünglich gerade Ottfjällsdiabas waren. Im Gegenteil ist a priori zu vermuten, dass die heraufdrängenden, basischen Eruptiva an verschiedenen Orten und zu verschiedenen Zeiten bedeutende petrographische und chemische Variationen gezeigt haben. Schon jetzt dürfte wenigstens das zentraljämtländische Hochgebirgsgebiet genügend durchgearbeitet sein, um, gestützt auf die in den Amphiboliten makroskopisch sowie mikroskopisch nicht seltenen Reliktcharaktere, die Behauptung begründen zu können, dass diese Amphibolite, möglicherweise mit ziemlich unbedeutenden Ausnahmen, nicht aus dem Ottfjällsdiabas stammen. Dagegen scheinen mehrere andere Diabastypen gewöhnlich gewesen zu sein, die bisweilen reichlich Apatit führen, der im Ottfjällsdiabas fehlt, ebenso Gabbros, bisweilen noritisch, wie im Åreskutan, Olivingabbros u. s. w.

Nach dem was oben angeführt wurde, würde das Sparagmitschieferfeld als ein tektonisch schwächeres Störungsgebiet zu betrachten sein als die Åreschieferkomplexe. Dieser Unterschied braucht nicht in erster Linie von der im Verhältnis zur Zentralzone der Gebirgskette abweichenden Lage bedingt zu sein, sondern lässt sich seinerseits als mit der Höhenlage der Grundgebirgsfläche und dem darauf beruhenden Wechsel der Sedimentation zusammenhängend denken (s. S. 159). Die an die zentraljämtländische Depression gebundenen, in ihrer Hauptmasse mehr feinklastischen und normalsilurischen Ablagerungen wurden gerade auf Grund dieser ihrer Zusammensetzung relativ leichter dislociert und metamorphosiert, im Zusammenhang mit den innigen basischen Intrusionen. Die über der Grundgebirgskuppel im Süden liegende, grobklastische Sparagmitkalotte verhielt sich dagegen bei der Zusammenpressung rigider, und zeigte auch aus petrographischen Gründen im ganzen gesehen weniger Neigung zur Metamorphose. Die Spannungen lösten sich daher hier als distinkte Spalten-

systeme mit ausgeprägter, longitudinaler Richtung aus, und bewirkten dadurch normal gangförmige Intrusionen. Nur untergeordnet, und dann meistens in den Rand- und Bodenteilen, wurden ausgeprägte Verschieferungszonen mit amphibolitischen Schichtgängen und Aufspaltungserscheinungen gebildet.

Ich gehe nun dazu über, das Sparagmitschieferfeld auf seine Eigenschaft als — nach der Überschiebungshypothese — weit aus dem Westen vorgetriebene Überschiebungsscholle zu untersuchen.

In der auf kurzer Strecke in der Talsohle des Vålån zu Tage tretenden präkambrischen Unterlage der Hochgebirgsformation schliesst sich das dort herrschende Gestein, ein grober, ziemlich gleichkörniger, rötlicher Syenit, petrographisch nahe an das südlich in Härjedalen hier und dort hervorragende Grundgebirge an. Im Dünnschliff zeigt es folgende Mineralzusammensetzung: Mikroklin und Plagioklas in ungefähr gleichen Mengen, dazu reichlich Biotit, Hornblende und Titanit, sowie etwas Quarz, Apatit und Magnetit. Der Mikroklin ist schwach gegittert, und nur ganz unbedeutend feinerthitisch oder optisch völlig einheitlich. Der Plagioklas ist oft ziemlich stark zersetzt (Lichtbrechung $>$ Canadabalsam, aber $<$ Quarz). Die Gesteinsstruktur wird vollständig von Kataklaserscheinungen innerhalb und zwischen den einzelnen Mineralindividuen beherrscht, und gibt sich makroskopisch in einer deutlichen Verschieferungsstruktur zu erkennen, die teils nach Norden, teils nach Süden einfällt (s. S. 144). — Bemerkenswert ist die ausgeprägte Inhomogenität des Gesteins, in Form von Differentiationsbänderung mit feinkörnigeren Bänken und Schlieren von teils granitischer, teils ausgeprägt basischer Zusammensetzung. Die Begrenzung dieser Bänke u. s. w. gegen einander und gegen den Syenit ist bald ziemlich scharf, bald zeigt sie gradweise Übergänge. Im Mikroskop zeigen sich die granitischen Bänke von einer Anreicherung der Mikroklin- und Quarzkomponenten des Syenits bedingt zu sein, während die basischen im wesentlichen den Plagioklas, die Hornblende und den Biotit enthalten, aber frei sind von Mikroklin.

Von Bedeutung ist der in diesem Grundgebirgsfenster allgemein auftretende Mikroklin, zum Unterschied von dem grob antiperthitischen Feldspat in der Südspitze des Porphyrrückens der Mullfällantiklinale, etwa 10 km weiter westlich. Während sich jetzt die Sparagmite in der letztgenannten Gegend, infolge des reichlichen Vorkommens von Antiperthit, im wesentlichen als Verwitterungsprodukte des Porphyrs wiedererkennen lassen, tritt im Südosten und Osten allmählich eine deutliche Veränderung in der Zusammensetzung des Sparagmits ein. Im Tal des Vålån und in den angrenzenden Höhen führt er beständig Quarz, Mikroklin, Plagioklas, Serizit, Epidot, Zirkon, Magnetit und Leukoxen¹, von denen der Mikroklin ganz überwiegend die Merkmale des Syenit-Mikroklins besitzt. Die oft

¹ Hier ist von den früher berührten, metamorphischen Variationen im Gestein abgesehen.

relativ geringe Menge von Plagioklas scheint hier auf dem ursprünglich mehr als gewöhnlichen Kalkreichtum des Mineralen und der daraus bedingten, stärkeren Zersetzung zu beruhen.

Hält man sich diese Tatsachen vor Augen, so wird man schwerlich diese Sparagmitbildungen, wie die in mehreren anderen Gebieten, anders erklären können, als als hauptsächlich Derivate des unterlagernden, präkambrischen Gesteinsgrundes. Gleichwie das etwas weiter östlich liegende Fudagebiet, würde also das nun behandelte Sparagmitschieferfeld nicht durch eine grossartige Überschiebung aus einem weit entfernten, westlichen Sedimentationsgebiet hertransportiert sein, sondern muss anstatt dessen, im ganzen gesehen, seine im Verhältnis zur Grundgebirgsunterlage ursprüngliche Lage einnehmen. Hieraus folgt auch, dass die Eruptionskanäle des Diabases in dieser Unterlage zu suchen sind, obgleich wahrscheinlich mehr oder weniger abgerissen (s. S. 156). Dafür spricht ferner, dass diese sog. Sparagmitschiefer — wie auch, dass der Ottfjällsdiabas über grosse Gebiete hin fast vollständig frei ist von regionalmetamorphen Einwirkungen — sich als wenig metamorph erweisen, da halbklastische Strukturen die Regel sind. In vielen Gegenden, sogar im Ottfjället, kommen sogar allgemein ganz klastische Gesteine mit Wellenfurchen, diskordanter Schichtung u. s. w. vor, identisch mit den typischen, roten Sparagmiten Härjedalens. Es dürfte mit TÖRNEBOHM's Überschiebungshypothese wenig übereinstimmen, dass gerade solche wenig metamorphen Sparagmittypen, wie auch die geologischen Karten zeigen, im besonderen Masse den östlichsten, d. h. frontalen Teil der vermuteten, grossen Überschiebungsscholle aufbauen, der doch den weitesten Verschiebungen und daher den stärksten Veränderungen hätte unterworfen sein müssen.

Hier lässt sich ausserdem die von TÖRNEBOHM selbst nachgewiesene Tatsache einfügen, deren Richtigkeit auch meine Untersuchungen bestätigen, dass nämlich das Sparagmitschiefergebiet sowohl geologisch als auch petrographisch sich unmittelbar an das beweislich vollkommen autochthone Sparagmitfeld in Härjedalen anschliesst, und dessen nördliche Fortsetzung ist. In der Hauptsache muss es also fortwährend seine ursprüngliche Lage einnehmen, was natürlich kleinere tektonische Störungen und Verschiebungen nicht ausschliesst. Solche kommen auch in dem autochthonen Sparagmitfeld Härjedalens vor, und zwar als stärker verschieferte Zonen oder mehr hervortretende Dislokationslinien, denen sogar kleinere Überschiebungen der Grundgebirgsunterlage folgen können. Dass diese Erscheinungen nach NW, d. h. gegen die zentrale Faltungszone der Gebirgskette hin, an Stärke zunehmen, ist nicht überraschend. Eine solche, seit langem bekannte, deutlich hervortretende und ergiebige Störungszone, u. a. durch heraufgepresste Grundgebirgspartien vertreten, streicht vom Långån im SW nach dem Ljungan im NO; eine andere kommt am Storsjön in Härjedalen vor. Nicht zum wenigsten im Hinblick auf die in Zentraljämtland allgemeinen, durchaus analogen Auffaltungen (s. z. B.

S. 160), kann gleichwohl in solchen Fällen nur von örtlichen Überschiebungen die Rede sein.

Die Gleichheit zwischen dem autochthonen Sparagmitfeld Härjedalens und dem Sparagmitschiefergebiet im Norden kann auch auf andere Weise ganz schlagend sein. Wie der auf Phyllit und Alaunschiefer liegende Orthocerenkalkhorizont im Råndalen durch eingeschlammte, sparagmitische und arkosartige Bänke und Schichten konkordant von dem roten Sparagmit überlagert ist, geht auch der auf Phylliten lagernde, sandige Kalkhorizont bei Funäsdalen durch Wechsellagerung mit Sparagmitschiefern u. s. w. in den mächtigen Sparagmitkomplex des Funäsdalsberget über. In beiden Fällen liegt das Grundgebirge nicht weit unter dem Kalkstein, obgleich bei Funäsdalen, nach TÖRNEBOHM's Ansicht, in abnormer Lage (36, Karte).

TÖRNEBOHM's Darstellung von der tektonischen Stellung des Sparagmitschiefergebietes, als zur Überschiebungsscholle gehörig, muss schon ihrer Inkonsequenzen wegen als nicht haltbar angesehen werden. Gleichzeitig damit, dass er den Zusammenhang mit dem autochthonen Sparagmitfeld Härjedalens verteidigt — einer der Gründe, auf denen er sogar seine These von dem präkambrischen Alter der Åreschiefer aufbaut —, nimmt er an, dass der Komplex mindestens etwa hundert km nach OSO, irgendwo aus den Gegenden westlich der Reichsgrenze, verschoben ist. Es ist offenbar, dass diese zwiespältige Auffassung ihren Grund in dem auf der anderen Seite festgestellten Feldzusammenhang mit den typischen, von ihm als sicher überschoben betrachteten Åreschiefergebieten hat. — Dadurch, dass auch diese, wie die vorliegende Abhandlung u. a. zeigen will, in der Hauptsache ihre primäre Lage einnehmen, löst sich indes dieser Widerspruch.

Wenn also Horizontalverschiebungen grossen Betrags im Sparagmitschiefergebiet als ausgeschlossen zu betrachten sind, sind solche von geringerem Umfange dagegen sehr deutlich zu erkennen. Das Vorhandensein einer nachweisbaren, basalen Gleitzone (s. S. 146), wie auch der Umstand, dass im Grundgebirgsfenster in der Talsohle des Vålån, trotzdem es in der Streichrichtung der umgebenden Diabasgänge liegt, gleichwohl die letzteren fehlen, machen es deutlich, dass nach allem zu urteilen auch das Sparagmitschieferfeld, als ein im grossen und ganzen ziemlich einheitlicher Komplex, Verschiebungen durchgemacht hat.¹ Mit Ausnahme der örtlichen Randgebiete (s. S. 145), scheinen diese Bewegungen, wie anderswo in diesem Teil der Gebirgskette, hauptsächlich in östlicher und östsüdöstlicher Richtung vor sich gegangen zu sein, worauf wohl auch seinerseits das allgemein etwa nord-südliche Streichen der Diabasgänge hindeutet.

¹ Ungefähr derselbe Schlussatz, nämlich dass die Gänge nunmehr wurzellos sind, kann auch für das Südende der sog. Offerdalsscholle gezogen werden, das auf gewöhnliche Weise von Ottfällsdiabas durchsetzt ist, ohne dass sich jedoch diese Gänge im autochthonen Silur gleich ausserhalb wiederfinden.

IV. Rückblick auf die Tektonik im zentral-schwedischen Faltungsgebiet.

Nach der oben gegebenen Darstellung ist der sedimentäre Teil der zentraljämtländischen Åreschiefer eine im Zusammenhang mit kaledonischen, basischen Intrusionen entstandene, metamorphe Fazies der Silurablagerungen derselben Gegenden. Während diese metamorphischen Vorgänge an vielen Orten längs der Ränder des Tännforsfeldes nur den sparagmitischen und quarzitischen Basalhorizont umfassen, haben sie sich in den umgebenden Åreschieferkomplexen bis ins Obersilur hinauf erstreckt (s. z. B. S. 128, ff.). Hierzu treten ausserdem eingefaltete Teile der archaischen Unterlage, die tektonisch und, insofern die Metamorphose im Zusammenhang mit den Grünsteininjektionen durchgreifender war, bisweilen auch petrographisch sich an die Åreschiefer anschliessen. Damit würden also diese, was die untere und die obere Altersgrenze des Ausgangsmateriales anbetrifft, in der Hauptsache bekannt sein.

TÖRNEBOHM, der u. a. aus den oben angeführten Gründen (S. 59) die zentraljämtländischen Åreschiefer als einen überschobenen, präkambrischen Komplex betrachtete, musste, da nach seiner Meinung die dahin gehörigen Gesteine nirgendwo östlich der Reichsgrenze in normaler Lage anstanden, deren Wurzelgebiet ins Trondhjemfeld verlegen, und wurde so gezwungen, die gigantischen Beträge der Überschiebungen, wenigstens 130—140 km, anzunehmen. Die Untersuchungen der letzten Jahre auf norwegischer Seite haben indes ergeben, dass die von TÖRNEBOHM angezogene, basale Åreschieferzone im Trondhjemfeld nichts anderes ist als die stark metamorphen, teilweise von Amphibolitinjektionen durchwebten, tiefsten Horizonte des Silurs (14, 15, 3), und dass also keine stratigraphische Diskordanz zwischen den Åre- und Kölischiefen nachweisbar ist, in voller Übereinstimmung mit den oben beschriebenen Verhältnissen im Tännforsfeld. Zu derselben Auffassung bin ich selbst auch gelangt auf meinen Besuchen in verschiedenen Teilen des Trondhjemfeldes.¹ Nach diesen auf norwegischer und schwedischer Seite im grossen und ganzen übereinstimmenden Feststellungen, dass also die Åreschiefer eine ziemlich in situ liegende, metamorphe und von Amphiboliten injizierte Fazies des Silurs derselben Gegenden sind, fällt einer der Hauptgründe für TÖRNEBOHM's Überschiebungshypothese ganz und gar fort.

Ogleich bis jetzt nicht unmittelbar nachgewiesen, ist doch die Möglichkeit durchaus denkbar, dass auch andere Gesteinskomplexe an der Åreschieferbildung teilnehmen. Da aber der autochthone Gesteinsgrund in diesen und angrenzenden Gebieten Zentralskandinaviens beweislich überall dort, wo durchgreifende Metamorphose der Identifizierung keine Hindernisse in den Weg gelegt hat, ausschliesslich aus Grundgebirge und

¹ Siehe z. B. die Verhältnisse in der südlichen Fortsetzung des Öifeld (S. 177).

Silur zusammengesetzt ist¹, wird eine solche Vermutung, mindestens wenn man von rein örtlichen Bildungen absieht, unwahrscheinlich.

Damit sind wir bei dem zweiten Hauptgrund für das präkambrische Alter der Åreschiefer angekommen. TÖRNEBOHM kam nämlich zu dem Schluss, dass sich das soeben beschriebene Sparagmitschiefergebiet in Süd-jämtland, teils im Süden an das von ihm aus verschiedenen Gründen als präkambrisch betrachtete Sparagmitfeld in Härjedalen anschliesst, teils auf der anderen Seite mit dem unteren Teil der zentraljämtländischen Åreschiefer, die also ihrerseits präkambrisch sein mussten, zusammenhängt und äquivalent. Wie ich in einer früheren Schrift geltend gemacht habe (5), kann aber anstatt dessen das autochthone Sparagmitfeld von Härjedalen als eine von topographischen und klimatischen Verhältnissen bedingte, westliche, abnorme und grobklastische Fazies des im Osten anstehenden, normalen Silurs betrachtet werden, und erstreckt sich von der Basis des Kambriums ins Silur hinauf, wie weit, muss bis auf weiteres offen gelassen werden.² Im Gegensatz zu TÖRNEBOHM's Ansicht, kommt man also auch auf diesem Wege zu demselben Resultat, wie es aus den oben beschriebenen, direkten tektonischen und petrographischen Untersuchungen hervorging, nämlich dass die zentraljämtländischen Åreschiefer eine von Grünsteinen injizierte, metamorphe Fazies des Silurs sind, und in der Hauptsache ihre primäre Lage im Verhältnis zur autochthonen Unterlage immerfort einnehmen.

Durch diese Betrachtungsweise erscheinen auch die ursprünglich sedimentären Komplexe betreffs ihrer jetzigen Verteilung in einem weit natürlicheren Zusammenhang. Wie ich schon vorher dargelegt habe, liegt kein Grund vor, die Kölischiefer des Tännforsfeldes als ursprünglich einem vom zentraljämtländischen, östlichen Silur weit getrennten Sedimentationsgebiet zugehörig anzusehen, wie das bisher geschehen ist. Abgesehen von den sekundären, metamorphischen Veränderungen, liegt statt dessen vom Osten nach dem Westen hin eine unzweideutige, petrographische Kontinuität zwischen den beiden Fazies vor, weiter bestätigt durch die tektonischen Verhältnisse am Rand des Tännforsfeldes. Die Basalzone der Kölischiefer besteht also im Osten um den Indalsälven u. a. aus einer mächtigen Serie teilweise kohlenhaltiger und kalkiger Phyllite, mit auffallend östlichem Habitus, die einen vermittelnden Übergang zu dem unmittelbar im Osten einsetzenden, mehr normalen östlichen Silur bildet. — Während die Sparag-

¹ Es verdient hier vielleicht bemerkt zu werden, dass basische Gesteine gar nicht, oder höchstens in äusserst geringem Masse, zum präkambrischen Gesteinsgrund dieser Gegend gehören, was also eine etwaige Deutung der Åreschieferamphibolite, als überschobenem Grundgebirge zugehörig, in keiner Weise stützt, obwohl sie nicht selten die aufgepressten Grundgebirgsschollen als Bänke begleiten.

² Nach den norwegischen Untersuchungen in den späteren Jahren liegt auch das grosse, südnorwegische Sparagmitfeld, dessen früher als präkambrisch angesehenes Alter die wesentliche Grundlage für die ältere Auffassung von den Sparagmitbildungen Härjedalens bildete, oberhalb der subkambrischen Diskordanz, muss also auch als altpaläozoisch betrachtet werden (26, 22).

mite und Sparagmitschiefer, die in der Hauptsache als kontinentale Seichtwasserakkumulationen anzusehen sind, deutlich an die jetzige, relativ hoch liegende Grundgebirgsoberfläche teils in Härjedalen, teils im nördlichen Jämtland gebunden sind, dagegen — in typischer Ausbildung — in der dazwischen liegenden, zentraljämtländischen Depression meistens fehlen, wird die letztere von primär mehr normalen Sedimenten wesentlich marinen, pelitischen Charakters eingenommen, wie es das dortige Silur, sowie die Köli- und Åreschiefer, erkennen lassen. Es scheint aus diesen Gründen wahrscheinlich zu sein, dass die genannten, topographischen Züge bei der jetzigen Grundgebirgsoberfläche von hohem Alter sind, und auf das subkambrische Relief zurückgeführt werden können, doch begreiflicherweise mehr oder weniger durch spätere Deformationen in der Erdkrinde modifiziert. Die Tatsache, dass auch die mehr oder minder kristallinen Sparagmitschieferkomplexe, nicht nur in Südjämtland, sondern auch die ungefähr ebenso gebaute Offerdalsscholle (Ansattscholle) im Norden, sich geographisch an die beweislich autochthonen Sparagmitgebiete in Härjedalen und Nordjämtland, sowie an die dortige Grundgebirgskuppel, anschliessen, scheint ein hinreichender Beweis gegen die Richtigkeit der bisherigen Hypothese von den grossartigen, horizontalen Verschiebungen dieser Komplexe zu sein.

Die petrographische Zusammensetzung der Grundgebirgsunterlage hat wohl auch in nicht geringem Grade auf den Sparagmitbildungsvorgang beeinflussend gewirkt. Die im Norden und Süden vorherrschenden Gesteine dürften nämlich auf Grund ihrer granitkörnigen Struktur, teilweise auch durch kalkreichere und daher leichter zersetzte Plagioklase, sich in weit höherem Grade für eine kräftige, mechanische Auflockerung und Schuttumwandlung geeignet haben, als die porphyrischen Gesteine in Zentraljämtland, wo ausserdem nur die quantitativ untergeordneten Einsprenglinge vorzugsweise die Sparagmitablagerungen aufbauen.

Es wäre wohl zu erwarten, dass Überschiebungen in der von TÖRNEBOHM für Zentraljämtland angenommenen Grössenordnung sich durch eine deutliche, tektonische Diskordanz und einen merkbaren Gegensatz im Gesteinshabitus beiderseits der vermuteten Überschiebungsfläche zu erkennen geben müssten. Nichtsdestoweniger ist es eine allgemein wiederkehrende und seit langem bekannte Tatsache, dass eine derartige, durchgreifende Diskordanz vielerorts fehlt. Dabei schiebt sich zwischen das östliche Silur und die hochkristallinen Åreschiefer eine ziemlich kontinuierliche, petrographische Übergangszone ein, gewöhnlich mehrere zehn m mächtig. Die Vertreter der Überschiebungstheorie haben diese Zone, als auf lokal mitgeschleppten und eingeklemmten Silurpartien beruhend, wegerklärt, während man dagegen früher hierin den Beweis dafür sah, dass die Åreschiefer das Silur normal und ohne nachweisbare Diskordanz überlagerten (s. S. 131). Wie in der beschreibenden Darstellung gezeigt wurde, vertritt diese Übergangszone ganz wirklich eine Konkordanz, obgleich sie eine Invertierung der silurischen Schichtserie bedeutet. Die Åreschiefer, z. B.

im Åreskutan, vertreten hierdurch nicht ein stratigraphisch höheres Niveau als das unterlagernde Silur, was natürlich von grosser Bedeutung ist.

Die Ursache dafür, dass eine solche primäre, stratigraphische und petrographische Kontinuität zwischen Silur und Åreschiefern immer noch vollkommen nachweisbar sein kann, liegt darin, dass die auch an solchen Lokalen unzweifelhaft vorgegangenen Verschiebungen, nicht zum mindesten die spätkaledonischen Bewegungen, weniger als anderswo einer bestimmten »Überschiebungsfläche« folgten, sondern über eine Zone von oft bedeutender Mächtigkeit verteilt waren. Hier kann zwar auch der Gesamtbetrag der Verschiebungen bedeutend sein, aber die von jedem einzelnen Horizont ausgeführte Gleitbewegung, im Verhältnis zu den nächst angrenzenden Schichten, reichte nicht hin, um eine deutliche, sekundäre Diskordanz hervorzubringen.

Indes ist es selbstverständlich, dass die Antiklinalauffaltung der Übergangszone, im Verein mit der nachfolgenden Denudation, nicht immer kräftig genug war, um die untersten Schichten des Silurs, oder die dazu angeschlossenen Teile der Grundgebirgsunterlage, zutage zu fördern, sondern manchmal nur stratigraphisch höher gelegene Horizonte. Übereinstimmend hiermit, zeigen sich die eingefalteten Grundgebirgsschollen vorzugsweise gebunden an die Nähe der Grundgebirgsfenster, also im allgemeinen an tief denudierte Gebiete.

Der Antiklinalcharakter der basalen Dislokationszone der Åreschiefer tritt sowohl innerhalb als auch ausserhalb des Tännforsfeldes als fast durchgehender Charakterzug auf, und wird durch eingefaltete Teile der präkambrischen Unterlage bestätigt. Unzweifelhaft liegt hier eine der kräftigsten, tektonischen Störungszonen. Dass nichtsdestoweniger die dort eingetretenen Verschiebungen an vielen Stellen ziemlich lokalen Umfang gehabt haben müssen, ist deutlich erkennbar. Von den tektonischen Störungen im unterlagernden Silur unterscheiden sie sich offenbar nur dem Grade nach. In dem Silurkomplex kommen nämlich innerhalb gewisser Gegenden, und besonders reichlich am Nordteil der Mullfjällantiklinale, z. B. in der Gegend um den V. Kjolsjön und am Ostende des Anjan (Fig. 30), eingefaltete Grundgebirgsplatten vor, die ganz analog sind, obgleich sie von keinen basischen Intrusionen begleitet sind. Solche eingefalteten Grundgebirgsbänke¹, oft steil gestellt und dynamisch relativ wenig beeinflusst, können mehrmals mit deutlichem Silur abwechseln, und an dieses mit unregelmässigen Konturlinien angrenzen. Oft keilen sie bald in der Streichrichtung aus und verschwinden. In günstig liegenden Bachfurchen an steileren Bergseiten kann man ausnahmsweise unmittelbar beobachten, wie die autochthone Grundgebirgsunterlage in den umgebenden Silurmantel eindringt, alles Dinge, die für die Annahme eines kleinkupierten, subkambrischen Reliefs, und für nur lokale Einfaltungen und Überschiebungen sprechen (s. unten).

Als die Wurzelgebiete derartiger eingefalteter Grundgebirgspartien

¹ Manchmal muss es natürlich sehr schwer, um nicht zu sagen unmöglich sein, solche mylonitisierten Granite, Porphyre u. s. w. von ihren ebenfalls hart gepressten Sparagmit- und Arkosederivaten abzugrenzen.

sind ganz sicher die Grundgebirgsmylonite mit deutlich abweichendem Fallen zu betrachten, die an vielen Stellen, z. B. südlich Dufed (Fig. 13) oder auf der Ostseite des Mullfjället (Fig. 36), durch starke Differentialbewegungen längs der Kontaktzone, aus der autochthonen, unterliegenden Grundgebirgsunterlage hervorgegangen sind, und diese jetzt schalenförmig bekleiden. Was in solchen Fällen noch übrig ist, sind die Proximalteile der eingefalteten Grundgebirgsplatten. Denkt man sich diese durch Druckeinwirkung in der Bewegungsrichtung verlängert, mussten sie sich natürlich früher oder später in den umgebenden Silurmantel eingeschoben haben.

Ein prinzipieller Unterschied in der Tektonik der Randzone des Tännforsfeldes nördlich und südlich Dufed (Fig. 3, 4, 13) braucht bei dieser Betrachtungsweise nicht angenommen zu werden. Südlich Dufed hat die Denudation nur mehr tiefgehend gewirkt, so dass die Wurzeln selbst einer zwischen das östliche Silur und die Kølischiefer eingefalteten Porphyplatte sichtbar sind. — Ein für die Frage des Verhältnisses solcher eingeschobenen Grundgebirgsschollen zur autochthonen Unterlage besonders lehrreiches Gebiet ist die ausgedehnte Granit-Porphyrantiklinale östlich Torrön (23 b; 36, Karten). Ihre topographische Struktur mit steilen Ostseiten, aber flachen Westabhängen, ist dadurch bedingt, dass hier das Grundgebirge in weitem Umfange vom Faltungsprozess mitergriffen ist, und als grosse Schollen nach Osten, teilweise über die dort anstehenden, schmalen Silur-Streifen, ausgepresst ist. Hier trifft man also die deutlich blossgelegten Wurzeln dessen, was sich bei weniger vorgeschrittener Denudationsstufe ausschliesslich in Form von normal eingefalteten Grundgebirgspartien äussern würde. Als solche hervordenudierten Wurzelgebiete, dem Vorkommen südlich Dufed u. s. w. entsprechend, wenn gleich in bedeutend grösserer Ausdehnung, können wahrscheinlich auch die unmittelbar auf dem Grundgebirge liegenden, und von dessen Gesteinen aufgebauten Mylonitzonen an der Basis der Hochgebirgsschiefer östlich, westlich und südwestlich Börtnan in Härjedalen, sowie nördlich und südlich Bågede bei Ströms Vattudal, (23 b, Karte) betrachtet werden.

Die Erfahrung auch aus anderen Teilen des Faltungsgebietes lehrt deutlich, dass die tektonischen Störungen nach der subkambrischen Unterlage hin immer schwächer werden. Wo diese Unterlage ganz peneplanähnlich war, zeigte sie sich als besonders widerstandsfähig, und ist von den Störungen überhaupt wenig berührt worden (8). Das in Zentraljämtland und gewissen umliegenden Gegenden so äusserst allgemeine Vorkommen eingefalteter Grundgebirgsteile scheint unter solchen Verhältnissen von der relativ unebenen und gebrochenen, subkambrischen Landoberfläche abzuhängen, deren aufsteigende Höhen leicht beim Faltungsprozess mitergriffen, und mehr oder weniger in die umgebenden Formationskomplexe hineingepresst wurden. Ausnahmsweise, wie am Nordteil der Mullfjällantiklinale, können diese subkambrischen, primären Unebenheiten in der Grundgebirgs-oberfläche unmittelbar wahrgenommen werden. Man kann gewissermassen auch die Häufigkeit von Konglomeraten, Sparagmiten und grobklastischen

Bildungen im allgemeinen als Ausdruck für diese Reliefverhältnisse der Unterlage betrachten (s. S. 64). Es scheint mit Rücksicht hierauf mehr als ein blosser Zufall zu sein, dass innerhalb Zentraljämtlands derartige Akkumulationen am häufigsten gerade in den Gebieten auftreten, in denen die eingefalteten Grundgebirgspartien am zahlreichsten sind.

V. Zur Frage der Genesis der zentralschwedischen Åreschiefer.

Neben den oben angeführten Gründen für TÖRNEBOHM's Auffassung, dass die Åreschiefer ein präkambrischer, überschobener Komplex seien, dürfte ausserdem in nicht geringem Masse das kristalline und — verglichen mit dem unterlagernden, östlichen Silur — sozusagen altertümliche Gepräge der Gesteine beigetragen haben. Trotz des in den letzten Jahrzehnten ausserordentlich vertieften Einblickes in die eruptiven und metamorphen Vorgänge, ist noch immer die Åreschieferbildung in vieler Hinsicht ein rätselvolles Problem.

Es liegt jedoch nicht im Plan dieser Abhandlung, über die Frage der Åreschieferbildung eine mehr allseitige petrogenetische Diskussion zu eröffnen. Ich beschränke mich daher auf vereinzelte Gesichtspunkte, die bei den Erkundungen im Gelände und bei der mikroskopischen Durchsicht der Gesteinsproben auftaucht haben. Die mehr oder weniger metamorphen Grundgebirgsteile, die hier und dort zusammen mit den beiden Hauptkomponenten der Åreschiefer auftreten — die injizierten kaledonischen Eruptivderivate und die kristalline Sedimentabteilung — können hier ganz beiseite gelassen werden, da sie sich zwar tektonisch, aber in petrographischer Hinsicht nur mehr ausnahmsweise den eigentlichen Åreschiefern nähern. Oft scheinen diese Granite, Syenite, Porphyre u. s. w. an dunklen Mineralen primär arm gewesen zu sein und, aus chemisch-petrographischem Gesichtspunkt gesehen, nahe an ihre Sparagmitderivate angeschlossen, weswegen sie auch im grossen und ganzen analoge metamorphe Veränderungen aufweisen können.

Das Problem der Åreschieferbildung hängt aufs engste mit der Erklärung der für diesen Gesteinskomplex so charakteristischen Bandstruktur zusammen, die von sowohl mächtigen Bänken, wie dünnen Bändern basischer Zusammensetzung gekennzeichnet ist. Gewöhnlich sind es kristallisationsschiefrige Amphibolite und Chlorit-Epidotschiefer, die mit aciden Bänken u. s. w. von unzweifelhaft sedimentärer Herkunft in engstem Wechsel stehen.

Während die mächtigeren Grünsteinsmassen, teilweise infolge ihrer noch beibehaltenen, hypabyssischen und abyssischen Erstarrungsstrukturen, wie z. B. im Sylmassiv und dem oberen Teil des Åreskutan, schon früh für Intrusive gehalten wurden, hat man sich dagegen in der Erklärung

der eigentlichen Bandstruktur nicht einigen können. — Hierbei scheinen hauptsächlich folgende zwei Möglichkeiten in Betracht gezogen werden zu müssen: Die basische Komponente kann von effusiver bzw. tuffogener Herkunft, oder es können auch durch Aufspaltungskontakte gekennzeichnete Intrusionen, in Form von Schmelzflüssen, Dämpfen und Lösungen, sein. Die letztere Möglichkeit ist in der beschreibenden Darstellung wiederholt ausführlich beleuchtet.

Ich will nicht verneinen, dass effusives Material unter den gebänderten Åreschiefern verborgen sein kann; doch hat dies bis jetzt nicht direkt nachgewiesen werden können. Bedenkt man, dass — wie hier geltend gemacht wurde — die sedimentären Åreschiefer den Charakter von Derivaten aus dem Silur dieser Gegend haben, so scheint doch diese Möglichkeit wenig wahrscheinlich, da trotz aller Aufmerksamkeit keinerlei sichere Anzeichen für tuffogene oder überhaupt effusive Natur, weder im östlichen Silur, noch unter den wenig metamorphen Gliedern der Kølischiefer, haben beobachtet werden können. Ein positiver Grund dafür, dass gewisse, hochkristalline Kølischiefertypen, z. B. der Garbenschiefer oder ein Teil der gebänderten, dunklen Stuedalsschiefer, den hier gemeinten Ursprung haben, ist nicht vorgebracht, ebensowenig, wie die recht allgemeinen, besonders charakteristischen, grauen bis grünen Sandsteine im Osten und Westen, z. B. im Offerdal und der Gegend um die Reichsgrenze nördlich Storlien, als etwas anderes anzusehen sind, als gewöhnliche, sedimentäre Calzitsparagmite, die von neugebildetem Chlorit grün gefärbt sind. Es ist zu beachten, dass sichere Effusivgesteine und Effusivderivate auch in den angrenzenden, norwegischen Gegenden der zentralen Faltungszone unmittelbar im Westen nicht nachgewiesen sind, sondern erst an der Westseite des Trondhjemsfeldes (3, Karte). Offenbar ist jedoch zu erwarten, dass tuffogenes Material vom Trondhjemsfelde aus in dem angrenzenden, zentraljamtländischen Gebiet sich mit dem Wind in ziemlichem Umfang verbreitet hat.

Im Gegensatz zu den mächtigeren Grünsteinsmassen haben die dünneren Bänke und Bänder nur ganz ausnahmsweise ihre Erüptivstrukturen behalten. Entscheidend für ihren intrusiven Charakter sind nichtsdestoweniger die nicht seltenen Verzweigungen und die Tatsache, dass sie, obgleich unter gewöhnlich sehr kleinem Winkel, die Lagerung des Nebengesteins schräg überschneiden können. Hierzu kommt oft eine deutliche, exogene Kontaktbeeinflussung. Fig. 31 zeigt ein System solcher, teilweise schräg überschneidender Lagergänge von einem reliktporphyrischen Amphibolit, die längs den Kontakten das Nebengestein auch im kleinen aufspalten, und die ausserdem infolge ihrer grösseren Feinkörnigkeit an den Rändern endogene Kontaktveränderungen zeigen. Die besonders innige Art, in welchem solche Injektionen basischen Magmas gewöhnlich bandartig und streifig den älteren Sedimentkomplex zu durchweben vermocht haben, muss, ausser einer geringen Viskosität beim Magma, eine schon vorhandene Parallelstruktur im Nebengestein voraussetzen, am ehesten in Form aus-

geprägter Verschieferungsflächen, die die Injektionen dirigieren konnten. Der jetzige Charakter der Grünsteinsbänder als kristallisationsschiefriger Amphibolite oder, wie in den unteren kataklastischen Teilen der Gebirgskomplexe, stark schiefriger Chlorit-Epidotschiefer — sowie ihre oft sehr weitgehende Verdünnung (Fig. 46, 52) — machen es deutlich, dass ausserdem kräftige Druckwirkungen dem Injektionsprozess zur Seite gegangen und nachgefolgt sind. Wo die gebänderten Åreschiefertypen in die kataklastischen Zonen hineingekommen sind, hat diese Erscheinung ihren Höhepunkt erreicht, da besonders die basischen Bänder mehr oder weniger vollständig durch Auswalzung verschwunden sind (Fig. 47). Als besonders gut beleuchtend für diese Fragen sei auf die obige Darstellung der Injektionsmechanik des Ottfällsdiabases, sowie die entsprechenden Verhältnisse an der Grenzzone zwischen den Åre- und Kölischiefen (s. S. 173), hingewiesen.

Manchmal lassen sich die typischen Bänke und Bänder aus Amphibolit u. a. in der Streichrichtung bis zu in der Nähe befindlichen, mächtigeren Partien von teilweise reliktruierten Intrusivgesteinen hin verfolgen. So ist es z. B. mit den Eruptivbreccien bei Nordhallen (s. S. 77), wo der deutlich seine Primärstruktur zeigende Grünstein sehr bald in ganz kristallisationsschiefrige, stark ausgemangelte Bänder und Streifen übergeht, die mit solchen von Porphyry- und Quarzitschiefer abwechseln. Diese Verhältnisse findet man sowohl im oberen wie im unteren Teil der Åreschieferkomplexe bei den dort befindlichen, grösseren oder kleineren Massiven oder Linsen wieder. Besonders in der Peripherie, doch auch entlang innerer Druckzonen, gehen solche primärstruierten Intrusivmassen in vollkommen typische Gebirgsamphibolite u. s. w. über, die durch Aufspaltungerscheinungen zum Nebengestein hin ihrerseits die üblichen, gebänderten Gesteinstypen bilden. Ausser gewissen hoch in den Åreschiefern liegenden Grünsteinmassiven, z. B. in den Syltjällen, Åreskutan u. s. w., können als Beispiele die leicht zugänglichen Vorkommnisse westlich Bonäset, nördlich der Kirche von Kall, südlich Undersåker und an mehreren Stellen im Vällistarjället, sowie in den randlichen und basalen Teilen des Verbreitungsgebietes des Ottfällsdiabases, angeführt werden.

Besondere Beachtung für die Auffassung der hierhergehörigen Fragen verdienen die nicht allzu seltenen Fälle, wo die gewöhnlichen, basischen Bänder und Bänke innerhalb der in der Bodenzone der Åreschiefer aufgefalteten und stark verschieften Grundgebirgsschollen von porphyrischer, granitischer oder syenitischer Zusammensetzung auftreten (Fig. 52). Dabei zeigt es sich in einzelnen Fällen, dass sie direkt aus einem nahe liegenden, ophitischen Grünstein von grösserer Mächtigkeit, derivieren können. Es ist hier ganz deutlich, dass diese Bandstruktur eine frühere oder gleichzeitige Verschieferung des ursprünglich massenförmigen, sauren Eruptivgesteins voraussetzen muss, sowie gleichfalls, dass ein effusiver Charakter der basischen Bänder ausgeschlossen ist. Ein Grund, hier magmatische Differentiationsbänderung anzunehmen, ist auch nicht vorhanden, umso-

weniger, als die Porphyre u. s. w., infolge der gewöhnlichen Verwitterungskontakte gegen das Silur, sich als präsilurisch erweisen, während dagegen der Grünstein deutlich kaledonischen Alters ist.

Nicht geringes Interesse knüpft sich an die exogene Kontakteinwirkung der Amphibolitintrusionen, und die damit verbundenen Veränderungen der sedimentären Åreschiefer. Ausser solchen mikrostruktureller Art, die zuvor im beschreibenden Teil berührt sind — wie Siebstrukturen u. a. — dürften neugebildete, dunkle Minerale, wie Hornblende, Chlorit, Biotit, Eisenerze, Kiese, Granat, Epidotminerale, Apatit u. a. am auffallendsten sein. Hieran schliesst sich die in einer schmalen Zone an den Kontakten oft

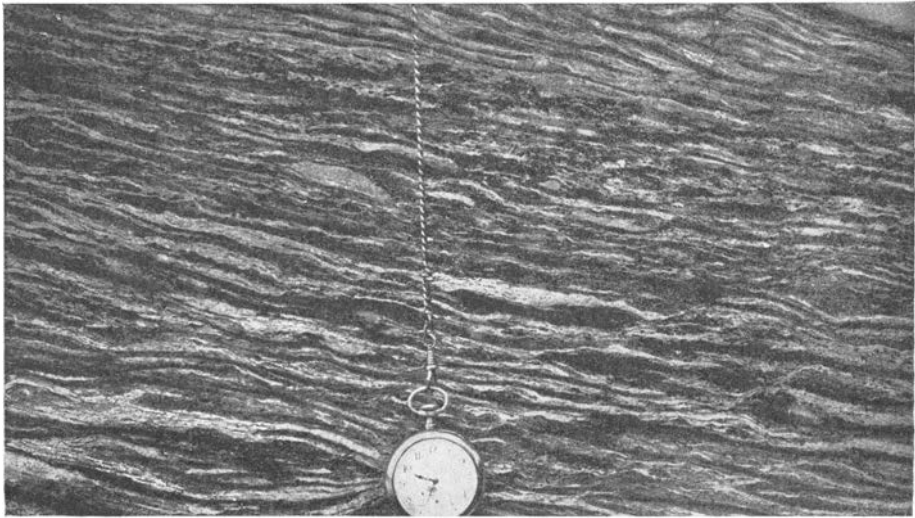


Photo. G. Frödin 1919.

Fig. 46. Granatführender Amphibolit, fast reinen, obgleich kontaktmetamorphen Quarzitschlierig und bandförmig durchwebend; Anjan, 1 km Ö Sandnäs.

schlierenartige Anreicherung von albitreichem Plagioklas, gern in grösseren porphyroblastischen Individuen an. Wie viel ausschliesslich gesteigerter Umkristallisation, nebst Abweichungen in der primären Zusammensetzung des Nebengesteins zuzuschreiben ist, und wie weit wirkliche Substanzzufuhr, zunächst pneumato-hydatogener Natur, nebst metasomatischem Substanz-austausch und spät- bis postmagmatischen Umsetzungen in den Kontaktzonen vorliegen, ist bisweilen vielleicht schwer zu entscheiden. Oft, z. B. bei amphibolitdurchwebten, reinen Quarziten (Fig. 46), ist doch eine vollständige Durchtränkung mit Eisenerzen, Kiesen und Hornblende eingetreten. Nicht selten ist diese Anreicherung von dunklen Mineralen schon mehrere m von den Amphibolitbänken entfernt merkbar, vor allem in deren Hangenden. Bei den später eingetroffenen, spätkaledonischen, kataklastischen Veränderungen wurde die Hornblende in Chlorit übergeführt, der manchmal, z. B. den basalen Köliquarziten, eine starke Grünfärbung verleihen kann.

Unter anderem auf Grund dieser Neubildung von Mineralen an den Randzonen der sedimentären Åreschieferbänke, ferner wegen der nachfolgenden Druckwirkungen, tritt die intrusive Bandstruktur nicht immer mit scharfen Grenzen hervor, sondern kann den Charakter von petrographischen Übergängen zwischen den einzelnen Bändern hervorrufen, was die Frage, ob sedimentärer oder eruptiver Ursprung vorliegt, ziemlich in der Schwebe lässt. In ganz besonders hohem Grade hat die spätere kataklastische Deformation oft diese Grenzen verwischen können.

Im Vergleich mit dem reichlichen Vorkommen basischer Eruptivderivate, fallen die sauren Intrusionen der Åreschiefer wenig in die Augen. CARSTEN's Ansicht, dass »weisse Granite«, d. h. Trondhjemite, im Åreskutan recht allgemein auftreten (3, S. 133), stimmt nicht mit der bisherigen Auffassung überein, scheint mir jedoch in vieler Hinsicht wohlbegründet, auch betreffs anderer Åreschieferkomplexe. Die geröllartigen oder unregelmässig geformten, amphibolitischen Einschlüsse in gewissen granatführenden, hellen Gneisen des Åreskutan (3, Pl. 4) brauchen m. E. doch nicht zu beweisen, dass die letzteren Gesteine eruptiven Ursprungs sind, vielmehr vertreten sie nicht selten einen gewöhnlichen Typ deutlich sedimentärer Åreschiefer. Manchmal lassen sich nämlich diese Amphiboliteinschlüsse unmittelbar auf zerrissene Amphibolitbänder von gewöhnlichem, intrusiven Charakter zurückverfolgen. Hier liegt also ein Abschnürungsprozess frühen Datums vor, der durch den gleichzeitig mit den Amphibolitintrusionen einsetzenden Druck veranlasst wurde, und den tektonischen Bildungen nördlich Gråviken wohl am ehesten vergleichbar ist (s. S. 114 ff.). Es dient zur Erklärung dieses Vorgangs, dass er an Bänke von äusserst stark zusammengefaltetem und gedrehtem, grobem, saurem Gneis gebunden ist, die sich gegen die Auswalzung natürlich relativ widerstandsfähig verhalten haben müssen; die letztere hat in erster Linie die zerstreuten und dünnen Amphibolitbänder erfasst. Die Erscheinung scheint dagegen bei den bedeutend plastischeren, glimmerreichen, braunen Granatgneisen und Glimmerschiefern weniger typisch zu sein.

Die beschriebenen, sauren Gneise, z. B. im Åreskutan, von unzweifelhaft sedimentärem Ursprung, haben jedoch oft einen Granitisierungs- und Feldspatisierungsprozess als direkten Ausdruck für die durchgreifende Regionalmetamorphose der stark dislozierten Åreschieferkomplexe erlitten. Hierdurch sind Gesteinstypen hervorgebracht, die den Adergneisen des Grundgebirges gleichen. Diese zum Nebengestein hin unscharfen Adern und Schlieren saurer Zusammensetzung lassen sich jedoch oft von den bald konkordanten, bald etwas schiefelaufenden, echten Granit- und Pegmatitgängen, und den dazugehörigen Intrusivmassen, nicht abgrenzen. Diese, die in leicht erkennbarem Zustand stets sporadisch auftreten, sowohl in den Amphiboliten wie in den Sedimentderivaten, sind also betreffs ihrer Ausbreitung noch nicht genügend festgestellt. Sie führen mitunter Muskovit und können reich an Kalifeldspat sein. Im allgemeinen schliessen

sie sich doch infolge ihrer grauweissen Farbe und ihres Reichtums an saurem Plagioklas und Biotit petrographisch eng an die eigenartigen, typischen, norwegischen Trondhemite an. Solche unzweifelhaften Trondhemite sind u. a. als Schlieren, Striemen und Linsen angetroffen, z. B. in innigem Zusammenhang mit den Amphiboliten (s. S. 128), und scheinen sich in nicht geringer Ausdehnung unter den stark metamorphosierten, sauren Åreschiefern zu verbergen. Nur ausnahmsweise, wie z. B. im Täljstensberget bei Handöl, zeigen sich diese Gänge vom Druck ziemlich unberührt. Gewöhnlich sind sie stark gepresst, bisweilen sogar zerdrückt und abgerissen. Ihr kaledonisches Alter wird dadurch deutlich. Mylonitisierung und Umkristallisierung haben hier und da sogar ein konglomeratähnliches Aus-



Photo. G. Frödin 1910.

Fig. 47. Dasselbe Gestein wie in Fig. 46, jedoch kataklastisch gepresst und gefaltet, wobei der Granatamphibolit unter Chloritschieferumwandlung stark durch Auswalzung verdünnt ist. — Länge der Messschnur 0,4 m.

sehen hervorrufen können, was auf das Vorhandensein abgerundeter, zerstreuter Feldspate von grösseren Dimensionen in einer feinkristallinen, ganz neugebildeten Grundmasse zurückzuführen ist.

Während der Untersuchungen der letzten Jahre über die kaledonische Geologie im schwedischen Lappmarken ist die Frage der geologischen Stellung und der Altersverhältnissé der, den zentraljämtländischen Åreschiefern äquivalenten, Seveschiefer besonders aktuell geworden. Bei der Lösung des Problemes sind auch chemisch-petrographische Arbeitsmethoden zur Anwendung gekommen. Gestützt auf eine Anzahl chemischer Analysen, hat man hierbei zuletzt nachweisen zu können geglaubt, dass

einige im lappländischen Sevekomplex allgemein vorkommende Gesteinstypen, innerhalb gewisser Grenzen, teils mit Tonschiefern im östlichen Silur derselben Gegend, teils mit bestimmten Gesteinstypen in den weiter westlich anstehenden Kölischiefen chemisch übereinstimmen, und u. a. aus diesen Gründen die sedimentären Seveschiefer als in der Hauptsache metamorphe Derivate des genannten Silurs betrachtet (1, 7, 28) —. Die Richtigkeit dieser Schlussfolgerung ist indes von HOLMQUIST (19) bestritten, der, teilweise auf dasselbe Analysenmaterial gestützt, geltend macht, dass die Seveschiefer nicht aus einer normalen Sedimentserie vom gewöhnlichen Charakter der Silurformation hergeleitet werden können, sondern abnorm zusammengesetzten und wenig zersetzten Sedimenten von teilweise tuffogenem Ursprung entsprechen.

Die Bedeutung der als kombinierte mechanische Intrusionen und metasomatische Kontaktbeeinflussungen aufgefassten Injektionskontaktmetamorphose ist hierbei in den Vordergrund getreten. Hinsichtlich des Stavangergebietes in Südwestnorwegen, hat GOLDSCHMIDT hierhergehörige Fragen neulich eingehend behandelt, in dem Masse wie sie sich an gewisse, saure, kaledonische Intrusivgesteine anschliessen, während dagegen die von basischen Gesteinsgliedern herrührenden Beeinflussungen leider nicht zur Diskussion gestellt wurden (13).

Die zentraljämtländischen, sedimentären Åreschiefer bilden einen petrographisch besonders heterogenen Gesteinskomplex mit oft raschem und unaufhörlichem Wechsel in der mineralogischen Zusammensetzung und, nach allem zu urteilen, auch chemisch. In Bänken von nur einigen wenigen m Mächtigkeit können hier Gneise und Schiefer mannigfachen Charakters wiederholt einander ablösen. Es setzt offenbar eine eingehende Kenntnis der Verbreitung u. s. w. der einzelnen Gesteinstypen voraus, wenn man unter solchen Umständen auf chemischem Wege einen ziemlich bindenden Nachweis für die etwaige Zusammengehörigkeit und Äquivalenz dieser Åreschiefer mit anderen in der Nähe, oder weiter entfernt, anstehenden Gesteinskomplexen bringen will. Unter anderm ist es klar, dass dabei ein besonders reiches und umfassendes Analysenmaterial erforderlich ist, dessen Kosten die Mittel einer Privatperson weit übersteigen. Die Analogien in der einen oder der anderen Richtung, die sich möglicherweise aus nur wenigen solchen Analysen einer petrographisch so wechselvollen Gesteinsserie, wie es die Åreschiefer sind, aussuchen lassen, können keineswegs Anspruch darauf machen, bei der Beurteilung des Komplexcharakters im Ganzen ausschlaggebend zu sein. Es kommt hinzu, dass der Substanztransport, den gewisse dynamische, sowie kontakt- und injektionsmetamorphe Prozesse innerhalb der von ihnen beeinflussten Gesteinsmasse im Gefolge gehabt zu haben scheinen, in vieler Hinsicht offenbar noch nicht geschätzt werden kann. Im Hinblick auf alles dies, habe ich davon Abstand genommen, die oben angeführten Wege zur Lösung des Åreschieferproblems einzuschlagen.

Das in metamorphischer Hinsicht charakteristische für die Åreschiefer ist ihre in höherem Niveau allmählich zunehmende Kristallinität. Von dem hauptsächlich noch klastischen Silur kommt man aufwärts in die an der Basis der Åreschiefer liegende, oben beschriebene Übergangszone hinein, die, auch abgesehen von den hier nicht in Frage kommenden, späteren kataklastischen Veränderungen, in vielen Gegenden das schwach metamorphe Stadium darstellt, und die weiter nach oben hin allmählich von den hochkristallinen Gesteinstypen abgelöst wird. Die Methode, die ich im vorhergehenden durchzuführen gesucht habe, war die, dass ich die tektonischen Beobachtungen im Felde mit Dünnschliffserien kombinierte, um auf diese Weise zu versuchen, dem petrographischen und stratigraphischen Zusammenhang und der Verwandtschaft zwischen dem Grundgebirge, dem darauf zunächst ruhenden, autochthonen Silur, der auf diesem liegenden Übergangszone, sowie den im nächsten Niveau anfangenden, vollkristallinen Horizonten der eigentlichen Åreschiefer zu folgen, so weit sich dies machen liess. Da u. a. diese Methode, bis in den oberen Teil der mächtigeren Åreschieferkomplexe vollständig durchgeführt, natürlich ein infolge der Anschaffungsschwierigkeiten allzu umfassendes Dünnschliffmaterial erfordert hätte, habe ich mich auf die unteren Horizonte beschränkt. Der petrographische Parallelismus, der auf langen Strecken zwischen diesen Horizonten und der autochthonen Unterlage nachgewiesen wurde, kann mit Rücksicht auf die in den einzelnen Gegenden bei weitem nicht einförmige Zusammensetzung keineswegs auf Zufall beruhen. Man wird dies kaum anders erklären können, als dass hier ein genetischer Zusammenhang vorliegt, der während des Sedimentationsprozesses entstanden ist.

Im grossen und ganzen dürfte dieser Zusammenhang auch für die oberen Teile der Åreschiefer gelten können, weil sich für diese — trotz teilweise ungleichwertiger, metamorphischer Ausbildung — kein wesentlich anderer Ursprung voraussetzen lässt, als für die tieferen, ebenfalls von Amphiboliten durchwebten Horizonte. Dies wird u. a. dadurch bestätigt, dass sich ein solcher Zusammenhang bisweilen durch die ganze Åreschieferzone hindurch petrographisch nachweisen lässt, und zwar in solchen Gegenden, wo diese, obgleich typische, vollkristalline Gesteinstypen führend, geringere Mächtigkeit besitzt, und dadurch leichter in ihren Einzelheiten untersucht werden kann. So z. B. in den Rändern des Tännforsfeldes, wo die Stellung der Åreschiefer als Silurderivat ausserdem vollkommen nachweisbar ist durch die stratigraphische Kontinuität, nicht nur mit dem östlichen Silur im Liegenden, sondern auch mit den einstimmig als Silur angesehenen Kölschiefern im Hangenden. Hinsichtlich der oberen Teile der mächtigeren Komplexe, möge hier nur auf die weit oben in den Åreschiefern vorkommenden Sparagmite mit lokal beibehaltenen Reliktmerkmalen hingewiesen werden, die mit noch zu erkennenden Blauquarzbänken¹ verbunden

¹ Die beim Blauquarz sonst gewöhnliche Abfärbung ist ein bei der Regionalmetamorphose und Umkristallisation normaler Vorgang (4, S. 270).

sind, und weiter allmählich in — den Phylliten entsprechende — Granatglimmerschiefer und Gneise verschiedener Art übergehen können (s. unten).

Natürlich hat diese Methode gleich anderen ihre Beschränkung. Hier braucht beispielsweise nur auf solche Komplikationen hingewiesen zu werden wie die, dass plagioklas- und kalifeldspatreiche Sedimente bis zu einem gewissen Grade auf verschiedene Teile eines Sedimentationsgebietes konzentriert werden können (s. S. 65 ff.). Aber andererseits würden zweifellos rein chemische Arbeitsprinzipien, wenigstens in mehreren Fällen, zu ziemlich unbefriedigenden Ergebnissen führen, da u. a. das silurische Ausgangsmaterial eine stark wechselnde, oft abnorme Zusammensetzung besitzt. Die für Sedimente massgebenden, quantitativen Verhältnisse $K > Na$ und $Mg > Ca$ liessen sich z. B. in metamorphen Derivaten aus Calzit-Plagioklassparagmiten, mit ihrer anomalen und eigentümlichen Zusammensetzung¹, kaum wiederfinden, von anderen gleichartigen Beispielen zu schweigen.

Man könnte möglicherweise einwenden, dass die grösseren Åreschieferkomplexe, im Åreskutan u. s. w., auch unter Abrechnung der Eruptivgesteine manchmal eine mit dem Silur dieser Gegenden wenig übereinstimmende Mächtigkeit besitzen. Wie die bedeutenden Quarzit-Sparagmitbildungen um die Grundgebirgsantiklinalen herum — z. B. im Glucken-Blåhammarsfjället, am Kjolån-Anjan u. s. w. — an die Hand geben, kann das Silur gleichwohl abnorme Anschwellungen aufweisen. Aber es erscheint nichtsdestoweniger mehr als wahrscheinlich, dass in den mächtigen Åreschieferkomplexen Wiederholungen der silurischen Lagerserie, in Form von aufgefalteten und auf einander aufgeschobenen Schichtpacken, vorkommen. Im Nordteil des Untersuchungsgebietes, westlich Kallsjön, war die subkambrische Topographie uneben genug, um in grösserer Ausdehnung in die Faltungsprozesse mitergriffen zu werden, und die hierbei auf mehreren

¹ Die mehr oder weniger metamorphen, grünlichen Calzit-Plagioklassparagmite sind natürlich von gewissen metamorphen Derivaten der basischen Intrusivgesteine, besonders Chlorit-Epidot-Albit-Quarz-Calzitschiefer, getrennt zu halten. Mit feldgeologischer Erfahrung stösst dies jedoch in der Regel auf keine grösseren Schwierigkeiten.

Es verdient vielleicht auch bemerkt zu werden, dass diese Calzit-Plagioklassparagmite auf schwedischer Seite einen der metamorphen Reihe: Pelit-Chloritserizitschiefer-Biotitserizitschiefer (= Stuedalsschiefer) analogen Umwandlungsverlauf aufweisen können. Neben den quantitativ vorherrschenden, nicht selten in ungefähr gleichen Mengen primär auftretenden Bestandteilen Quarz, Oligoklas-Albit, Calzit nebst einigen akzessorischen Mineralen, findet sich anfänglich, ausser Serizit, neugebildeter grüner Chlorit, teils in der Grundmasse, teils auch als grössere, regellos angeordnete Porphyroblasten ein. Bei gesteigerter Metamorphose, wobei die reliktsedimentären Mikrostrukturen mit noch beibehaltenen, klastischen Plagioklaskörnern immer noch deutlich zu beobachten sind, nehmen die gewöhnlichen, teilweise porphyroblastischen Biotite den Platz des Chlorites ein. — In den norwegischen Stuedalsschiefern scheint dagegen Calzit in grösseren Mengen nicht vorhanden zu sein, gleichwie dort der Kaligehalt auf Kosten des Plagioklases gewöhnlich grösser erscheint. Natürlich sind diese Vorgänge nicht mit diaphoritischen Erscheinungen im Stuedalsschiefer zu verwechseln, wobei der Biotit, sowie der Granat, im Chlorit ganz oder teilweise übergeführt ist. Diese Umwandlung schreitet von aussen nach innen fort.

verschiedenen Niveaus in die Åreschiefer eingepressten Grundgebirgsschollen sind ein guter Leitfaden für die Beurteilung der komplizierten Struktur der Åreschieferkomplexe, und ein Beweis für einen ausgeprägten Schuppenbau.

Wo, wie im Åreskutan, diese oft leicht wiedererkennbaren Grundgebirgsschollen, von der Basalzzone des Gebirges selbst abgesehen, nicht anzutreffen sind, wird es natürlich schwerer, diese Auffassung zur Zeit zu beweisen. Neben der grossen Menge hochkristalliner Åreschiefer von ursprünglich pelitischer und kalkiger Zusammensetzung, die an einzelnen Stellen als Phyllite, oder ausnahmsweise mit dem allgemeinen Habitus des Pentameruskalkes ungewöhnlich gut erhalten sind (s. S. 129, 143), treten auf von einander getrennten Niveaus mächtige, nicht selten blauquarzartige, quarzitishe Bänke und Horizonte unzweifelhaft sedimentären Ursprungs auf. Mit diesen hängt mittels vollkommen nachweisbarer Wechsellagerungen und gradweiser Übergänge u. a. verschiedener acider, sehr oft hochkristalliner Åreschiefertypen zusammen, die ihrem Ursprung nach sehr wohl Sparagmite von wechselnder quarzitischer, toniger und kalkiger Zusammensetzung gewesen sein können. Es bleibt übrig zu prüfen, inwieweit diese Blauquarzbänke, mit angeschlossenen Horizonten etwaiger Sparagmitderivate, als aufgefaltete Basalpartien des Silurs zu identifizieren sind, und ob man auf diesem Wege einen Leitfaden für die Beurteilung der verwickelten Struktur des Åreschieferkomplexes erhalten kann. Mehr ins Einzelne gehende Untersuchungen, als ich sie durchführen konnte, würden in jedem Fall sicherlich bisher unbekannte Inversionen und eine im Einzelnen bedeutend verwickeltere Tektonik zutage fördern.

Solche starken Dislokationen mit einer während eines früheren Stadiums des Faltungsprozesses eingetretenen Zerbrechung der silurischen Schichtserie, vielleicht auch dessen präkambrischer Unterlage, nebst der Aufpressung der Schichtpacken und ihrer Aufstapelung auf einander, müssen eine natürliche Folge der unten angeführten Zusammenpressung in den Faltungsgräben gewesen sein. Es ist auch möglich, dass ein solcher Vorgang von Mylonitisierung bestimmter Horizonte gefolgt wurde, die bei der späteren Umkristallisation in Åreschiefer übergingen. Die so charakteristischen, gebänderten Merkmale bei den sedimentären Åreschiefern wären unter solchen Verhältnissen manchmal leichter zu verstehen. Was man zur Zeit in dieser Frage mit Gewissheit sagen kann, ist, dass diese Charaktere teils primären Ursprungs sind, und einen reliktklastischen Zug erkennen lassen, woraus die wechselnden, aciden und basischen Bänder der Åreschiefer hergeleitet werden können, teils aber, dass sie sekundärer Natur sind, wozu dann vorzugsweise die infolge Zusammenwirkens von Druck und Injektion hervorgerufene Amphibolitbänderung, und die daran sich anschliessenden, kontaktmetamorphen und metasomatischen Veränderungen, zu rechnen wären.

VI. Über das genetische Verhältnis zwischen den Åre- und Kölischiefeln.

Im vorhergehenden habe ich nachgewiesen, dass in der Tektonik der Åreschiefer und des unmittelbar daran angrenzenden östlichen Silurs an vielen Stellen kaum ein grundsätzlicher Unterschied vorliegt. Auch im letztgenannten Komplex kommen Überfaltungen, Invertierungen und Überschiebungen, nicht selten in der Form ausgeprägten Schuppenbaus, vor. Wenn diese tektonischen Störungen genügende Stärke erreicht haben, folgen ihnen die basischen Injektionen, die sozusagen das Insiegel des Åreschiefercharakters sind. Der dynamische und tektonische Unterschied ist also nur ein Gradunterschied.

Trotz des guten Anhalts, der das Auftreten der Amphibolitintrusionen stets bietet, sind die Grenzen zwischen dem östlichen Silur und den Åreschiefern aus den genannten Gründen oft sehr unbestimmt. Dies erklärt sich aus dem Vorhandensein der Übergangszonen, innerhalb deren die petrographischen und tektonischen Merkmale nicht zusammenfallen. Man sieht dies deutlich am Osteil des Anjan (s. S. 119 ff.). Auch die aufgefaltete Granitschieferplatte am Storlien ist vielleicht am natürlichsten vollständig in das Silur zu verlegen; indes zeigen die basischen Intrusionen nahe im Hangenden, dass die für die Åreschieferbildung charakteristischen Bedingungen einzutreten beginnen. — Manchmal haben gleichwohl die spätkaledonischen Verschiebungen die ursprünglichen Grenzverhältnisse, nicht nur zwischen dem östlichen Silur und den Åreschiefern, sondern auch zwischen den letzteren und den Kölischiefeln sekundär verschärft.

Das, was die Åreschieferzonen und Åreschieferkomplexe auszeichnet, sind also die starken Dislokationen, nebst den begleitenden, amphibolitischen Intrusionen. Weil nun die Kristallinität beim sedimentären Teil der Åreschiefer, im grossen gesehen, ungleichartig und hochgradiger ist, als bei den nicht amphibolitdurchwebten Kölischiefeln, ist diese Metamorphose in letzter Zeit immer allgemeiner als ein Ergebnis der eigentümlichen Intrusionsmechanik der Åreschiefer betrachtet worden. Es stösst jedoch natürlich auf grosse Schwierigkeiten, wenn man mit grösserer Bestimmtheit entscheiden will, wie viel von dieser Regionalmetamorphose teils der Kontakteinwirkung der Intrusionen, teils dem gleichzeitigen Druck zuzuschreiben ist.

Auf Grund gewisser lehrreicher Erscheinungen in den Rand- und Basalzonen des südlichen Sparagmitschieferfeldes und anderswo, habe ich oben S. 151 Gelegenheit gehabt, die entscheidende Bedeutung des Druckes für die Injektion des Magmas längs der als Bewegungsflächen dienenden Strukturflächen, und damit für die Entstehung der gebänderten Gesteinstypen, kurz zusammenzufassen. Gleichartige, diese Fragen beleuchtende

Verhältnisse kommen an vielen Stellen längs der Grenzzone zwischen den Åre- und Kølischiefen des Tännforsfeldes, sowie auch in vielen Teilen des Trondhjemfeldes, wieder. Die Grenze zwischen den beiden Formationskomplexen ist in der Regel keineswegs scharf, sondern hat den Charakter einer Übergangszone, in der die für die Åreschiefer charakteristische Amphibolitbänderung allmählich abnimmt, während gleichzeitig Amphibolitisierung der Injektionen nebst Metamorphose und Verschieferung des Nebengesteins vermindert werden. Wie in den beschreibenden Teilen wiederholt dargelegt, kommt man auf diese Weise gradweise in die normalen, basischen Intrusionen hinein, die die untersten, petrographisch teilweise ganz typischen Horizonte der Køligruppe durchsetzen, und die, dank der wenig durchgreifenden Umkristallisation, immer ihre primären Erstarrungsstrukturen mehr oder weniger aufbewahrt haben. Es ist unmöglich, in diesen Grenz-zonen als allgemein zwei verschiedene Intrusionsphasen aufzustellen, eine für die Åre- und eine für die Kølischiefer, und hierin liegt auch ein starker Beweis für das kaledonische Alter der Seveamphibolite. Auch für die Auffassung, dass die Kristallinität der Åreschiefer ebenfalls kaledonischen Alters, und daher nicht älter ist (s. S. 73), lässt sich dieser Übergang zwischen den Åre- und Kølischiefen als Grund anführen.

Indessen ist es offenbar, dass die Åre- und Kølischiefer, wenigstens in der Nähe dieser relativ schmalen Übergangszonen, im grossen gesehen, unter den gleichen Tiefenverhältnissen ausgebildet sein müssen, d. h. unter etwa gleichem hydrostatischen Druck und bei etwa gleicher Temperatur. Es handelt sich also darum, welcher oder welche neuen Faktoren bei der Entstehung dieser Grenz-zonen hinzugetreten sind. Es wäre hierbei am einfachsten, ohne weiteres auf die Amphibolite hinzuweisen. Aber das scheint nicht hinreichend zu sein. Sogar in solchen Fällen, wo es dem Grünstein, dadurch dass er den Strukturflächen folgt, örtlich gelungen ist, den typischen, untersten Kølischiefen die Bandstruktur aufzudrücken, sind die besonderen Merkmale der sedimentären Åreschiefer doch nicht entstanden. Diese Tatsache, dass trotz typischer Åreschieferintrusionen die Kølischiefercharaktere ausgebildet wurden, zeigt, dass der Unterschied in der Intensität der dynamischen Kräfte bestimmend war, oder mit anderen Worten, dass genügender Stress fehlte, während dieser sich dagegen in den als ausgeprägte Dislokationszonen charakterisierten Åreschieferkomplexen in hervorragendem Masse geltend machen konnte. Man wird also auch von diesen Verhältnissen zu der Schlussfolgerung geführt, dass die speziellen Bedingungen für die Åreschieferbildung Intrusionen zusammen mit starkem Stress sind, von denen der letztere Faktor der primäre zu sein scheint, dem auch ein selbständiger, regionalmetamorpher Einfluss, an der Seite seiner auch auf andere Weise grossen Bedeutung für die Åreschieferbildung, zuerkannt werden muss. Wo der Stress sich vermindert, nimmt trotz etwaiger Intrusionen auch die Åreschieferbildung ab, und an deren Stelle treten die Merkmale der Kølischiefer oder, wie z. B. im Südostrand der Anjeskutankomplexes, des östlichen Silurs hervor.

Dass die Åreschieferbildung der Ausdruck eines kombinierten Druck- und Injektionsprozesses ist, geht ausserdem aus den intensiven Störungen in Fall- und Streichrichtung hervor, die oft in Form steiler Stellung und kräftiger Faltungen in der Regel die Intrusionen begleiten.¹ Die Gleichzeitigkeit zwischen Injektion und Druck wird dadurch noch deutlicher. Ob hierbei eine unzertrennbare Wechselwirkung bis zu einem gewissen Grad als vorliegend anzusehen ist, oder ob das eine hauptsächlich Ursache, das andere Wirkung ist, liesse sich vielleicht diskutieren. Die Tatsache, dass solche Störungen sogar im Zusammenhang mit isolierten, dünnen Amphibolitbänken auftreten können, beispielsweise dort, wo diese letzteren erst in der basalen Inversionszone der Åreschieferkomplexe aufzutreten anfangen, macht es gleichwohl wahrscheinlich, dass auch in solchen Fällen die Dislokationen das Primäre, die Injektionen das Sekundäre des Vorganges darstellen.

Im Gegensatz zu den Åreschiefergebirgen zeichnet sich das Kölischiefergebiet des Tännforsfeldes durch seine regelmässige, flache Schichtstellung, ohne stärkere, tektonische Störungen oder hervortretende Dislokationszonen mehr tiefgehender Natur, sowie durch das Fehlen von Intrusionen, aus. Die oben behandelten Tatsachen in den nach den Åreschiefern zu liegenden Grenzzonen machen es wahrscheinlich, dass die Stresskräfte in diesem Gebiet im grossen und ganzen schwächer gewesen sind, und damit stimmen offenbar auch die bei einigen Gesteinstypen, z. B. dem Stuedalschiefer, weniger ausgeprägte Kristallisationsschiefrigkeit und die fast hornfelsartige Struktur überein. Dass die Bedingungen für die Åreschieferbildung nicht hier erfüllt waren, könnte vielleicht seinerseits auch darauf beruhen, dass die Silursedimente in diesem Gebiet einen ursprünglich eintörigeren, feinklastischeren Charakter besessen zu haben scheinen, während die jetzigen Åreschieferregionen, im grossen gesehen, sich durch einen reicheren Wechsel zwischen spröderen, quarzitischen und sparagmitischen Gesteinsgliedern auf der einen, und mehr plastischen, pelitischen und kalkigen auf der anderen Seite auszeichnen, und infolgedessen für stärkere Zerbrechung und Dislokationen, möglicherweise in Form von Schuppenbau (s. S. 170 ff.), und eine dadurch veranlasste Hervorhebung gewisser tektonischer Bewegungs- und Injektionsflächen geeignet waren. Es ist zur Zeit natürlich schwer, die näheren Ursachen mit Sicherheit zu bestimmen. Es bleibt jedoch sicher, dass die Stressbewegungen, die Dislokationen und die damit verbundenen Injektionen einen je nach den Umständen verschiedenen Umfang angenommen haben, und dass man hierdurch eine genügende Erklärung für gewisse, die Überschiebungshypothese belastende Tatsachen und Anomalien erhält, wie z. B. die Lage der Hochgebirgsschiefer unmittelbar auf der Grundgebirgsunterlage südlich Dufed (s. S. 94, 136),

¹ Das im Zusammenhang mit den Amphibolitinjektionen auftretende, unregelmässige oder steile Fallen hat in der Regel auf den hier beigefügten Profilen nicht zu seinem Recht kommen können.

oder den Kontrast in der Mächtigkeit der Åreschiefer in der Randzone des Tännforsfeldes und den umgebenden Åreschieferkomplexen u. s. w.

Das Fehlen der für die Åreschieferkomplexe charakteristischen Dislokationszonen ohne oder mit folgenden basischen Intrusionen ist gleichwohl im Kølischiefergebiet nicht vollständig. Im Osten läuft eine solche Zone von der Nordostseite des Ånnsjön über den Tandradshöjden und Tännforsen nordwärts nach dem V. Norn und nach dem Dorf Häggsjö (Pl. VI). Topographisch tritt sie deutlich als eine Reihe ostwärts gerichteter Gebirgsabhänge hervor, und ist tektonisch dadurch gekennzeichnet, dass ein dem so charakteristischen Basalhorizont der Kølischiefer gleichartiger, grüngrauer bis grauer Calzit-Plagioklassparagmit auf die wahrscheinlich in ein stratigraphisch höheres Niveau gehörende Phyllitzone in dem östlich anfangenden, niederen Lande steil hinaufgeschoben ist.¹ Dieser wahrscheinlich aufgefaltete Basalparagmit hat seine sedimentklastische Struktur in ausgedehnter Masse beibehalten. Die metamorphen Veränderungen sind im wesentlichen kataklastischer und oberflächlicher Natur. Inwieweit sie sich ausschliesslich auf die spätkaledonischen Bewegungen beziehen, was vielleicht am wahrscheinlichsten erscheint, oder teilweise die mit der Åreschieferbildung zusammenhängenden, älteren kaledonischen Störungen betreffen, ist u. a. auf Grund des sichtbarlich gänzlichen Mangels an basischen Injektionen nicht zu entscheiden.

Die zweite grosse Dislokationszone lässt sich in der Nordwestseite des Tännforsfeldes vom St. Rensjön aus südwärts bis nach Medstugan und weiterhin dem Middagsfjället verfolgen, und besitzt mehr die für die Åreschiefergebiete bezeichnenden Merkmale. Die Schichtstellung, die, wie gewöhnlich, in den Umgebungen flach und regelmässig verläuft, ist im Gegensatz dazu hier überall steil und in Grösse und Richtung oft stark wechselnd.² Besonders ist dies der Fall im Nordteil der Zone, wo ihr Zentrum von einem zusammenhängenden Grünsteinstreifen eingenommen ist, den schon TÖRNEBOHM in den relativ hohen, und an die Topographie der Åreschiefer erinnernden Bergspitzen Rensjöklumpen und Saxvallsklumpen beobachtete, und den er als jüngstes Formationsglied der Kølischiefer betrachtete (36, S. 73). Der oft stark schlierige Grünstein, der sporadisch auch weiter südlich um Medstugan beobachtet ist, hat nicht selten reliktophyrische Strukturen, obgleich die Feldspateinsprenglinge im wesentlichen zu Muskovit, Albit, Quarz u. s. w. pseudomorphosiert sind, hat aber im übrigen eine durchgreifende Amphibolitisierung und Verschieferung erlitten. Effusive Merkmale sind nirgends beobachtet, dagegen —

¹ Die Dislokationszone fällt hauptsächlich mit der östlichen Grenze der Biotitphyllite des Kølifeldes («Glimmerquarzite») oder des Stuedalsschiefers zusammen, wie diese Grenze auf den bisherigen geologischen Karten gezogen ist (23, 36). — Mit aller Wahrscheinlichkeit handelt es sich hier nur um Überfaltung oder Überschubung in kleinerem Massstabe.

² Vgl. A. E. TÖRNEBOHM: En geognostisk profil öfver den skandinaviska tjällryggen mellan Östersund och Levanger. — Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C, N:o 6 (1872), S. 11.

wenngleich nicht allgemein — normale Intrusivkontakte mit Apophysen, Gängen und Bruchstücken aus dem Nebengestein, dazu exogene Kontaktveränderungen, teils strukturell, teils in Form von Umwandlung einiger angrenzender Schichten unreiner, sandiger Kalksteine in Quarz-Epidotfels, in untergeordneten Mengen mit Hornblende, Calzit, Kiesen u. a. Wie die Grünsteine in den Randgebieten der Kölischiefer, zeigt sich das Gestein im allgemeinen weniger metamorph als die Amphibolite der Åreschiefer, obgleich es sich besonders in die Peripherie hinaus und längs innerer, unscharf begrenzter Druckzonen nicht beträchtlich von den letzteren unterscheidet. An den nach den Schiefen hin liegenden Grenzzonen kommen ausserdem Aufspaltungskontakte vor, die an die der Åreschiefer erinnern, aber weniger ausgeprägt sind. Es ist ebenfalls bemerkenswert, dass bei den nächst angrenzenden Schiefen, meistens typischen Garbenschiefern, der Kölischer Charakter nach dem Grünstein zu schwächer wird, um schliesslich fast vollständig zu verschwinden.

Meines Erachtens liegt hier eine gleichzeitige Dislokations- und Intrusionszone vor, die unter der Voraussetzung stärkerer Stresswirkungen in ihren Hauptzügen wahrscheinlich denen der typischen Åreschieferkomplexe ganz analog geworden wäre, und die sich daher schliesslich petrographisch durch Åreschieferbildung gekennzeichnet hätte. Inwieweit hier, wie vielerorts in den Åreschiefen, die tektonischen Störungen eine Auffaltung der unteren Horizonte des Silurs mit sich geführt haben, konnte u. a. infolge der starken Umkristallisierung nicht mit Sicherheit entschieden werden. Das reichliche Auftreten von teilweise feldspatreichen Quarziten scheint jedenfalls diese Möglichkeit nicht auszuschliessen. Die Dislokationszone in ihrer Gesamtheit würde dann als eine Auffaltung des basalen Åreschiefersockels des Tännforsfeldes angesehen werden können, trotzdem sie gerade dort liegt, wo die östlichen und westlichen Fallrichtungen des Feldes sich treffen, d. h. etwa im Zentrum der flachen, tektonischen Schale, die das Feld bildet. Sie würde, wenn dies der Fall ist, m. a. W. im kleinen der antiklinal aufgefalteten und durch Intrusionen und Metamorphose stark beeinflussten Zentralzone des Trondhjemfeldes («det metamorfiske strøg») entsprechen (s. S. 186).

Es ist offenbar, dass man, wenn man die Åre- und Kölischiefer als verschiedene, metamorphe Fazies desselben silurischen Komplexes betrachtet, die auf Grund ungleichwertiger, metamorphischer Faktoren — in erster Linie Abweichungen in der Stressintensität und dem darauf beruhenden Vorhandensein oder Fehlen von Amphibolitlagergängen — entstanden sind, unter gewissen Verhältnissen petrographische Zwischenformen und Übergangsglieder zwischen den typischen Åre- und Kölischiefen zu erwarten hat, Zwischenformen, die — bei der Weise, wie man diese Komplexe früher, als in ihrer geologischen Stellung scharf geschieden, betrachtete — schwerverständlich erscheinen mussten, und kaum sich rationell einordnen liessen. Hierher gehört u. a. das seinerzeit, seinen geologischen Charakter betreffend, sehr umstrittene Hochgebirgsschiefergebiet nördlich Malmagen

in Härjedalen (31; 35; 36, S. 57), wo amphibolitische Intrusionen nur untergeordneter vorkommen. — Hier sei auch erinnert an die ziemlich ausgedehnten Horizonte vom Kølityp, u. a. vom Garbenschiefertyp, »Hobergsschiefer«, die nach dem, was TÖRNEBOHM und HÖGBOM mitgeteilt haben, tief unten in gewissen Åreschieferkomplexen Zentraljämtlands auftreten (36, S. 57; 23 a, S. 37). Dieser Garbenschiefer wechselt bankförmig mit typischen Åreschiefern ab. Dieselbe interessante Erscheinung habe ich in der südlichen Fortsetzung des Öitjeld, sw. Essandsjö, beobachtet, wo die Basis des Trondhjemsfeldes, zu amphibolitdurchwebten Åreschiefern umgewandelt, eine antikinale Aufwölbung bildet (s. auch 36, Karte).

VII. Über die Natur der kaledonischen Massenverschiebungen im zentralschwedischen Faltungsgebiet.

Wenn also aus den angeführten Gründen grosse Überschiebungen im Sinne TÖRNEBOHM's als ausgeschlossen anzusehen sind, zeugen auf der anderen Seite die Lage der kristallinen Hochgebirgsschiefer auf klastischem Silur, sowie die Tektonik an der Basis der Åreschiefer mit antiklinal aufgefalteten und überkippten, silurischen Bodenbildungen und Grundgebirgspartien, nebst der kräftigen mechanischen Deformation der hierhin gehörenden Gesteine davon, dass horizontale Massenverschiebungen mit Überschiebungscharakter nichtsdestoweniger stattgefunden haben. Unzweifelhaft sind diese Bewegungen längs mannigfacher, kleiner Gleitflächen, ausser den grossen, kataklastischen Zonen, entstanden und können daher zusammen bedeutende Massenverschiebungen vertreten.

Die Frage ist also die, ob man, gestützt auf das nun zugängliche Beobachtungsmaterial, die Natur und den Mechanismus des Faltungsprozesses, sowie die Grösse der Massenverschiebungen, in dem hier zunächst berührten, zentraljämtländischen Gebiet mit irgendeiner Wahrscheinlichkeit klarlegen kann. Dabei hat man in erster Linie zu beachten, dass die sedimentären Åreschiefer, wie ihre Køläquivalente, sich in der Hauptsache immer noch in ihren ursprünglichen Sedimentationsgebieten befinden, und dass aus diesem Grunde auch die Eruptivkanäle für die verschiedenen Intrusivgesteine in den Schwächezonen derselben Gegenden zu suchen sind.

Der für die Lösung tiefergehender, tektonischer Probleme dieser Art unbedingt zweckmässigste Teil der skandinavischen Faltungszone ist Südwestnorwegen. Die präkambrische Unterlage der Gebirgskette hat hier die stärkste Hebung erfahren, sodass hier die Denudation den geosynklinalen Flexurgraben selbst mit den darin eingeklemmten Wurzeln der Faltungszone, sowie das umgebende subkambrische Peneplan, blosslegen konnte (2, 9). Noch so weit nördlich wie im Trondhjemsfelde und Zentraljämtland, mit der dort in weiter Ausdehnung wegdenudierten Hochgebirgsformation und

blossgelegten Grundgebirgsunterlage, scheinen recht günstige Bedingungen für einen tieferen Einblick in die so heiss umstrittene Hochgebirgstektonik vorzuliegen. Die nordwärts abnehmende Höhenlage der Grundgebirgsfläche längs der Faltungszone tritt aber schon im zentralen Skandinavien sehr deutlich hervor. Weiter nach NNO verschwindet diese Unterlage praktisch vollständig unter den mächtigen Hochgebirgsformationen, und verhindert gleichzeitig jegliche Beurteilung der tiefergehenden, tektonischen Faktoren. Erst am Torneträsk treten auf schwedischer Seite wieder etwa die gleichen Verhältnisse ein, wie in Südwestnorwegen. In der hier hervordenudierten und zu bedeutender Höhe aufgepressten Grundgebirgsunterlage liegt synklynal eingeklemmt ein ziemlich unbedeutender Rest der untersten und zentralen Teile der Hochgebirgsformation (18).

Die kaledonische Tektonik in Südwestnorwegen ist in späterer Zeit immer einstimmiger als der Erfolg der Zusammenpressung angesehen, die der grosse Geosynklynalgraben erfuhr, wobei die darin liegenden Silursedimente, bei gleichzeitiger Intrusion basischer bis saurer Eruptivmassen von unten, über die Ränder der umgebenden Resistenzgebiete ausgepresst wurden, die sich also einander näherten. Es ist besonders bemerkenswert, dass hier im Südwesten nicht nur ein einziger grosser, sondern gleichzeitig auch einige kleinere, teilweise parallele Deformations- oder Faltungsgräben ausgebildet wurden, wenn auch in der Grundgebirgsfläche nur schwach hervortretend (9). Vielleicht ist es unter diesen Umständen nicht ausgeschlossen, dass auch die in demselben Gebiet auftretenden, nach Osten konvexen sog. Bergensbögen — möglicherweise auch die nördlich davon liegenden Küstenbögen — die im wesentlichen aus metamorphen Silursedimenten und kaledonischen Eruptivgesteinen zusammengesetzt und in das Grundgebirge eingefaltet sind, das östliche Ende etwa analoger geosynklynalbildungen darstellen, deren Fortsetzungen infolge späterer Verwerfungen sich nun unter der Oberfläche der Nordsee befinden. Die von der Westseite der grossen Geosynklynale des Trondhjemfeldes ausgehenden Verzweigungen scheinen gleichfalls den Charakter kleinerer, ungefähr paralleler Faltungsgräben zu haben, die von den Wurzeln des eingefalteten Silurs und den von unten heraufgedrängten, kaledonischen Eruptivgesteinen eingenommen sind (vgl. 12; 36, Karten).¹

Nach der oben in aller Kürze zusammengefassten Auffassung von dem Faltungsverlauf in Südwestnorwegen müssen sich die hinausgepressten Sedimentmassen von der Zentralzone der Geosynklynale aus in entgegengesetzten Richtungen bewegt haben, d. h. teils nach NW, teils nach SO, wobei Grundgebirgspartien von den Rändern des Resistenzgebietes mitgerissen und eingefaltet werden konnten (9; 25, S. 60; 29). Bei einer Zusammenpressung von zwei etwa parallelen Faltungsgräben scheint also die Konsequenz zu fordern, dass die Massenverschiebungen innerhalb des

¹ Diese Eruptivgesteine sind auf TÖRNEBOHM's Karte grossenteils als den Åreschiefern angehörende Amphibolite bezeichnet (s. S. 157).

dazwischen liegenden Resistenzgebietes gegen einander gerichtet sein können, was besonders beachtenswert ist.

Die in der zentraljämtländischen Hochgebirgsregion vorkommenden, grösseren Antiklinalen sind keineswegs Erscheinungen ganz und gar oberflächlicher Natur. Ihnen entspricht eine morphologische und strukturelle, dem Alter nach offenbar kaledonische Deformation der autochthonen, präkambrischen Unterlage (s. S. 66), die an so gut wie sämtlichen hervordenedierten Fenstern, wie denen der Oldfjällen, Mullfjället u. s. w., zu beobachten ist, und deren Ergebnis eine Anzahl longitudinaler und transversaler Grundgebirgsantiklinalen ist. Diese sind gleichwohl in ihrer vollen Ausdehnung noch bei weitem nicht hervordenediert.

Da nun die umstrittenen Åreschiefer in tektonischer Hinsicht unbestreitbar an die Synklinalgebiete der Grundgebirgsunterlage gebunden sind, und ausserdem zu dem silurischen Sedimentationsgebiet dieser

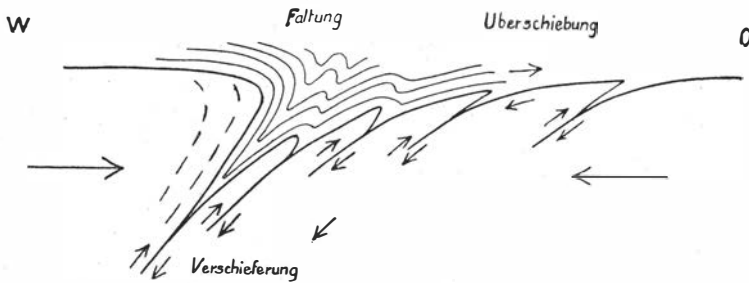


Fig. 48. Schematische Darstellung eines unsymmetrischen Deformationsgrabens mit eingefalteter Sedimentformation. (Nach Holmquist; 17)

Gegenden gehören, habe ich unter Hinweis auf die Gleichheit mit dem südwestnorwegischen, offenbar am besten ausschlaggebenden Teil der Faltungszone, diese zentraljämtländischen Synklinalgebiete als peripherisch gelegene, kleinere Schwächezonen vom Charakter der Deformations- oder Faltungsgräben betrachtet, und als tektonisch ungefähr analog den kleineren norwegischen Faltungsgräben in der Nähe der Zentralzone der Gebirgskette (6). Diese Betrachtungsweise bedeutet also Zusammenpressung, in erster Linie innerhalb dieser Synklinalgebiete, aber natürlich auch von anderen Teilen der Grundgebirgsunterlage, wo, soweit es das Untersuchungsgebiet betrifft, wirkliche Resistenzgebiete, etwa vergleichbar z. B. mit den nicht deformierten Penepplainflächen auf dem Hardangerviddan (8, 9), mehr untergeordnet vorzukommen scheinen. Diese Zusammenpressung, d. h. Verkürzung der Unterlage der Hochgebirgsformation, kann als eine Unterschiebungsbewegung betrachtet werden, und hat notwendigerweise ihr Gegenstück in einer relativen Verschiebung der eingefalteten Sedimentkomplexe über die Ränder hinaus (Fig. 48). Diese Vorgänge sind von gleichzeitiger

Injektion, u. a. basischer Magmen, von unten her, und allgemeiner metamorphischer Umwandlung gefolgt. Zum ersteren Anlegen brauchen derartige Deformationsgräben kleineren Umfangs offenbar nicht als mit der Akkumulation der Sedimente zusammenhängend betrachtet werden, d. h. als eine dadurch veranlasste Belastungsreaktion, sondern können in der Hauptsache ein ganz kaledonischer Faltungsvorgang sein. Die von der Zusammenpressung verursachten Massenverschiebungen sind indes nicht nur während der Intrusionsphase vor sich gegangen, sondern scheinen sich teilweise in spätkaledonischer Zeit wiederholt zu haben (s. unten).

Für den Charakter der Faltungsgräben spricht ausserdem das einwärts gerichtete Fallen, sowohl bei den Hochgebirgsschiefern wie dem bis zur Grundgebirgsunterlage hinab stark gepressten Silur, wozu die sowohl auf der Ost- als auf der Westseite der Komplexe antiklinal aufgefalteten Basalhorizonte kommen, oftmals zusammen mit in die Åreschiefer wie in das Silur hineingepressten Grundgebirgsschollen. Dieses allgemein nach innen gerichtete Fallen muss natürlich eine entsprechende Herauspressung der betreffenden Komplexe bedeuten (Fig. 49).

Dass derartige in das Grundgebirge eingepresste, und dort gewurzelte Sedimentkomplexe, in gleicher Weise wie z. B. im Trondhjemfeld, steiler fallen müssen als z. B. im Åreskutan, lässt sich hiergegen nicht mit Fug behaupten. Die Steilheit des Fallens dürfte nämlich durch mehrere verschiedene Faktoren bestimmt sein, die von einem Gebiet zum anderen stark wechseln. In dem, dem Åreskutankomplex der Grösse nach ungefähr gleichwertigen, südwestnorwegischen Faltungsgraben im Stavangergebiet herrscht z. B. durchgehend flaches Fallen bei den Gebirgsschiefern (13, S. 39).

Die aufgefalteten Grundgebirgsplatten u. s. w., wie sie z. B. auf der Westseite des Åreskutan auf mindestens zwei verschiedenen Niveaus vorkommen (s. S. 135 ff.), können schwerlich auf andere Weise verschoben sein, als es ihr Fallen zeigt, d. h. zur angrenzenden Mullfjällantiklinale hinauf. Vom Standpunkt der Überschiebungshypothese TÖRNEBOHM's aus, müssen diese anscheinend synklinal gebauten Komplexe zunächst als eine sekundäre Faltung der grossen Überschiebungsscholle gedeutet werden. Aber nicht einmal unter dieser Voraussetzung dürfte man sich ganz davon freimachen, dass das Hinabpressen der Grundgebirgsunterlage eine Abstandsverminderung mit folgender Zusammenpressung der Silur- und Åreschieferkomplexe bedeutet hat, wobei offenbar als Reaktion Gleitbewegungen nach den Randgebieten hin ausgelöst werden mussten. Eine nach beiden Seiten gerichtete Verschiebung der eingefalteten und zusammengepressten Åreschiefer- und Silurmassen scheint also im Verhältnis zur Grundgebirgsunterlage unvermeidlich zu sein; doch muss man sicherlich diese Bewegungen in der Hauptsache als minimales Gleiten längs der unzähligen Verschiebungsflächen betrachten, die aber zusammengerechnet beträchtliche Beträge erreichen können.

Es ist indes kaum zu erwarten, dass solche im Verhältnis zur zentralen Faltungszone peripherisch gelegenen, kleineren Deformationsgräben,

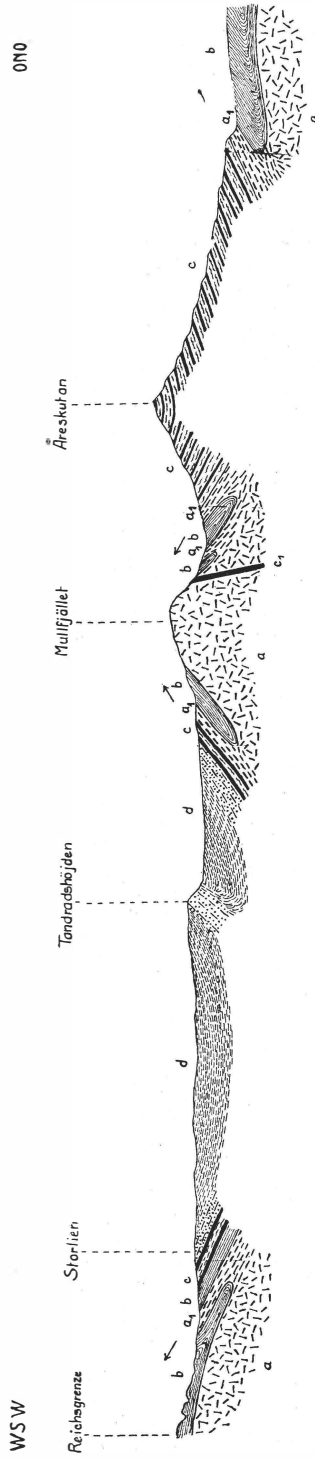


Fig. 49. Schematisches Querprofil durch das zentrallänländische Überschiebungsgebiet. — Profillänge etwa 70 km. — Die Pfeile bezeichnen die Richtungen der Verschiebungen.

- a* Präkambrische Granite und Porphyre, teilweise stark verschiefert (*a₁*); die steile Verschiebung in der Mullfällantiklinale selbst ist dagegen nicht angegeben;
- b* Östliches Silur;
- c* Åreschiefer;
- c₁* Kaledonischer Grünstein;
- d* Kälischer (Westliches Silur).

wie auch nicht die Bewegungen der in sie eingefalteten Formationen, symmetrisch sind. Im Gegenteil dürften die in der Faltungszone im grossen gesehen vorherrschenden, tektonischen Züge durchschlagen und Asymmetrie hervorrufen. Im zentraljämmtländischen Gebiet sind also infolge ihrer Lage östlich der grossen Hauptsynklinale des Trondhjemsfeldes vorzugsweise östliche und südöstliche Bewegungsrichtungen, nebst entsprechenden, nach Osten gerichteten Faltungsgräben von wechselnder, unsymmetrischer Ausbildung zu erwarten (Fig. 48). Dies wird auch durch die Tatsachen bestätigt. An den Osträndern der Åreschieferkomplexe, z. B. des Åreskutan, trifft man so im allgemeinen in jeder Hinsicht grössere tektonische Störungen als an den Westrändern, wo die ursprüngliche Kontinuität zwischen dem Silur und den Åreschiefern nicht selten im grossen und ganzen ziemlich gut erhalten ist. Dafür, dass die tektonischen Störungen nach Osten hin stärker waren als nach Westen zu, sprechen auch die dort weit allgemeiner vorkommenden, aufgefalteten Grundgebirgsschollen. — Nach den bis jetzt bekannten Daten zu urteilen, scheint vor allem der Anjeskutankomplex eine extrem unsymmetrische Ausbildung zu besitzen, mit so gut wie ausschliesslich östlichen und südöstlichen Bewegungsrichtungen, und mit den in Fig. 48 im übrigen skizzierten Merkmalen. Man vergleiche z. B. TÖRNEBOHM's Profil Fig. 102, S. 170 (36).

Neben diesen auf Grund der longitudinalen Zusammenfaltung hervorgerufenen Massenverschiebungen teils nach W und NW, teils und vorzugsweise nach O und SO, kommt in der kaledonischen Faltungszone allgemein ein im ganzen und im einzelnen hervortretendes, transversales Faltensystem von in verschiedener Hinsicht recht rätselhafter Natur vor. Es ist aber nach dem, was unten über die Hauptphasen der Faltung des Gebietes gesagt ist, offenbar, dass diese Querfaltung nicht als ein selbständiger, von der Längsfaltung der Zeit nach scharf getrennter Faltungsvorgang aufzufassen ist, sondern im Gegenteil aller Wahrscheinlichkeit nach eng mit der letzteren verbunden, und in beträchtlichem Grade eine unmittelbare Folge davon ist. Die durch die longitudinale Zusammenfaltung verursachten, transversal laufenden Massenverschiebungen und Gleitbewegungen konnten nur bei bedeutendem Widerstand vor sich gehen, dies schon bei einseitigen Verschiebungen ostwärts, aber sicherlich noch mehr zufolge der in entgegengesetzter Richtung verlaufenden Bewegungen in den longitudinalen Antiklinalzonen zwischen den einzelnen Faltungsgräben. Diese Widerstände oder Hindernisse, die sich den transversalen Verschiebungen entgegenstellten, müssen ein Streben nach longitudinal gehendem Ausweichen und Herausgleiten in dem Innern der Gesteinsmassen hervorgerufen haben, die, wo diese Tendenz einen gewissen Betrag erreichte, schliesslich dem angesammelten Druck nachgaben, und in eine Phase von Querfaltungen eintraten. Infolge wechselnder Bedingungen wird natürlich diese Transversalfaltung nicht überall gleichzeitig gewesen sein, sondern muss sich auch innerhalb benachbarter Gegenden zu verschiedenen Zeitpunkten entwickelt haben, kann auch in ein und derselben Gegend

mehr als einmal eingetreten sein (4, S. 281). Nach dem oben Gesagten erscheint es mir schwerverständlich, dass die Querfaltung in näherer Übereinstimmung mit TÖRNEBOHM's Erklärung stehen und für grosse Überschiebungen sprechen soll (23 b, S. 83). Im Gegenteil dürfte das Vorhandensein einer Anzahl benachbarter Faltungsgräben aus den obigen Gründen der Transversalfaltung ganz besonders günstig sein.

Aus natürlichen Gründen tritt die Querfaltung vielleicht am deutlichsten in den Antiklinalzonen hervor, wo die Gesteinsmassen sozusagen aus entgegengesetzten Richtungen zusammengeschoben oder zusammengepresst liegen. Faltungen zweiter und dritter Ordnung u. s. w. sind hier gewöhnlich, und rufen in Steilheit und Richtung stark wechselnde und verworrene Schichtstellungen hervor. In tiefer eingeschnittenen Antiklinalen zeigen diese Erscheinungen eine nach der Grundgebirgsunterlage — die sogar praktisch unberührt sein kann — hin deutlich abnehmende Intensität (s. S. 98). Es ist daher wohl nicht unwahrscheinlich, dass die grossen, transversalen Antiklinalen, die in der obigen Darstellung als Grenzen für die einzelnen Komplexe angegeben wurden, teilweise nur in den eigentlichen Hochgebirgs- und Silurformationen ausgebildet sind, weil die Querfaltung wegen unzureichender Intensität die präkambrische Unterlage nicht ergreifen konnte. Daher hat man sich in solchen Fällen vorzustellen, dass sich die Faltungsgräben langsam nach N und S in der Grundgebirgsfläche verflachen. Die Annahme ist auch nicht berechtigt, dass sich die in jedem einzelnen Åreschieferkomplex hervortretende grosse Querfaltung bis in die Grundgebirgsunterlage erstrecken muss, sodass also z. B. im Åreskutankomplex die Antiklinalen längs des Åretales, Kallsjon u. s. w. einer ähnlichen Tektonik in der Unterlage notwändig entsprächen.

Die im Verhältnis zur Longitudinalfaltung allgemein schwächere Intensität der Transversalfaltung stimmt gut mit der angenommenen, sekundären Natur der letzteren überein, und erhält — abgesehen von der schwächeren Ausbildung der Antiklinalen — auch daraus ihre Beleuchtung, dass transversal eingefaltete Grundgebirgsplatten nur selten anzutreffen sind, und dann nur unter besonders günstigen Bedingungen, wie an den Nord- und Südspitzen der grossen, longitudinalen Antiklinalen (s. auch 4, S. 282), oder wie im Ostteil des Anjan — mit der Häufigkeit südwärts gerichteter Inversionen — im Zusammenhang mit einer wahrscheinlich stark kleinhügeligen, subkambrischen Topographie.

Meines Erachtens sind also die Massenverschiebungen nicht nur nach Osten und, obgleich in geringerem Umfang, auch nach Westen gegangen, von den ungefähr in der Längsrichtung der Gebirgskette liegenden Faltungsgräben aus, sondern ebenso nach Norden und Süden als ein Ausdruck der Querfaltung. Einen grossen Betrag brauchen ja diese letzteren Bewegungen im allgemeinen nicht darzustellen. Dass sie gleichwohl in einzelnen Fällen sehr kräftig waren, und dann besonders auf Grund der Verhältnisse in den Basalzonen der Hochgebirgskomplexe deutlich zu erkennen sind, kann kaum bezweifelt werden. Die Scholle des Tännfors-

feldes liegt so nordwärts aufgeschoben gegen die früher genannten, nach Süden gerichteten Inversionen am Anjan, die ihrerseits eine kräftige Pressung vom Anjeskutankomplex südwärts anzeigen. Eine ähnliche Hervorpressung gegen die dazwischen liegende Antiklinalzone des Ottsjön zeigen auf der südlichen Seite das Sparagmitschieferfeld durch seine eigentümlichen, in die Augen fallenden, basalen Verschiebungszonen, auf der nördlichen Seite die in der Hauptsache ähnlich ausgebildeten, südlichen Randpartien der Åreskutanscholle u. s. w.

Der horizontale Betrag der Überschiebungen beruht natürlich unter den angeführten Verhältnissen u. a. auf der Grösse der Zusammenpressung, die die Grundgebirgssynklinalen erlitten, was sich jedoch zur Zeit einer zuverlässigen Beurteilung entzieht. Mit Rücksicht u. a. auf die oft intensiven und verworrenen Faltungen der Hochgebirgsschiefer, scheint diese Zusammenpressung der Grundgebirgsunterlage recht bedeutend und jedenfalls sicherlich hinreichend gewesen zu sein, um die Lage der kristallinen Åreschiefer auf dem in der Hauptsache noch klastischen Silur genügend erklären zu können.

Durch seine ganze Struktur, nebst geringer Kristallinität der Gesteine, scheint das Tännforsfeld eine schwächere Zusammenpressung darzustellen als die Åreschieferkomplexe, z. B. die des Åreskutan, und die verhältnismässig geringsten Verschiebungen zu besitzen, was ja auch wohl nicht nur mit den wahrscheinlichen Bildungsbedingungen gewisser Kølischiefer im Einklang steht (s. S. 174), sondern auch damit, dass die Kontinuität zwischen dem östlichen Silur, den Åreschiefern und Kølischiefen hier besonders gut erhalten ist, und zwar nicht zum mindesten am östlichen Rande, wo die Störungen teilweise relativ gering gewesen sind.

Die subparallelen, amphibolitischen Lagergänge treten nicht gleichförmig in allen Niveaus der Åreschieferkomplexe auf, sondern meistens als Schwärme im Anschluss an einzelne, mächtigere Amphibolitkörper gangartigen Charakters, die wir z. B. Hauptgänge nennen können. Nach der hier dargestellten Betrachtungsweise für die Bildungsbedingungen der Åreschiefer, wurden die Amphibolitinjektionen im allgemeinen längs der Bewegungszonen hervorgepresst, wo der Widerstand am schwächsten war. In ganz besonderem Grade scheinen die mächtigen Hauptgänge ausgeprägten, durch intensive Störungen und unregelmässige, vor allem steile Schichtstellungen gekennzeichneten Dislokationszonen zu folgen (s. S. 174). Es ist deutlich, dass diese grossen Intrusionen, gegenüber den unter den Åreschiefern herrschenden, flachen Schichtstellungen — im grossen gesehen — den Charakter überschneidender Gänge erhalten. Die in den Kontaktzonen hierbei so allgemeinen Störungen und Faltungen scheinen analog zu sein den Umbiegungen in der Schichtstellung und dem Streben, sich den Ganggrenzen parallel zu stellen, wie oben S. 144 vom Sparagmitschieferfelde beschrieben wurde. Nach der Basis der Åreschieferkomplexe zu werden diese Hauptgänge immer flacher und dünner, und erreichen schliesslich in den untersten Horizonten annähernd ganz kon-

kordante Stellung mit den Schiefeln, während gleichzeitig die primären Eruptivstrukturen durch die Zunahme der Metamorphose gern verschwinden.

Diese Verhältnisse können in Zukunft vielleicht in die sonst so schwer entzifferbare Tektonik der Åreschieferkomplexe Klarheit bringen. Man könnte sich vorstellen, dass die Hauptgänge die grossen, tektonischen Verschiebungsflächen darstellen, die die Bedingungen sein müssen für die mit aller Sicherheit vorkommenden Wiederholungen und die Schuppentektonik in den sedimentären Åreschiefeln (s. S. 171). Wie aus mehreren Profilen vom schottischen Überschiebungsgebiet hervorgeht (27), kann ein durch »thrust-planes« verschiedener Ordnung zerstückelter Sedimentkomplex im grossen einen auffallend gleichförmigen Schichtenbau bewahren, und nur das Vorhandensein sicherer Leithorizonte kann in solchen Fällen den wirklichen Umfang der Dislokationen entblössen. Es ist auch eine seit langem bekannte Tatsache, dass eine derartig gleichförmige, ziem-

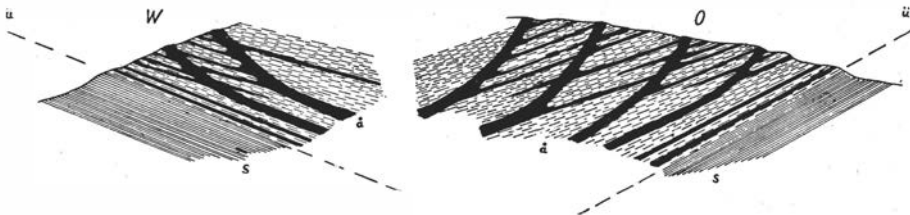


Fig. 50. Hypothetisches Profil der Art des Vorkommens der Amphibolitintrusionen auf der Ost- und Westseite des Åreskutan.
s Silur, å Åreschiefer mit Amphibolit (schwarz), ü Verschiebungsfläche.

lich flache Parallelstruktur im grossen gesehen die Åreschiefer auszeichnet, wenn man von mehr zerstreuten Störungszonen, vor allem bei den Hauptgängen, absieht.

Die Gleichheit zwischen der Tektonik im Åreskutan, wie sie nun diskutiert und in Fig. 50 ganz schematisch angegeben ist¹, und in den unteren Teilen des von Ottjällsdiabas durchsetzten Sparagmitschieferfeldes wird unter diesen Umständen greifbar. In beiden Fällen gehen die basischen Intrusionen nach der Basis des Komplexes zu in immer flachere und dünnere, metamorphe Lagergänge über, wo offenbar die stärksten Stressbewegungen mit den Merkmalen des Schleppens in einer dem Fallen genau entgegengesetzten Richtung vorgekommen sind. Im Åreskutan haben diese Verschiebungen sowohl nach Osten wie nach Westen hin stattgefunden. Der Unterschied scheint im wesentlichen darin zu liegen, dass mit den Eruptionen im mittleren und oberen Teil des Sparagmitschieferfeldes selten grösseres Gleiten erfolgte, am allerwenigsten von der

¹ Es ist zu bemerken, dass die auf dem Profil rein schematisch bezeichneten Hauptgänge, infolge des begrenzten Raumes, mit einer teilweise unverhältnismässig starken Neigung versehen worden sind. Die mit solchen Intrusionen verbundenen, starken Faltungen und Störungen konnten natürlich auch nicht angedeutet werden, weder auf diesem schematischen Profil, noch auf der Mehrzahl der vorhergehenden Einzelprofile.

Grösse, dass ein Schuppenbau entstehen konnte, was dagegen bei genügend intensiven, fortgesetzten Störungen wahrscheinlich auch hier das Ergebnis gewesen wäre.

Die Übereinstimmungen und Analogien mit der Art, wie der amphibolitisierte Ottsfjällsdiabas vorkommt, sind also in vieler Hinsicht offenbar. Wie es bei den Diabasen des Sparagmitschieferfeldes der Fall ist, sind auch die zentralen Eruptionsherde der Seveamphibolite unter den Åreschieferkomplexen verborgen zu denken, und entziehen sich daher einem unmittelbaren Nachweis. Dass basische Eruptivgesteine kaledonischen Alters wirklich durch den präkambrischen Gebirgsgrund dieser Gegenden hervor gedrängt sind, ist dennoch unbestreitbar. In den Grundgebirgsantiklinalen, die die Åreschieferkomplexe umgeben, stehen nämlich hier und da mächtige Gänge diabasartigen oder gabbroiden Charakters, oft mit gut erhaltenen Erstarrungsstrukturen, an. Als Beispiel sei hier nur der schon lange bekannte Gang im Mullfjället, nördlich Dufed, erwähnt (Fig. 49), sowie die Tatsache, dass ähnliche Intrusionen, die jedoch oft recht unregelmässige Gesteinskörper bilden, im Porphyrrücken südlich des Indalsälven bis zum Ottsjön, an mehreren Orten in den Graniten und Porphyren der Reichsgrenzantiklinale, besonders an der grossen Intrusivmasse der Sylarne, u. s. w. vorkommen. Diese Grünsteinintrusionen folgen im allgemeinen den wesentlich in kaledonischer Zeit entstandenen Verschieferungsflächen der Nebengesteine, von denen sie gepresste Partien und Fragmente enthalten, und zeigen gleichzeitig oft selbst weit unbedeutendere, obgleich an und für sich ziemlich kräftige Druckwirkungen. Andere Male sind sie dagegen ebenso stark deformiert, wie die umgebenden Porphyre u. s. w. Daher scheint wenigstens die Mehrzahl von ihnen mit grösster Wahrscheinlichkeit im grossen als während der fortdauernden Hebung und Verschieferung der Grundgebirgsantiklinalen entstanden betrachtet werden zu müssen (s. S. 66 ff.), dem Alter nach also als kaledonisch. Unter diesen Umständen lassen sie sich ungesucht als peripherisch gelegene Ausläufer oder örtliche Ausbruchskanäle der grossen, zentralen Eruptionsherde in den Faltungsgräben erklären.

Längs der Zentralzone des Trondhjemfeldes zieht sich der sog. »metamorfiske strøg« hin, der petrographisch durch eine weit vorgeschrittene, an die Åreschieferbildung erinnernde, metamorphische Umwandlung der Gesteine charakterisiert ist (36, 11, 3)¹, und tektonisch, wie TÖRNEBOHM und ganz neuerlich auch CARSTENS nachgewiesen haben, eine antiklinal gebaute Aufwölbung der unteren Horizonte des Feldes, oder eine typische alpine Fächerstruktur, darstellt (36, 3). Die mit dieser Aufwölbung in Verbindung stehenden, kräftigen Druckwirkungen und die hiermit zusammenhängenden, massenweisen, basischen und sauren Intrusionen sind die Ursache zu der starken Metamorphose, die in einem frühen Stadium TÖRNEBOHM sogar veranlasste, den »metamorfiske strøg« in die Åreschiefer einzureihen.¹ Die Übereinstimmung mit den grossen Zügen der zentral-

¹ A. E. TÖRNEBOHM: En geologisk profil öfver den skandinaviska fjällryggen mellan Östersund och Levanger. — Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C. N:o 6 (1872).

jämtländischen Tektonik, wie sie meiner Ansicht nach z. B. im Åreskutankomplex vertreten ist, verdient besondere Beachtung. In beiden Fällen liegt eine zentrale Dislokations- und Injektionszone vor, in Form einer fächerförmigen Auffaltung und Überfaltung der unteren Teile der eingefalteten Sedimentformation unter gleichzeitigem starkem Stress, Injektion von Eruptiven und starker, metamorphischer Umwandlung. Diese zentrale Aufwölbung nimmt im Trondhjemfeld gleichwohl nur einen kleineren Teil des geosynklinalen Raumes ein, während dagegen der Deformationsgraben des Åreskutankomplexes eine relativ stärkere Zusammenpressung mit folgender, durchgreifenderer Metamorphose, Auspressung und Auswälzung der eingefalteten Sedimentformationen darzustellen scheint. Etwa derselbe fächerförmige Charakter, aber bedeutend schwächer ausgebildet, ist auch bei dem Tännforsfelde zu beobachten.

Gegen die hier angeführte Betrachtungsweise von ziemlich lokalen, aber allgemein vorhandenen Überschiebungen und Überfaltungen, die von einer Anzahl kleinerer Synklinalgräben aus in verschiedenen Richtungen laufen, ist u. a. der Einwand erhoben, dass sie auf einige abgesonderten Åreschieferfelder, z. B. die Fudascholle und Offerdalsscholle, nicht angewandt werden könne, weil eine derartige Aufpressungszone oder Wurzel unter den Schollen von der Tektonik nicht angedeutet würde (23 b, S. 83). Abgesehen davon, dass eine einzige Theorie unmöglich Aussicht haben kann, ein so verwickeltes Problem wie die Gebirgsbildung, in allen seinen Teilen und Einzelheiten widerspruchslos zu lösen, scheint mir die Beweiskraft der ausgewählten Beispiele nicht überzeugend zu sein. Die Offerdalsscholle ruht im Norden bei Hotagen mit ihren basalen, meiner Ansicht nach, wahrscheinlich altsilurischen Sparagmitschiefern u. a. direkt auf dem Grundgebirge, auf das gleichwohl auch kaledonische Differentialbewegungen in gewöhnlicher Weise (s. S. 161 ff.) eingewirkt haben (23 b, 36, Karten). Die zentralen Teile des Komplexes haben die gewöhnlichen Amphibolitinjektionen erlitten, während der basale Sparagmitschieferhorizont hauptsächlich im Osten und Süden über bedeutend jüngere Silurabteilungen hinübergepresst ist. Ein entscheidendes Hindernis für ein etwaiges Faltungs- und Aufschiebungsgebiet scheint mir also, nach dem jetzigen Beobachtungsmaterial zu urteilen, kaum vorzuliegen. — Die sog. Fudascholle entspricht ihrer allgemeinen Struktur nach dem grossen, im Westen liegenden Sparagmitschiefergebiet, und muss offenbar tektonisch wie dieses aufgefasst werden, also nicht als eine eigentliche Aufpressungszone, sondern als ein verschieferter Sparagmitkomplex mit im grossen und ganzen ursprünglicher Lage, aber längs ihrer Ostfront über dort anstehende, normalere Silurablagerungen etwas hervorgepresst.

Gegen den grossen Betrag, den TÖRNEBOHM für die Überschiebungen herleitete, sprechen nicht nur die oft steil gestellten Überschiebungsflächen, ein wiederholter Schuppenbau und andere, vorher hier berührte Erschei-

nungen, sondern auch die bemerkenswerte Tatsache, dass, trotzdem eine Mehrzahl tiefer Täler die zentralen Teile der in ihrer Gesamtheit schon tief denudierten Åreschieferkomplexe durchschneiden, der Boden oder die Unterlage der letzteren nirgendwo zutage treten. Diese starke, synklinale Niederpressung oder, wenn man so will, das Fehlen einer nachweisbaren Unterlage ist bei kombinierten Faltungs- und Injektionsgräben dagegen leicht erklärlich. Ausserdem wäre hier hinzuzufügen, dass die amphibolitdurchwebten und hochmetamorphen Hochgebirgsschiefer im grossen eine deutliche, westliche Orientierung gegen die zentrale Faltungszone der Gebirgskette hinein zeigen — dorthin natürlich, wo die stärksten tektonischen Störungen in der Grundgebirgsunterlage unter Bildung lokaler Injektionsgräben u. s. w. zu erwarten sind — eine Tatsache, die dagegen durch grosse Überschiebungen schwerer zu erklären wäre.

Es wurde ausserdem angeführt, dass die Richtung der tektonischen Bewegungen, wie sie durch die Stenglichkeit der Gesteine, durch Gleitschrammen und ähnliche Eigentümlichkeiten in der Struktur angedeutet wird, einheitlicher und mehr gleichgerichtet gewesen sein muss, als man beim Vorhandensein einer Mehrzahl von kleineren Deformationsgräben voraussetzen könne (23 b, S. 83). Gleichwohl könnte man hier antworten, dass die dynamischen Bildungsbedingungen für solche Strukturen, und besonders ihre Beziehung zu den Bewegungen innerhalb der Gesteinsmassen, kaum als hinreichend festgelegt gelten können, um in einem Fall wie diesem volle Beweiskraft zu haben. Aber abgesehen davon sind, soweit mir bekannt, gerade in den kritischsten Teilen der Åreschieferkomplexe, nämlich in einigen nördlichen und südlichen Randgebieten, wenig oder keine zugänglichen Beobachtungen über derartige Erscheinungen vorhanden. Daneben müssen die Bewegungen auf den östlichen und westlichen Seiten der Faltungsgräben in der Hauptsache einander diametral entgegengesetzt gewesen sein, und daher eine ungefähr gleichgerichtete Stenglichkeit veranlasst haben, die im allgemeinen WNW—OSO streicht, ohne dass sich jedoch die wirkliche Bewegungsrichtung daraus ablesen lässt. — Aber es ist vielleicht am wahrscheinlichsten, dass das Bewegungsproblem bedeutend verwickelter ist, und dass die regionale, von der grossen Trondhjemsmulde im Westen ausgehende, östliche Bewegungsrichtung hier in gewissen Zeitabschnitten und gewissen Gegenden sich geltend gemacht hat, vielleicht sogar die von den kleineren Faltungsgräben ausgehenden Verschiebungen teilweise ganz beherrscht.

Zum Schluss bleibt noch übrig, in aller Kürze daran zu erinnern, dass HOLMQUIST schon in einem frühen Zeitabschnitt der Diskussion des Hochgebirgsproblem (1901—1903) einen mit den oben vertretenen, dynamischen Auffassungen im wesentlichen übereinstimmenden Versuch zur Erklärung des kaledonischen Faltungsverlaufs vorgelegt hat, der teils mehr spekulativer Natur war — u. a. berührte er gerade das von mir hier behandelte Untersuchungsgebiet (17) — teils, wie beim Torneträskgebiet (18), auf

ein teilweise reichhaltiges Beobachtungsmaterial gegründet war. Dank der Hervordenudierung der präkambrischen Unterlage der Hochgebirgsbildungen treten bestimmte, grundsätzliche, dynamische Gleichheiten zwischen dem Torneträskgebiet und Zentraljämtland deutlich nachweisbar hervor.

VIII. Über Faltungsphasen und Faltensysteme.

Wie schon aus der Beschreibung des grossen Sparagmitschieferfeldes im Süden hervorging, bietet sich hier eine der günstigeren Gelegenheiten, gestützt auf den petrogenetischen Entwicklungsgang, den Verlauf des Faltungsprozesses näher zu verfolgen. Im allgemeinen lassen sich dort folgende drei Hauptphasen ausscheiden:

1) Allgemeine Verschieferung und Regionalmetamorphose der auf dem Grundgebirge liegenden, sparagmitischen Silurformation.

2) Injektion von Diabasgesteinen, u. a. unter gleichzeitigen, fortlaufenden Stresswirkungen, wobei der Diabas in gewissen Zonen (vorzugsweise den Boden- und westlichen Randzonen) in schiefrige Amphibolite umkristallisiert, und die umgebenden Sedimentgesteine erneuert von Druck- und — obgleich untergeordnet — Kontakterscheinungen beeinflusst werden. Dies ist der eigentliche Injektionsabschnitt, dessen Ergebnis u. a. mehr oder weniger kristalline, gebänderte Gesteine vom Seveschiefer typ sind. Im Verhältnis zur unterliegenden Grundgebirgsfläche werden teils die Randzonen der Komplexe nach aussen gepresst, teils tritt eine allgemeine Massenverschiebung nach O oder OSO ein. Sämtliche Bewegungen haben jedoch hier geringeren Umfang.

3) Eine vom vorhergehenden Abschnitt, der Zeit nach wahrscheinlich scharf getrennte, spätkaledonische Zusammenpressung unter Ausbildung kräftiger Kataklaszon, vorzüglich u. a. in den Bodenhorizonten von Seveschiefern, wo die Bandstruktur weiter ausgeformt wird. Die Bewegungen in diesem Zeitabschnitt dürften betreffs der Richtung u. s. w. mit den unter Punkt 2) genannten in der Hauptsache übereinstimmen.

Der allgemeine Charakter dieses Entwicklungsverlaufes ist durch zahlreiche Beobachtungen in verschiedenen Teilen der eigentlichen Åreschieferregionen bestätigt, und ist vorher in der beschreibenden Darstellung bei verschiedenen Gelegenheiten beleuchtet worden. Es bleiben nur noch einige Nachträge übrig.

Die Konkordanz zwischen dem östlichen Silur und den Hochgebirgschiefern, die aus mehreren oben angeführten Gründen an vielen Stellen als vorliegend zu betrachten ist, darf natürlich nicht als absolut aufgefasst werden. Im Gegenteil haben die Massenverschiebungen vom Beginn des Faltungsprozesses an danach gestrebt, sie mehr oder weniger zu verwischen, und jene deutliche Diskordanz hervorzurufen, die jetzt in weitgestreckten

Gebieten so gewöhnlich ist, z. B. in Form von Überschiebungen. Die mitgeteilten Profile mit z. B. übergekippten, antiklinalen Auffaltungen an der Basis der Hochgebirgsschiefer müssen unter Beachtung dieser Verhältnisse betrachtet werden. Es geht u. a. aus den oben berührten Verhältnissen deutlich hervor, dass die im Zusammenhang mit diesen Auffaltungen, Inversionen u. s. w. stattgefundenen Amphibolitintrusionen Bewegungsflächen und Massenverschiebungen gerade voraussetzen.

So weit bis jetzt bekannt, sind den spätkaledonischen Bewegungen keine Intrusionen gefolgt. Schon deshalb scheinen sie durch einen deutlichen



Photo. G. Frödin 1916.

Fig. 51. Typischer Überschiebungsteilhang; Nordhallen. — Im Steilhang kataklastische, wirr gefaltete Schiefer, im Vordergrund kaledonischer Amphibolit (s. auch Fig. 4).

Hiatus vom eigentlichen Hauptabschnitt des Faltungsprozesses (die Intrusionsphase) und der gleichzeitigen Åreschieferbildung getrennt zu sein. Das Gleiche geht im übrigen auch aus dem abweichenden, oberflächlichen Verlauf der spätkaledonischen Gesteinsmetamorphose hervor. In der Hauptsache sind diese letzten Verschiebungen in den Grenzzonen zwischen Komplexen oder Gesteinshorizonten mit abweichender Zusammensetzung, Festigkeit und mechanischer Beschaffenheit, vor allem zwischen dem östlichen Silur und den Åreschiefern, zwischen diesen und den Kølischiefen u. s. w. eingetreten, aber auch auf anderen Niveaus.¹ Die gleichzeitige

¹ In den beigegeführten Profilen habe ich mich begnügt, diese grösseren, kataklastischen Dislokationszonen als die eigentlichen Verschiebungszonen und Überschiebungsflächen anzugeben.

kataklastische Umwandlung war im allgemeinen nicht durchgreifend genug, um die stratigraphische und petrographische Kontinuität zwischen dem östlichen Silur und z. B. den kristallinen Åreschiefern ganz zu verwischen. Dass diese spätkaledonischen Horizonte, die in der Topographie gern von hervorragenden Bergabhängen mit intensiven und verworrenen Faltungen und Zusammenschiebungen verfolgt werden (Fig. 51), in der Tat manches Mal die grössten horizontalen Massenverschiebungen und Überschiebungen bezeichnen, ist besonders wahrscheinlich.

Die Mullfjällantiklinale ist äusserst beleuchtend für die Frage über

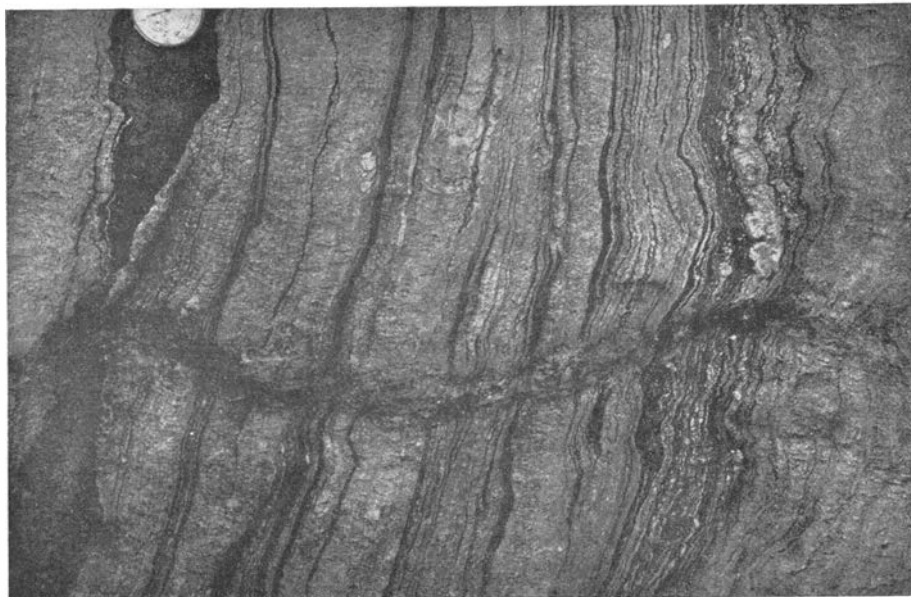


Photo. G. Frödin 1916.

Fig. 52. Granitmylonit, von Chlorit-Epidotschiefer gebändert; Südseite des Anjan, 3 km w. Anjehem. — Das Gestein zeigt doppelte Verschieferung; am jüngsten ist die transversale, ungefähr rechtwinklig zur Bänderung gehend.

das Verhältnis zwischen den verschiedenen Faltungsrichtungen und Falten-systemen.

1) Am ältesten ist eine longitudinale Zusammenpressung, die hauptsächlich der isoklin gebauten Grundgebirgsantiklinale die dort herrschenden, ungefähr nord-südlichen Streichrichtungen, und im allgemeinen auch ihre jetzige Form, erteilte. Dass diese älteste Longitudinalfaltung silurisch (s. S. 66 ff.) und nicht älter ist, geht auch aus den dieser Zeit angehörenden, eingeklemmten Silurstreifen im Porphyrvulkan hervor, z. B. im Tal bei Kjoland (s. auch Punkt 2). Hand in Hand damit gingen wahrscheinlich die Anlegung und Entwicklung der entsprechenden, östlichen Deformationsgräben, wobei das Silur eine Regionalmetamorphose durchmachte. Die während dieser Faltungsepoche anfangenden Amphibolitintrusionen setzen auf Grund ihrer

intimen Aufspaltungserscheinungen eine schon ausgeprägte Verschieferungsstruktur bei den injizierten Gesteinen voraus. Wie im Sparagmitschieferfeld dürften also die Injektionen nicht bei unmittelbarem Beginn der Zusammenpressung aufgetreten sein.

2) Jünger als dieses erste, longitudinale System ist eine transversale Faltung, die im südlichen Teil der Antiklinale bis zum Åretal im Norden, wie auch im nördlichen Teil bis zum Kjøltal im Süden, Verschieferungserscheinungen durchaus vorherrschender ost—westlicher Streichrichtung entwickelt hat, die die älteren, longitudinalen quer abschneiden. Diese Querfaltung, die auch die nach Süden gerichteten Inversionen und Verschiebungen des Anjeskutankomplexes verursacht hat, war sogar kräftig genug, um durch Zusammendrückung der Nordspitze der Antiklinale dieser im ganzen eine ost—westliche Richtung zu geben. Das jüngere Alter dieses Faltungssystems geht weiterhin daraus hervor, dass das longitudinale System, das in der Sohle und den Seiten des Kjøltales u. a. von einer Reihe Kleinfalten vertreten ist — die aus Silur und eingeschobenen Grundgebirgsschollen zusammengesetzt sind und Schuppenstruktur darstellen — hier deutlich untertaucht und von analog gebauten, von Norden vorgeschobenen und dem Transversalsystem angehörigen Schollenkomplexen überlagert wird. Es zeigt sich auch, dass die hierzu gehörenden Verschieferungsflächen die älteren longitudinalen, nebst den Bandstrukturen des früheren Systems, quer, bisweilen rechtwinklig, überschneiden (Fig. 52). Wie die Amphibolite in den Querfalten am Anjan zeigen, haben sich die Intrusionen auch in diesem Zeitabschnitt immerfort fortgesetzt.

3) Noch jünger ist die longitudinale Zusammenpressung, die während unaufhörlich fortgehender Amphibolitintrusionen u. a. die östliche Randzone des Tännforsfeldes, mit ihrem antiklinal aufgefalteten Åreschieferhorizont, gegen die Antiklinale hin aufgeschoben hat. Der Vorgang ist teils südlich des Åretales, wo die basale Porphyrscholle nebst den begleitenden Intrusionen u. a. das transversale, ost—westliche Streichen der autochthonen Porphyrunterlage quer abschneidet (Fig. 13), teils nördlich vom Kjøltal auf Grund etwa gleichartiger, tektonischer Verhältnisse (Fig. 9) ganz deutlich. In diese spätere, longitudinale Epoche ist mit aller Wahrscheinlichkeit auch eine entsprechende Zusammenschiebung auf die Ostseite der Antiklinale zu rechnen, die u. a. in der tektonischen Diskordanz zwischen dem verschiefernten Porphyr des Mullfjället und dem davon abweichenden Fallen in der Bodenzone des überlagernden Komplexes hervortritt (Fig. 36).

4) Deutlich am jüngsten sind auch in diesem Gebiet die unter kataklastischer Deformation eingetretenen Bewegungen, die offenbar die letzte tangentielle Zusammenpressung darstellen. Die zu dieser spätkaledonischen Phase gehörigen, transversalen und longitudinalen Verschiebungen scheinen in der Hauptsache gleichzeitig zu sein.

Dass diese Einteilung in longitudinale und transversale Faltungsphasen, im Gegensatz zum rein petrogenetischen Entwicklungsverlauf, wahrscheinlich nicht auf andere oder grössere Gebiete verallgemeinert werden darf,

ist oben dargelegt (s. S. 182). Mit Ausnahme der spätkaledonischen Bewegungen, die in allem eine Sonderstellung einnehmen, scheinen diese Falten-systeme betreffs der Zeit nicht scharf geschieden zu sein, sondern teilweise in einander überzugreifen, und sogar in grossen Teilen der Hochgebirgsschieferregionen mehr oder weniger zusammenzufallen. Ausserdem ist zu bemerken, dass die transversale Faltung, wie sie hier aufgefasst ist, nicht mit den Umbiegungen in der Streichrichtung vergleichbar ist, die in der Gebirgskette regelmässig sowohl rings um die älteren, als auch die jüngeren Massiven herum, infolge deren grösserer Widerstandskraft gegen die Zusammenpressung, auftreten. Dass sie anstatt dessen eine Erscheinung tiefergehenderer und allgemeinerer Natur ist, zeigt sich u. a. dadurch, dass die Quersfaltung in Zentraljämtland beispielsweise nicht auf die Endpartien der Mullfjällantiklinale und die Nordspitze der Reichsgrenzantiklinale beschränkt ist, sondern in Form von Antiklinalen ihre Fortsetzung findet an den Nord- und Südrändern des Tännforsfeldes und von dort nach Osten, wenigstens den Südrand des Åreskutankomplexes entlang.

Dass die Gebirgsfaltung, mit gleichzeitiger metamorphischer Umwandlung der zugehörigen Gesteinskomplexe, nebst Niederbrechung schon gehobener Teile, ein unter langen Zeiträumen vor sich gehender Vorgang war, wird u. a. von dem oben beschriebenen Konglomerat von Sandnäs bestätigt. Aus diesem geht ja hervor, dass einige Kölischiefer und kaledonische, basische Intrusivgesteine schon ihr jetziges, metamorphes Gewand erhalten hatten, und sogar teilweise denudiert waren, ehe noch die jüngsten Sedimente der Åreschiefer zum Absatz gelangt waren, viel weniger denn umkristallisiert waren.

Meine hier vorgelegte Darstellung will nur zeigen, dass die Tektonik in dem hauptsächlich durch TÖRNEBOHM's und HÖGBOM's Arbeiten klassisch gewordenen Überschiebungsgebiet Zentralschwedens mit den in späterer Zeit gewonnenen Ergebnissen für die geologische Struktur des in dieser Hinsicht lehrreichsten, südnorwegischen Teiles der skandinavischen Gebirgskette auf natürliche Weise in Einklang gebracht werden kann. Das bis jetzt als einheitlich angesehene, zentralschwedische Überschiebungsgebiet zeigt statt dessen einen komplexen Bau, der aus einer Anzahl kleinerer kaledonischer Faltungs- und Intrusionsgräben zusammengesetzt ist, und dementsprechend relativ begrenzte Überschiebungsbeträge aufweist. Der früher angenommene, extrem alpine Faltungstyp, von gigantischen Überfaltungs- und Überschiebungsdecken gekennzeichnet, aber ohne nennenswerte gleichzeitige Intrusionen, wird durch diese Betrachtungsweise bedeutend modifiziert.

Es erscheint mir aber nicht unbestreitbar, dass ein solcher Vergleich zwischen einer tertiären Gebirgskette und einer weit älteren von kaledonischem Alter ohne weiteres angestellt werden kann. Die kaledonische Gebirgskette ist im allgemeinen aus natürlichen Gründen weit tiefer abgetragen, so dass manchmal nur die Wurzeln übrig geblieben sind. In

solchen tiefen Niveaus müssen die horizontalen Massenverschiebungen und Überschiebungen, die hauptsächlich auf oberflächlichere Zonen beschränkt sind, aller Wahrscheinlichkeit nach bedeutend kleiner sein, während Intrusionsmassen und hochkristalline Sedimente eine grössere Rolle spielen. Ein oberflächlicherer Einschnitt würde meiner Meinung nach einen mehr alpinen Typus wahrscheinlich aufzuweisen haben.

Literaturverzeichnis.

1. BACKLUND, H. Om kemiska förändringar vid metamorfos. — Geol. Fören. Förh. Bd. 41 (1919).
2. BJÖRLYKKE, K. O. Det centrale Norges fjeldbygning. — Norges Geol. Undersögelse. N:o 39 (1905).
3. CARSTENS, C. W. Oversigt over Trondhjemsfeltets bergbygning. — Norske Videnskabers Selskabs skrifter. Trondhjem 1919. Nr 1 (1920).
4. FRÖDIN, G. Einige Beobachtungen über den Oldengranit und die subkambrische Denudationsfläche innerhalb der kaledonischen Faltenzone in Jämtland. — Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. XIII: 2 (1916).
5. — Om de s. k. prekambrika kvartsit-sparagmitformationerna i Sveriges sydliga fjälltrakter. — Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C, N:o 299 (1920).
- 6 a. — Diskussionsinlägg. — Geol. Fören. Förh. Bd 42, sid. 98 (1920).
- 6 b. — Om fjällproblemet nuvarande läge i Sverige. — Geol. Fören. Förh. Bd. 43 (1921).
- 7 a. GAVELIN, A. Till frågan om de kristallina seveskiffrarnas ursprung och metamorfos. — Geol. Fören. Förh. Bd. 41 (1919).
- 7 b. — Ännu några ord om de kristallina seveskiffrarna. — Geol. Fören. Förh. Bd. 41 (1919).
8. GOLDSCHMIDT, V. M. Ein kambrisches Konglomerat von Finse und dessen Metamorphose. — Videnskapsselskapets Skrifter. Kristiania 1912.
9. — Die kaledonische Deformation der süd-norwegischen Urgebirgstafel. — Videnskapsselskapets Skrifter. Kristiania 1912.
10. — Das Devongebiet am Rörägen bei Rörås. — Videnskapsselskapets Skrifter. Kristiania 1913.
11. — Die Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer des Trondhjem-Gebiets. — Videnskapsselskapets Skrifter. Kristiania 1915.
12. — Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. — Videnskapsselskapets Skrifter. Kristiania 1916.
13. — Die Injektionsmetamorphose im Stavanger-Gebiete. — Videnskapsselskapets Skrifter. Kristiania 1921.
14. HOLMSEN, G. Tekst til Geologisk oversigtskart over Österdalen-Fæmunds-ströket. — Norges Geol. Undersögelse. N:o 74 (1915).
15. — Fortsættelsen av Trondhjemsfeltets kisdrag mot nord. — Norsk Geol. Tidskrift. Bd 5 (1918).
16. HOLMQUIST, P. J. Om diabasen på Ottfjället i Jemtland. — Geol. Fören. Förh. Bd. 16 (1894).
17. — Bidrag till diskussionen om den skandinaviska fjällkedjans tektonik. — Geol. Fören. Förh. Bd. 23 (1901).

- 18 a. HOLMQUIST, P. J. En geologisk profil öfver den skandinaviska fjällkedjan vid Torneträsk. — Geol. Fören. Förh. Bd. 25 (1903).
- 18 b. — Die Hochgebirgsbildungen am Torneträsk in Lappland. — Geol. Fören. Förh. Bd. 32 (1910). (Auch in Guides des excursions en Suède, N:o 6.)
19. — Några ord om de sedimentära seveskiffrarnas sammansättning och geologiska ställning. — Geol. Fören. Förh. Bd. 41 (1919).
20. HOLST, N. O. A few words concerning Swedish highland geology. — Stockholm 1910.
21. HOLTEDAHL, O. Bidrag til Finmarkens geologi. — Norges Geol. Undersögelse. N:o 84 (1918).
22. — Om Trysilsandstenen og sparagmitafdelningen. — Norsk Geol. Tidsskrift. Bd. 6 (1920).
- 23 a. HÖGBOM, A. G. Geologisk beskrifning öfver Jämtlands län. — Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C, N:o 140 (1894).
- 23 b. — Geologisk beskrifning öfver Jämtlands län. — Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C, N:o 140. 2:dra uppl. (1920).
24. — Studies in the post-Silurian thrust region of Jämtland. — Geol. Fören. Förh. Bd. 31 (1909). (Auch in Guides des excursions en Suède, Nr. 2.)
25. — Fennoskandia. — Handbuch der regionalen Geologie. Heidelberg 1913.
26. KLÆR, J. The lower Cambrian Holmia fauna at Tømten in Norway. — Videnskapsselskapets Skrifter. Kristiania 1916.
27. PEACH, B. N. etc. The geological structure of the north-west Highlands of Scotland. — Glasgow 1907.
28. QUENSEL, P. Nya data till kännedomen om seve- och kölibergarternas kemiska karaktärer. — Geol. Fören. Förh. Bd. 41 (1919).
29. REUSCH, H. Geologisk kart over fjeldstrøkene mellem Jostedalsbræn og Ringerike. — Norges Geol. Undersøgelse. N:o 74 (1908).
30. — Nogen bidrag til Hitterens og Smøstens geologi. — Norges Geol. Undersøgelse. N:o 69 (1914).
31. TORELL, O. Om aflagringsarna på ömse sidor om riksgränsen uti Skandinaviens sydligare fjelltrakter. — Geol. Fören. Förh. Bd. 10 (1888).
32. TÖRNEBOHM, A. E. Über die Geognosie der schwedischen Hochgebirge. — Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C, N:o 9 (1873).
33. — Om Sveriges viktigare diabas- och gabbro-arter. — Svenska Vetenskaps-Akad. Handl. Bd. 14, N:o 13 (1877).
34. — Om de geologiska svårigheterna vid riksgränsen. — Geol. Fören. Förh. Bd. 7 (1885).
35. — Om fjellproblemet. — Geol. Fören. Förh. Bd. 10 (1888).
36. — Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad. — Svenska Vetenskaps-Akad. Handl. Bd. 28 (1896).
37. VOGT, J. H. L. Om malmförekomster i Jemtland och Herjedalen. — Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C, N:o 89 (1887).

Verzeichnis der Tafeln und Figuren.

- Pl. VI. Geologische Karte des Überschiebungsgebietes im zentralen Jämtland.*
 Massstab 1 : 200000.
- Fig. 1. Bandförmig mylonitisierter Porphy; Mullfjället, Dufed.
- » 2. Die fossile subkambrische Verwitterungszone im Porphy der Mullfjällantiklinale, V. Kjolsjön.
- » 3. Geologische Karte des Gebietes zwischen dem Forsaberget und Nordhallen.
- » 4. Profil durch die östliche Randzone des Tännforsfeldes bei Nordhallen.
- » 5. Eruptivbreccie (Seveamphibolit mit Porphybruchstücken); Nordhallen.
- » 6. Kontaktmetamorpher Porphy in der Eruptivbreccie; Nordhallen.
- » 7. Generelles Profil durch die östliche Randzone des Tännforsfeldes auf dem Abschnitt Nordhallen—Häggsjön.
- » 8. Profil durch die östliche Randzone des Tännforsfeldes am Nordende des Häggsjön.
- » 9. Profil durch die östliche Randzone des Tännforsfeldes zwischen dem St. Rensjön und Bergtjärn.
- » 10. Gepresstes Bodenkonglomerat in der östlichen Antiklinale sö. St. Rensjön.
- » 11. Aufspaltungskontakt zwischen Seveamphibolit und dem Bodensparagmit der Kölischiefer; Ostseite des St. Rensjön.
- » 12. Der Forsaberget, vom Bahnhof Dufed gesehen.
- » 13. Profil vom Forsaberget zum Renfjället.
- » 14. Konglomeratartige Bodenschichten der Kölischiefer; Forsaberget.
- » 15. Typisches Geröll in dem Pseudokonglomerat; Forsaberget.
- » 16. Profil durch die östliche Randzone des Tännforsfeldes beim Storlitjärn; s. Dufed.
- » 17. Generelles Profil durch die südliche Randzone des Tännforsfeldes.
- » 18. Dunkler, phyllitischer Sparagmit (Silur); Enkroken.
- » 19. Aus dunklem, phyllitischem Sparagmit (Fig. 18) hervorgegangener, typischer Sevegneis; Nordfuss der Snasahögarna.
- » 20. Relikte Schichtstruktur in hochkristallinem Åregneis; Bunnerån.
- » 21. Silurischer Quarzitschiefer in Wechsellagerung mit dunklem Sparagmitphyllit; Brudslöjan, Storlien.
- » 22. Profil vom Storlien westwärts bis zur Reichsgrenze.
- » 23. Silurischer Sparagmitschiefer (»Hartschiefer») zwischen der Granitplatte und der Åreschieferzone; Storlien.
- » 24. Die relikteschichtete Bodenzone der Kölischiefer; Sprengung am Bahnhof Storlien.
- » 25. Plagioklassparagmitschiefer (Åreschiefer); Säge von Skalstugan.
- » 26. Grüner Calzit-Plagioklassparagmit; Basis des Trondhjemsfeldes nördl. Björsjön, Skalstugan.
- » 27. Schematisches Profil durch die nördliche Randzone des Tännforsfeldes; Gråviken, Anjan.

Fig. 28. Das Pseudokonglomerat von Gråviken, Anjan.

- » 29. Schematisches Profil zur Erläuterung der tektonischen und stratigraphischen Äquivalenz zwischen den Kölischiefen des Tännforsfeldes und den umgebenden Åreschieferkomplexen.
- » 30. Schematisches Profil durch den Südrand des Anjeskutankomplexes.
- » 31. Amphibolitisierte Porphyritgänge, sauren granatführenden Sevegneis schräg überschneidend und aufspaltend; Nordseite des Anjan, 4 km sö. Sandnäs.
- » 32. Profil vom Anjan bis an die norwegische Grenze.
- » 33. Das Konglomerat von Sandnäs.
- » 34. Die Grundmasse des Sandnäs-konglomerats.
- » 35. Trondhemitgeröll im Sandnäs-konglomerat.
- » 36. Profil vom Mullfjället bis zum Åreskutan.
- » 37. Grüngrauer, silurischer Plagioklassparagmit; sö. Sikås, Kallsjön.
- » 38. Plagioklassparagmit im unteren Teil der grünsteingebänderten Åreschiefer; sö. Sikås, Kallsjön.
- » 39. Profil durch die Randzone des Åreschiefergebietes s. Hålland.
- » 40. Profil durch den Ostteil des Ottfjället (oberer Teil nach HOLMQUIST, 16).
- » 41. Schematische Profile zur Erläuterung verschiedener Stadien der Intrusionsmechanik und Verschieferung des Ottfjällsdiabases.
- » 42. Profil der Kontaktzone im Nordwestfuss des Ottfjället.
- » 43. Der Funäsdalsberget mit an der Basis nachschleppenden Diabasgängen, von Süden gesehen.
- » 44. Kristallisationsschiefriger, dunkler Sparagmit von der amphibolitgebänderten Åreschieferzone in der Basis des Ottfjället; Tal des Vålån.
- » 45. Aus dem Ottfjällsdiabas hervorgegangener Seveamphibolit; Ottfjället.
- » 46. Granatführender Amphibolit, fast reinen Quarzit schlierig und bandförmig durchwebend; Anjan, 1 km. ö. Sandnäs.
- » 47. Dasselbe Gestein wie in Fig. 46, jedoch kataklastisch gepresst und gefaltet.
- » 48. Schematische Darstellung eines unsymmetrischen Deformationsgrabens mit eingefalteter Sedimentformation (nach HOLMQUIST).
- » 49. Schematisches Querprofil durch das zentraljämtländische Überschiebungsgebiet.
- » 50. Hypothetisches Profil der Art des Vorkommens der Amphibolitintrusionen auf der Ost- und Westseite des Åreskutan.
- » 51. Typischer Überschiebungsteilhang; Nordhallen (s. auch Fig. 4.).
- » 52. Granitmylonit, von Chlorit-Epidotschiefer gebändert; Südseite des Anjan, 3 km w. Anjehem.

Gedruckt ³¹/₁₂ 1921.



