

HANS K. HELFRICH

EIN BEITRAG  
ZUR GEOLOGIE  
DES ÅREGEBIETES

AUS DEM ZENTRALEN TEIL  
DER SCHWEDISCHEN KALEDONIDEN

MIT 2 TAFELN



STOCKHOLM 1967

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

---

SER C NR 612

ÅRSBOK 60 NR 7

---

HANS K. HELFRICH

EIN BEITRAG  
ZUR GEOLOGIE  
DES ÅREGEBIETES

AUS DEM ZENTRALEN TEIL  
DER SCHWEDISCHEN KALEDONIDEN

MIT 2 TAFELN

STOCKHOLM 1967

Redaktör: Per H. Lundegårdh  
C. DAVIDSONS BOKTRYCKERI AB, VÄXJÖ

## INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Abstract .....	4
Einleitung .....	5
Die Gesteine und die Tektonik der grossen Sevedecke .....	6
Der Unterbau .....	7
Die Mullfjällantiklinale .....	7
Das Kambrosilur .....	8
Die Gliederung der Sevedecke .....	9
Die Mylonitscholle .....	9
Die Bergeschuppenzone .....	9
Die Gesteine .....	10
Die Tektonik .....	10
Gegenüberstellung mit der sog. Särvscholle .....	11
Die Fröå — Bjelkesscholle .....	12
Die Gesteine .....	12
Die Tektonik .....	21
Die Årescholle .....	23
Die Gesteine .....	23
Die Tektonik .....	24
Zur Altersfrage der Gesteine der grossen Sevedecke .....	25
Zur tektonischen Gliederung zwischen Åre und Kallsjön .....	26
Zu den Erzvorkommen des Åregebietes .....	28
Zusammenfassung .....	31
Literaturverzeichnis .....	34

## ABSTRACT

The Åreskutan area between Indalsälven, Ullån, Kallsjön and Järpen has been mapped in detail. The observations made during this investigation gave the following succession in the so called big Seve nappe.

Åre schist and gneiss (Al-dominant sediments)	Seve nappe
Overthrust of the 2nd order (pegmatite — augengneiss — amphibolite)	
Fröå quartzite-gneiss, marble and serpentine peridotite (Ca-dominant sediments)	
Overthrust of the 3rd order	Upper Fröå—Bjelke nappe Lower
Fröå quartzite-gneiss, marble and serpentine peridotite (Ca-dominant sediments)	
Amphibolite schist	Amphibolite schist nappe
Overthrust of the 2nd order	
Phyllite, phyllonite, quartzite and sparagmitic rocks and hornblende porphyry (Ottfjäll diabase?)	Imbrication zone
Overthrust of the 2nd order	
Cataclastic and mylonitic rocks of varied composition	Mylonite nappe
Overthrust of the 1st order	
Phyllite, limestones, quartzite	Cambro-silurian of the Olden and Föllinge nappes
Mullfjäll porphyry	Precambrian window

The author shows that the big Seve nappe in this area may be divided into a series of smaller nappes. Within the bigger unit the smaller nappes show imbricate structure and overlap towards E to SE. They are interpreted as faulted isoclinal folds.

The concept of Åre schist and gneisses is used exclusively to denote the Al-dominant sediments, gneisses and porphyries, constituting the uppermost nappe.

The marbles, peridotites as well as the Ca-silicate gneisses of the Fröå—Bjelke nappe are regarded as highly metamorphic Cambro-silurian rocks. The sequence calcite bearing sandstone — marble — peridotite is characteristic of the Pieske series (Lower Ordovician). Du Rietz (1960) reached similar conclusions.

The interpretation of the big Seve nappe given above is compared with the succession suggested by Asklund (1961).

Helfrich	Asklund
Äre nappe	Seve nappe proper (Asklund 1938)
Fröå—Bjelke nappe	
Amphibolite schist nappe	
Imbrication zone	Särv nappe (Strömberg 1955)
Mylonite nappe	Granite mylonite nappe (Asklund 1938)

The author has based his conclusions on the results reached by detailed mapping in the Äre area.

Larger regional studies were not included in the program.

## EINLEITUNG

Von einem geschichtlichen Überblick wird Abstand genommen, da B. Asklund (1946, 1959) eingehend die Entwicklung der schwedischen Gebirgsforschung darstellte. Hier werden die wichtigsten Punkte wiedergegeben, die direkt diese Arbeit berühren.

Der Raum um den Äreskutan (1429 Meter über dem Meeresspiegel, in den zentralen Jämtlandsfjällen gelegen, siehe Fig. 1) stellt ein klassisches Gebiet kaledonischer Gebirgsforschung dar. Mächtige hochkristalline Gesteinsserien liegen hier auf fossilführendem anchi-phyllit metamorphem Kambrosilur, welches sowohl im Westen als auch im Osten unter das Massiv des Äreskutan eintaucht.

Törnebohm (1896) sah darin einen Beweis für seine Vorstellungen über einen Deckenbau in den Kaledoniden und betrachtete das Hochkristallin als eine aus der Wurzelzone der kaledonischen Geosynklinale durch Ferntransport herangeführte Gesteinsserie präkambrischen Alters. Högböhm (1920), ein Anhänger dieser grossartigen Überschiebungstheorie, erkannte schon die intensive Schuppentektonik im Ostteil des Äregebietes, die in dieser Arbeit vom Verfasser weiter differenziert und definiert wird.

Auf diese Vorstellungen über grossräumige Überschiebungen folgt mit Frödin (1922) eine Abkehr von dieser Theorie und die sichtbaren tektonischen Bewegungen werden auf lokale Überschiebungen (örtlicher Massentransport), starke Faltung, Überkipfung und mechanische Deformation im Zuge einer lokalen Schuppenbildung gedeutet. Seine minutiöse Darstellung führt zu folgender Deutung der Äreschiefer: Silurablagerungen derselben Gegend in metamorpher Fazies, wobei die Metamorphose als eine Folge kaledonischer basischer Intrusionen und Bewegung aufzufassen ist.

Später hat Asklund (1938) durch zahlreiche Arbeiten Beweise für die Deckennatur der hochkristallinen Einheit = der grossen Sevedecke geliefert, eine Auffassung, der sich heute wohl die meisten Geologen dies- und jenseits der Kaledoniden an-

schliessen. Nach Asklund besteht jedoch die grosse Sevedecke im wesentlichen aus archaischen Gesteinen, die aus dem Untergrund der kaledonischen Geosynklinale, dem s.g. „Urberg = Urgebirge“ herkommen und zu einem geringeren Teil auch aus jüngeren präkambrischen Ablagerungen.

Dieser Beitrag zur Geologie des Äregebietes beschränkt sich auf lokale Studien im Äremassiv. Die Feldarbeiten wurden in den Jahren 1957—59 im Rahmen des Prospektierungsprogrammes der Bolidens Gruvaktiebolag durchgeführt. Die wichtigsten Resultate wurden bereits anlässlich des geologischen Wintertreffens in Uppsala (1960) vom Verfasser vorgetragen. Unveröffentlichte Arbeiten liegen im Archiv der Prospektierungsabteilung der Bolidens Gruvaktiebolag (Helfrich 1957, 1958, 1959).

Für die Erlaubnis zur Veröffentlichung danke ich vor allem Herrn Direktor Fred Agri sowie meinem Chefgeologen Herrn Dr. Erland Grip. Dank gilt auch meinem Kollegen Herrn Dr. Torsten Du Rietz für einen regen Gedankenaustausch und nicht zuletzt dem Kollegen Herrn Dozent Dr. Arne Strömberg, dessen Initiative viel am Zustandekommen dieser Arbeit beigetragen hat.

## DIE GESTEINE UND DIE TEKTONIK DER GROSSEN SEVEDECKE

Unter dem Begriffe der grossen Sevedecke versteht man jene tektonische Grosseinheit der skandinavischen Kaledoniden, deren Gesteinsserien ein unterschiedlicher Metamorphosengrad auszeichnet, und die über ihre Unterlage — „Urberg“, Kambrosilur, Hyolithuzone — mit E bis SE gerichteten flachen Überschiebungen zum Teil riesigen Ausmasses aufgeschoben sind. Die zunehmende Durchforschung dieses oft über weite Strecken sehr dünn besiedelten Gebirges liess erkennen, dass diese tektonische Grosseinheit ohne stratigraphischen Begriffsinhalt in eine Reihe von Teilschollen aufzulösen ist. Asklund (1938) unterscheidet zwischen der Granitmylonitscholle und einer einheitlichen grossen Sevescholle, wobei die Hauptüberschiebungsbahn zwischen diesen beiden Einheiten liegt. Strömberg (1955) teilt die grosse Sevedecke in eine tiefere Einheit die s.g. Särvscholle, in der Hauptsache aus gering metamorphen sandigen Sedimenten bestehend, die überaus reichlich von Ottfjälldiabasen durchzogen sind, und in eine höhere Einheit, die Åreschieferscholle. Letztere ist äquivalent mit Asklunds „Eigentlicher“ Sevescholle. Da nunmehr Asklund auch die Granitmylonitscholle zur Seveeinheit stellt, gelangt er zur Dreiteilung derselben: in die tiefste Granitmylonitscholle, die Särvscholle und die hangende eigentliche Sevescholle. Strömberg (1961) fasst die kataklastischen und die mylonitischen Gesteine unterhalb der Särvscholle als Mylonitscholle auf. Sie ist wohl äquivalent Asklunds Granitmylonitscholle.

Auch in anderen Gebieten der schwedischen Kaledoniden erzielten F. Kautsky (1940) und Marklund (1952) im Gebiet von Laisvall und G. Kautsky (1953) im Sulitelmagebiet ähnliche Resultate. Überall erwies sich, dass dieser scheinbar einheitliche Hochkristallinkomplex aus verschiedenen Teileinheiten besteht.

Eigene Feldbeobachtungen im Rahmen dieser Arbeit lassen im Äregebiet eine weitere Gliederung der grossen Sevedecke zu.

## Der Unterbau

### DIE MULLFJÄLLANTIKLINALE

Westlich von Äre (siehe Tafel 1) streicht in N—S-licher Richtung ein etwa 60 km langer Bergrücken, der in der Hauptsache aus Porphyren ohne nennenswerte Quarzeinsprenglinge besteht, die eine Reihe relict erhaltene vulkanische Strukturen zeigen

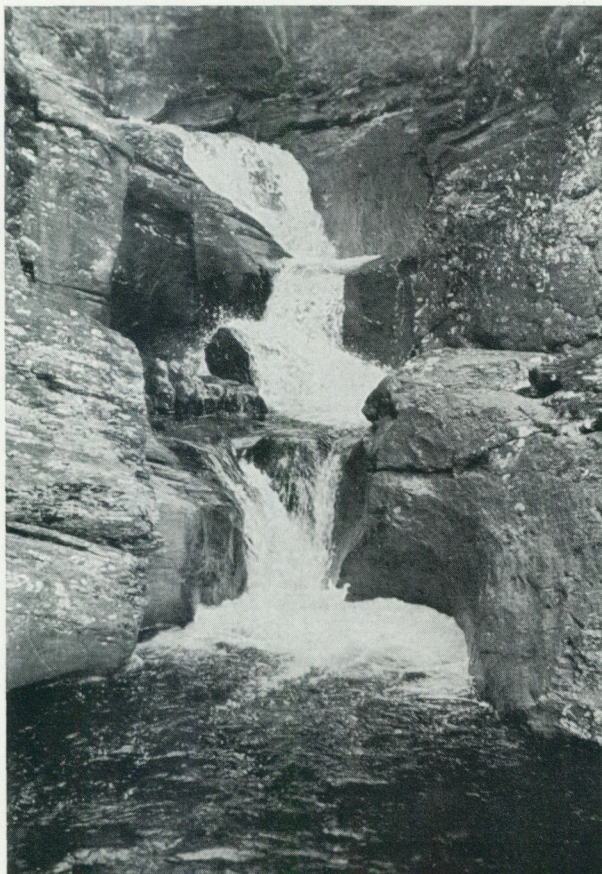


Fig. 1. Kambrosilurische Tonschiefer im Ullån am Westabfall des Åreskutan.

(Frödin 1922). Diese Porphyre werden zum Archäikum gerechnet und treten hier als vom Untergrund losgelöste Urgebirgsscholle zu Tage. Da dieser Gesteinszug ausserhalb des näheren Arbeitsgebietes liegt, ist auf die Literatur zu verweisen. Zum Begriff Urgebirge ist zu sagen, dass mit dieser Bezeichnung Gesteinsserien archaischen Alters gemeint sind. Der Ausdruck ist nicht gleichbedeutend mit erster Erstarrungskruste.

#### DAS KAMBROSILUR

Die kambrosilurischen Serien westlich vom Åreskutan (Fig. 1) trennt vom Mullfjällporphyr ein schmaler Quarzithorizont, der zum Varegium gerechnet wird. Frödin betrachtet diesen Horizont als Basalsparagmit des Silurs.

Das schwach phyllitisch metamorphe Kambrosilur erstreckt sich vom Indalsälven bis zum Kallsjön, enthält Phacopsquarzit und Pentameruskalk, welche im Unterlauf des Ullån und bei Sikås anstehen. Nach Asklund (1938) ist dieses Kambrosilur ein Bestandteil der jämtländischen Decken. Diese treten in viel bedeutenderem Umfange östlich einer Linie Undersåker—Kallsjön, unter dem äussersten E—Abfall des Åremassives heraustauchend, in Erscheinung.

SE von Sikås wird das Kambrosilur nach oben zu quarzitischer bis plötzlich ein erster deutlicher Bewegungshorizont, als Serizitflaserschiefer ausgebildet, in Erscheinung tritt. Für den tektonischen Internbau dieser Gesteinsserie ist eine flachwellige Faltung mit E einfallenden Achsen typisch. Überall fallen die Serien mit bis zu 30° gegen E ein.

Nach Frödin (1922) gibt es im kontinuierlichen Profil Sikås—Huså, welches schon von Vogt (1887) beschrieben wurde, eine deutliche Inversion der Lagerfolge —ausgewalzter Phacopsquarzit über dem jüngeren Pentameruskalk. Diese inverse Lagerung wird von Frödin mit als Beweis verwendet, dass die Åreeinheit nur lokal auf das schwach metamorphe und fossilführende Kambrosilur aufgeschoben wurde, wobei überkippte Faltung erzeugt wurde.

Eine solche Lagerung ist aber auch durch Gleitschuppentektonik mit lokaler Isoklinalfaltung zu erklären, wobei Spänne aus der Unterlage herausgehobelt und in den Serienverband eingekleilt werden können. Der ursprüngliche Sedimentärverband wird zerlegt und Inversionen können auftreten. Es wird später noch gezeigt werden, wie innerhalb der Fröå—Bjelkescholle die Schuppentektonik aus Isoklinalfaltung entwickelt abgeleitet werden kann.

Die gemessenen Gefügedaten im Kambrosilur zeigen weiterhin, dass dieser im grossen gesehen flachwellige Faltenbau mit ENE-Achsen von einer Schieferung überlagert ist. Die Schieferung und die später zu beschreibenden Überschiebungszonen liegen einander nahezu parallel.

Wesentlich stärker verfaultet ist das am E-Rande des Åremassives unter der Sevedecke heraustretende Kambrosilur. Hier schob die vordrängende Decke die weichen, plastisch verformbaren Gesteine der Unterlage vor sich her. Typische Deckenstirntektonik ist herrschend.

## Die Gliederung der Sevedecke

### DIE MYLONITSCHOLLE

Beweisend für die Intensität und die Wirkung der Überschiebungstektonik im E-Teil des Untersuchungsgebietes ist ein verhältnismässig schmaler Streifen kataklastisch und mylonitisch deformierter Gesteine, der zwischen dem Kambrosilur und dem Hochkristallin der Sevedecke zum Vorschein kommt. Nach Asklund (1938) werden diese Gesteine zu der sogenannten Granitmylonitscholle gerechnet oder als tiefste Teilscholle der grossen Sevedecke aufgefasst. Strömberg (1961) scheidet in Härjedalen und dem südlichen Jämtland in gleicher Position eine sogenannte Mylonitscholle aus. Im Åregebiet besteht diese Einheit aus vom archaischem bis postarchaischem Untergrunde losgerissene Granitspänne, die zum Teil vollkommen diaphthoritiert als Chloritphyllonite vorliegen, und diaphthoritierten amphibolitischen Gesteinen und Sedimentabkömmlingen. Eine starke Chloritisierung ist auch für die letztgenannten Gesteine typisch. Der Verfasser möchte aus diesem Grunde auch für diese Einheit den Name „Mylonitscholle“ vorschlagen. Ein Äquivalent zur Mylonitscholle gibt es auch in der Laisvall Region. Nach N. Marklund ist der sogenannte YRAF-Komplex in seinem unteren Teil stark mylonitisiert, wobei aber die Frage offen scheint, ob nur Gesteine desselben Komplexes oder auch fremdes Material am Aufbau dieser Myloniteinheit beteiligt ist.

Nach Asklund ist diese stark mylonitisierte Gesteinseinheit ein integrierender Teil der grossen Sevedecke. Sie wird vom Verfasser als mitgeschleppte, an die Deckenstirn verfrachtete, Basisscholle aufgefasst. Sie stellt auf Grund ihres Deformationscharakters einen Bewegungshorizont 1. Ordnung dar.

Definition der Bewegungshorizonte:

Bewegungshorizont 1. Ordnung: grossräumige Überschiebung mit grosser Förderweite, führt zur Bildung von selbständigen Decken (tektonische Einheiten)

Bewegungshorizont 2. Ordnung: Schollengleitung ohne erkennbaren Zusammenhang mit Faltung.

Bewegungshorizont 3. Ordnung: Schollengleitung erkennbar aus Faltung entwickelt (Überfaltungsscholle).

Betrachtet man die grosse Sevedecke als einheitlichen Körper, so liegt dieser im W-Teil des Aufnahmegebietes auf Kambrosilur, im E-Teil auf Mylonit unter dem erst anchi-phyllitmetamorphes Kambrosilur heraustritt. Diese tektonische Diskordanz ist allein schon ein Beweis für die Deckennatur der grossen Sevedecke. Dabei wurde die direkte Schubweite von Törnebohm mit max. 130 km geschätzt, eine Zahl, die Asklund auf Grund regionalgeologischer Studien bestätigen kann. Hier kann auf diese Frage nicht eingegangen werden.

### DIE BERGESCHUPPENZONE

Über dem Kambrosilur baut sich am Westfuss des Åreskutan ein Schichtkomplex auf, der sich im Gesteinscharakter und im Grade der Metamorphose sowohl vom

unterliegenden anchi-phyllitmetamorphen Kambrosilur als auch vom hochmetamorphen Äreschiefer deutlich unterscheidet. Auch die kleintektonischen Strukturen sind anders geartet und gerichtet. Besonders instruktiv ist ein Profil am S-Ufer des Kallsjön zwischen Sikås und Huså. Aber auch nördlich des Kallsjön bei Kall und westlich des Harrån sind analoge Gesteinsverhältnisse anzutreffen. Der Komplex weist deutliche Schuppenstruktur auf und wird auf Grund seiner Eigenart und der Lokalität als Bergeschuppenzone bezeichnet.

### *Die Gesteine*

Während das die Bergeschuppenzone unterlagernde Kambrosilur in der Hauptsache aus Tonschiefern, Kalkbänken, quarzitischen und phyllitischen Gesteinen besteht, herrschen innerhalb dieser Schuppenzone vorwiegend quarzitische, kalkphyllitische und sparagmitähnliche Serien vor. Zwischen dem Kambrosilur und den Gesteinen der Schuppenzone gibt es Übergänge. Man beobachtet doch einen sehr charakteristischen Unterschied: helle, bankige Quarzitschichten sind mit glimmerflaserigen Phylliten wechsellagernd. Die letztgenannten sind stark phyllonitisch ausgebildet. Gewisse Partien innerhalb der Quarzitzonen können teils sparagmitischen, teils mylonitischen Charakter erlangen.

Als ein sehr charakteristischer Einschlag im Gesteinsverband der Schuppenzone können die Kalkphyllite des Brunnsberget genannt werden, die stark kleingefältelt und ungeheuer gepresst erscheinen. Sie representieren ein kalkiges Niveau innerhalb der Schuppenzone.

Auf Grund des verbreiteten Auftretens dieser oben genannten Gesteinstypen über grössere Streicherstreckung ist dessen regionale Bedeutung, zumindest für das Äregebiet gesichert.

Innerhalb der Schuppenzone liegen westlich von Huså lagerartig basische Vulkanite, die ihrem Mineralbestand entsprechend als mehr oder weniger stark umgewandelte Hornblendeporphyrite (Ottfällsdiabase?) anzusprechen sind. Der Porphyrit besteht aus Hornblende, Plagioklas, Epidot, Chlorit u.a. Deutlich erkennt man eine Diaphthorese, wobei der Mineralbestand für die Grünschieferfazies nach Eskola typisch wird. Der Plagioklas wird epidotisiert, die Hornblende chloritumgewandelt. Epidotgefüllte Mandeln sind als relikte Strukturen zu erkennen. Mit der Diaphthorese geht oft starke tektonische Deformation zusammen, die zur Bildung von epidotgebänderten Epidotschiefern führt. Sie stellen extrem stark umgewandelte Hornblendeporphyrite dar.

Die Grünschieferfazies bestimmt die Gesteinsserien der Schuppenzone und steht im Gegensatz zum anchi-phyllitmetamorphen Kambrosilur und zu den die Schuppenzone überlagernden hochmetamorphen Einheiten.

### *Die Tektonik*

Die heftige Schuppenstruktur innerhalb der Bergeschuppenzone ist als Gleitbrettertektonik anzusprechen. Überschiebungsflächen treten im Meterbereich auf (Vertikal-

erstreckung). Diese Bewegungsflächen sind stark Muskowit-Serizit belegt. Sie treten sich mehrfach wiederholend und stark wechselnde Bewegungsintensität representierend auf. Sie sind nicht nur an die Schuppenzone gebunden, sondern treten auch an der Basis des Fröåkomplexes auf (Årebach bei Åre). Innerhalb der höheren tektonischen Einheiten sind sie nicht mehr zu beobachten.

Das Flächen- und Achsengefüge zeigt zwischen der Schuppenzone und dem Kambrosilur eine schwache Diskordanz an. Im Kambrosilur scharen sich die s-Flächen um ENE gerichtete Kleinfalten, in der Schuppenzone um eine mehr ESE gerichtete Faltung. Das s-Gefüge der Gesteine der Schuppenzone ist mit den Schuppenbewegungen gleichorientiert. Diese tektonische Diskordanz wird als ein Beweis für die selbständige Bewegung der Schuppenzone angeführt.

### *Gegenüberstellung mit der sog. Särvscholle*

Nach Asklund und Strömberg ist die Särvscholle in der Hauptsache aus Quarziten und feldspatführenden Quarziten aufgebaut, die eine Verwandtschaft mit den Spargmiten zeigen. Im unteren Teil dieser Scholle treten kristalline, teilweise dolomitische Karbonathorizonte bzw. Marmorbänke auf. Weite Abschnitte der Särvscholle sind von flach oder steilgestellten Diabasgängen durchzogen. Letztere, die sog. Ottfjälldiabase, breiten sich in grossem Umfang südlich des Indalälven bis weit gegen Härjedalen aus. Eine ausgezeichnete und detaillierte Darstellung über diese Särvscholle gibt Strömberg (1955, 1961).

Im Gebiet von Åre werden von Asklund (1961) die Gesteine am W- und N-Abfall des Åreskutan mit denen der Särvscholle verglichen. Nach seiner Auffassung sind diese Gesteinsstreifen ein Äquivalent der Särvscholle. Dies kommt auch auf der neuen Karte über „Sveriges Berggrund“ (Stockholm 1958) zum Ausdruck. Auf der selben Karte findet sich auch ein Streifen der Särvscholle zwischen Undersåker und Bonäset.

Stellt man die Gesteine der Schuppenzone und die der Särvscholle gegenüber so sind Ähnlichkeiten ja sogar Analogien vorhanden. Allerdings tritt Kalk oder Marmor in der Bergeschuppenzone nur untergeordnet auf (Kalkphyllit), die basischen Hornblendeporphyrite liegen lagerartig im Verband, was teilweise auch für die Ottfjälldiabase zutrifft, und sind in die Verschiebungstektonik einbezogen.

Während Strömberg für die Gesteine der Särvscholle präkambrisches Alter annimmt, kommt der Verfasser für die Gesteine der Bergeschuppenzone zu anderen Vorstellungen hinsichtlich ihres Alters. Die Ähnlichkeit der Gesteinsserien mit denen des unterlagernden Kambrosilurs, wenn auch in grösserem Umfang in quarzitischer Fazies ausgebildet, macht es wahrscheinlich, dass es sich bei den Serien der Bergeschuppenzone zumindestens teilweise um losgerücktes Kambrosilur handelt. Diese haben durch die Einbeziehung in die Überschiebungstektonik ihren heutigen Deformations- und Metamorphosencharakter erhalten. Dieses wird umso wahrscheinlicher, wenn man bedenkt, dass die flachgelagerte Phyllitunterlage vorzüglich als Über-

schiebungsbahn und zur Entwicklung von Gleitflächen geeignet sein musste, wobei Schollen aus dem Untergrund losgerissen und mitverfrachtet werden konnten.

Der Verfasser denkt dabei an ähnliche Verhältnisse in den Alpen, wo die mächtige Masse der nördlichen Kalkalpen über die Werfener-Schiefer gefahren sind und dabei an der Triasbasis das sogenannte Werfener—St. Martiner Schuppenland geschaffen haben (siehe in F. X. Schaffer 1951), dessen tektonische Natur ausser Zweifel steht.

Dieser scheinbar kontinuierliche Übergang aus dem Kambrosilur in die Bergeschuppenzone als integrierender Teil der grossen Sevedecke mag für Frödin den Ausschlag gegeben haben, von grösseren Überschiebungen absehen zu können.

Dass aber die Bergeschuppenzone nicht nur aus kambrosilurischen Ablagerungen der Gleitbahn besteht, beweisen die sparagmitähnlichen Gesteine und die lagergangartig auftretenden Hornblendeporphyrite. Sie sind ein kennzeichnender Einschlag und gestatten eigentlich erst einen Vergleich mit der Särvscholle. Die Bergeschuppenzone zeigt somit einen komplizierten Internbau, nicht nur hinsichtlich ihrer Tektonik, sondern auch hinsichtlich der Altersstellung der sie aufbauenden Gesteinsserien. Nur regionalgeologische Studien können die gesonderte Stellung der Bergeschuppenzone oder ihre Zusammengehörigkeit mit der Särvscholle bestätigen.

#### DIE FRÖÅ-BJELKESSCHOLLE

Zwischen der im vorhergehenden Abschnitt beschriebenen Schuppenzone und der später noch zu beschreibenden Årescholle liegt eine mächtige Folge von Kalksilikatgneisen. Diese sind mit Hornblendegesteinen wechsellagernd, beinhalten Marmorzüge und einzelne Klumpen von serpentinierten Peridotiten. Benannt ist diese Scholle nach zwei Erzvorkommen, die in der Fröå- und Bjelkesgrube abgebaut wurden (siehe F. Tegengren 1924). Erstere liegt am E-Fuss, letztere am N-Abhang des Åreskutan.

Auf die Geologie der beiden Gruben wird später noch zurückgekommen.

#### *Die Gesteine*

*Amphibolitschiefer.* Überall innerhalb der Fröå-Bjelkesscholle, besonders aber an der Basis der unteren Teilscholle (siehe Tektonik) treten in grosser Mächtigkeit Amphibolitschiefer auf.

Der Mineralbestand setzt sich in der Hauptsache aus grüner Hornblende zusammen, welche durchgehend mit Chlorit vergesellschaftet ist. Letzterer tritt deutlich leistenförmig auf und verleiht zusammen mit der meist langprismatischen Hornblende dem Gestein ein lepidoblastisches — nematoblastisches Gefüge und eine deutlich schieferige Textur. Weiters treten auf: Quarz, Plagioklas, Albit-Oligoklas, (z.T. stark Serizit und Epidot gefüllt), Epidot, Granat, Serizit, Apatit u.a. Der Mineralbestand ist postkristallin deformiert, diaphthorisiert und zonenweise ist eine deutliche kataklastische Struktur zu erkennen. Die Diaphthorese zeigt sich in der Umwandlung Hornblende Chlorit und in der Zersetzung der Plagioklase (Instabilwerden eines ursprünglich etwas An — reicheren Plagioklases).



Fig. 2. Gefalteter Grünschiefer im Husån, oberhalb von Huså am Nordabfall des Äreskutan.

Diese Amphibolitschiefer (Fig. 2) sind überall im Sockel des Äreskutan aufgeschlossen und bilden in den Bächen oft markant hervortretende Steilstufen (Skutån, Rökullbäcken). Diskutiert man die Genesis dieses Gesteines so kommt man zu dem Schlusatz, dass es sich um metamorphisierte Tuff — bzw. mergelige Ablagerungen handeln kann. Eine analytische Bearbeitung dieser hornblendeführenden Gesteine könnte darüber Aufschluss geben ob es sich um Sediment abkömmlinge oder Tuffe handeln kann (F. Angel 1924). An den untersuchten Fundpunkten konnten keine relikte Diabasstrukturen beobachtet werden. Auch unterscheiden sie sich stark von den später zu erwähnenden Amphiboliten, die vielfach gabbroiden Habitus besitzen.

*Glimmerflaserige Quarzitgneise.* Im basalen Teil der unteren Fröå-Bjelkesscholle ist das Auftreten von glimmerflaserigen Quarzitgneisen zu beobachten.

Ihr Mineralbestand ist neben dem Auftreten von Quarz, Plagioklas und Biotit durch besonders grobflaserigen Muskowit gekennzeichnet. Die Glimmerminerale zeigen deutliche Bewegungsspuren, liegen parallel s und lassen die Gesteine als deutlich ausgeprägte, lokale Bewegungshorizonte erkennen. Lokal sind sie etwas granatführend, unterscheiden sich aber eindeutig von den granatführenden Gesteinen der Ärescholle (höchste tektonische Einheit im Äregebiet).

„*Augengneise*“. Die oben genannten Amphibolitschiefer stehen vielfach in Wechsel mit geflaseren Quarzitgneisen. Die Verschuppung zeigt Anklänge an die Tektonik der Bergeschuppenzone.

Bewegungshorizonte geringerer Ordnung darstellend finden sich an zwei Stellen im Schollengebäude Augengneise und ähnlich gartete, tektonisch geprägte Gesteinslagen. Sie gehören nicht zur Mylonitscholle. Diese Gesteinstypen beobachtet man oberhalb des Amphibolitschieferhorizontes im untersten Teil des Fröå-Bjelkeskomplexes und an der Grenze zu den Åregneisen.

Mineralbestand: Mikroklin, Faserperthit, randlich mit Mikroklin-Quarz-Kleinkornaggregat, Plagioklas, Quarz, Biotit, Epidot, Serizit u.a. Mikroklin und Plagioklas können wechselweise als Augen auftreten und verleihen dem Gestein eine porphyrisch — augige Textur. Bei den Augen handelt es sich um Porphyroblasten, welche später durch tektonische Deformation ihren heutigen Habitus erhalten haben. Ähnliche Verhältnisse konnte der Verfasser in den österreichischen Alpen, im sogenannten Seckauer Kristallin (Helfrich 1953) nachweisen. Die postkristalline Deformation kann so stark sein, dass es zur Ausbildung augiger Streifengneise (bevorzugt Lineartextur) kommt. Parakristallin scheinen gewisse Formen kleinkörnigen Mikroklin zu sein, der im Grundgewebe verzweigt aufscheint.

Wie schon erwähnt repräsentieren diese augengneisähnlichen Gesteine Bewegungshorizonte, längs denen es zur Auskristallisation zirkulierender pegmatitischer Lösungen gekommen ist. Ihre Kristallisation muss als syntektonisch in Bezug auf die Überschiebungen aufgefasst werden. Wie später noch gezeigt werden wird gibt es auch innerhalb des Fröå-Bjelkeskomplexes stark postkristallin deformierte Pegmatite, die aber bedeutend mächtiger sind, keine Augengneisstruktur aufweisen und lagerartig auftreten.



Fig. 3. Gebänderter Kalksilikatgneis östlich vom Blåsten im E-Abfall des Åremassives.

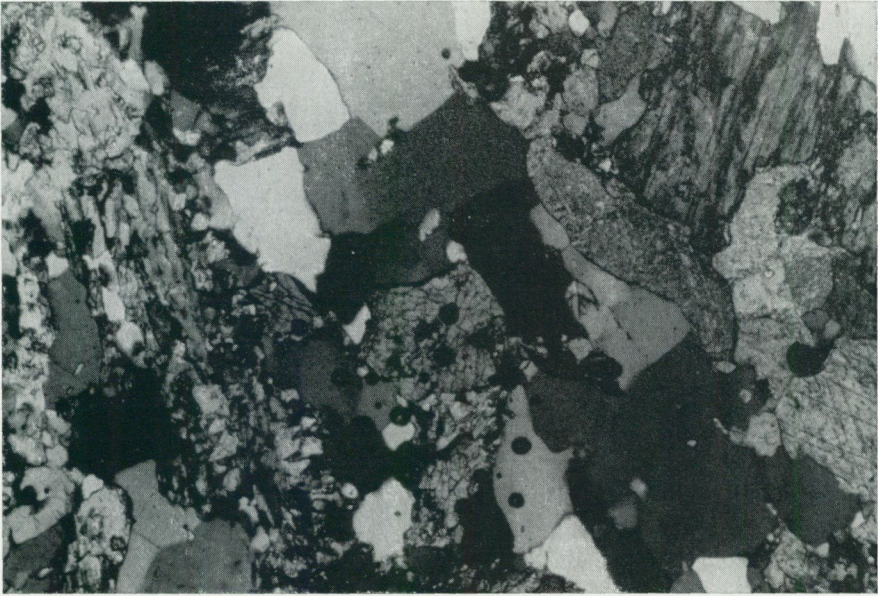


Fig. 4. Gefalteter Karbonatführender Diopsid-Quarzitgneis, HelgesjövalLEN. 110 X, + Nic.

*Fröåquarzitgneis.* Typisch für die Fröå-Bjelkesschollen sind Quarzitgneise wechselnder Zusammensetzung (Fig. 3 u. 4). Ihr Mineralbestand muss wie folgt beschrieben werden:

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas, Epidot — Zoisit, Granat, Hornblende, Hedenbergit, Skapolith, Karbonat, Titanit, Zirkon, Apatit, Biotit, Hämatit, Limonit, vereinzelt Wollastonit und in Drusenräumen Chabasit.

Die kritische Mineralfazies für diese Quarzitgneise ist Grossular — Diopsid, ferner Epidot — Hornblende.

Man beobachtet häufig eine Lagen — oder Bänderstruktur, sowie eine Regelung der Mineralgemengteile (lepidoblastische — granoblastische Struktur). Entscheidend für die Gesteinscharakterisierung ist ein starker Karbonatgehalt, der schon primär vertreten gewesen sein muss.

Folgende Gesteinstypen können spezifiziert werden:

Grauweißer, karbonatreicher, diopsidführender Quarzitgneis

Hornblende—Biotitkarn

Kalksilikatgneis

bänderig kalkig Quarzit

Granat — Epidot verskarnter Quarzit

bänderig kalkiger Quarzitgneis

Epidot — gebänderter Quarzitgneis

Epidot — Hornblende — Diopsid gebänderter Quarzitgneis

epidotreicher quarzitischer Schiefergneis

Hornblendeführender Quarzitschiefergneis

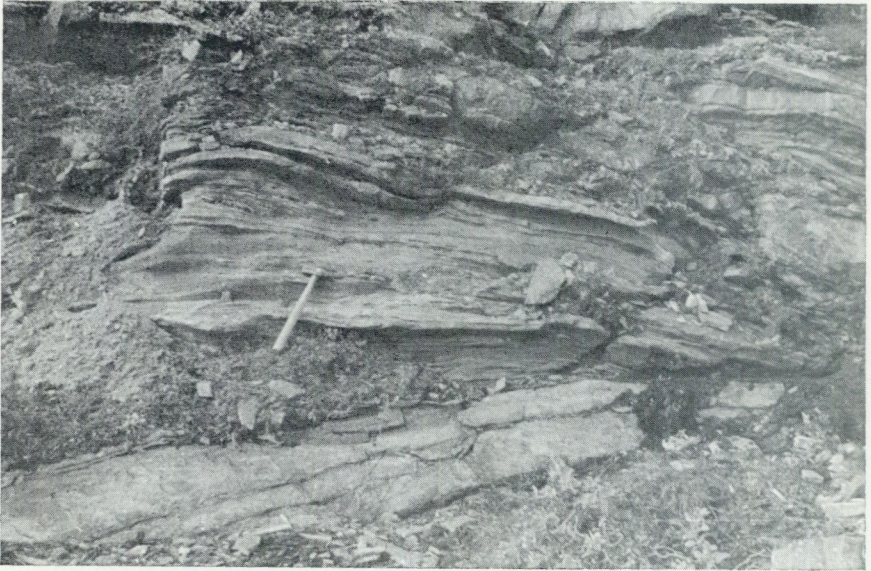


Fig. 5. Marmorbank in Kalksilikatgneis unmittelbar östlich der Bernhardsgrube (Bjelkesfeld).

Zusammenfassend können diese verschiedenen Typen als kalkige Quarzitgneise oder Kalksilikatgneise bezeichnet werden. Ihr Aussehen, ihre Struktur, der Mineralbestand und ihr geologischer Verband lassen darauf schliessen, dass es sich bei diesen Gesteinen um metamorphe Kalksandsteine handelt. Karbonatreiche Partien wechseln mit karbonatarmen, was Faziesveränderungen im Streichen und senkrecht zur Lagerfolge anzeigt. Diese Faziesvariationen sind auch dafür verantwortlich, dass die Gesteine stark wechselnden Mineralbestand aufweisen. Gleiche Metamorphosenbedingungen schaffen vom primären Stoffbestand abhängige Mineralgesellschaften. Nördlich von Fröå gehen Teile dieser kalkigen Quarzitgneise allmählich in reine Karbonatgesteine über. Letztere treten in mehreren Lagern übereinander auf, wobei aber noch zu zeigen sein wird, dass das Auftreten verschiedener Karbonathorizonte nicht primär sedimentär sondern tektonisch bedingt ist. Auch die Mächtigkeit der karbonatführenden Quarzitgneise ist nicht primär sedimentär.

Sie sind mehrfach ineinander verschoben, bilden den Sockel des Åreskutan und unterscheiden sich eindeutig von den sie überlagernden Granatschiefern und -gneisen oder den s.g. Åreschiefern bzw. -gneisen.

*Karbonatgesteine.* Gleich dem Fröåquarzit sind die Karbonatgesteine horizontbeständig und in allen studierten Profilen bei allerdings stark wechselnder Mächtigkeit anstehend (Fig. 5). Eine Ausnahme ist nördlich der Fröågrube zu beobachten, wo die Karbonatgesteine faziell durch metamorph umgewandelte Karbonatsandsteine vertreten werden. Das Auftreten von nicht fossilführenden kristallinen Karbonatgesteinen in den tieferen Teilen der „Åreschiefer“ wird schon von Törnebohm (1896), später

von Dalström (1943) und für das Gebiet von Kall von Högbom (1894) erwähnt, ohne aber näher auf sie einzugehen.

Es handelt sich vorwiegend um weisse bis graue Marmore, also deutlich kristalline Karbonatgesteine, die meist zuckerkörnig kristallin sind, randlich deutlich unrein werden und in Karbonatsandsteine übergehen. Dieser sedimentäre Verband gestattet es, sie als zu einer stratigraphischen Serie gehörig zu betrachten. Sie sind nicht tektonisch eingeschuppt, wie zumindest für einen Teil derselben Asklund geltend machen möchte.

Mineralbestand: Karbonat, Quarz, Plagioklas, Hornblende, Biotit, Titanit, Apatit und Opake. Karbonat überwiegt bei weitem, die übrigen Minerale treten nur sporadisch vorwiegend in den Randzonen der Karbonatgesteine auf. Wo der Marmor primär verunreinigt ist, kommt es zu Skarnbildungen, die im extremsten Falle folgende Mineralgesellschaft hervorrufen: Granat — Diopsid, Karbonat, Plagioklas, Epidot — Zoisit, Titanit, Rutil. Dieses Gestein kann deutlich gebändert sein (Granat — Diopsid — Epidot) und weist eine starke Farbenfreudigkeit auf: rot — gelb — grün.

Ihre grösste Mächtigkeit erlangen die Marmore im N-Abfall des Tottvallberget, wo sie sich in einer morphologisch stark heraustretenden Steilrippe tektonisch mehrfach wiederholen und flach in das Åreskutanmassiv einfallen. Diesen Marmorzügen kann man am N-Abfall des genannten Berges über den Tottvalltjärn längs des Hanges bis in den Skutån folgen. Im Skutån ist dieser untere Marmorhorizont nunmehr zweigeteilt, seine Mächtigkeit ist gleichzeitig stark reduziert, wobei die hangende Bank einen kleinen Wasserfall bildet. In diesem Aufschluss kommt die stark plastische Faltung des Marmores (Fig. 6) ohne klar definierte Achsenrichtung deutlich zum Ausdruck.



Fig. 6. Plastische, liegende Faltung im Kalksilikatgneis mit Kalkbänken (Ostteil des Bjelkesfeldes).

Ungefähr in der Höhe der Bjelkesgrube kann man zwei immer schmaler werdenden Marmorzügen ein gutes Stück sowohl gegen E als auch gegen W zu folgen. Oft ist die Ausbisslinie nur morphologisch und an der Üppigkeit der Vegetation zu erkennen. Der westliche Aufschluss dieses oberen Karbonathorizontes ist im Oberlauf des Tvärån, also am W-Abfall des Åreskutan kartiert worden. Am Fusse des Blåsten, östlich der Bjelkesgrube, verschwindet der Horizont zuerst auf einige 100 Meter um dann, zuerst zweigeteilt, später dreigeteilt, jede Bank nur mehrere dm mächtig, als oberer Marmorhorizont wieder aufzutauchen. Diesem kann man mit Unterbrechungen über den Byxtjärn hinaus in den S-Hang des Åreskutan und weiter bis in den s.g. Årebach folgen (siehe geol. Karte).

Eine Exkursion in die Gegend nördlich von Kall zeigte, dass auch dort mächtige Marmorzüge anstehen, die lagerungsmässig dem unteren Marmorhorizont äquivalent zu sein scheinen, was die regionalgeologische Bedeutung dieser Gesteinsfazies zum Ausdruck bringt. Im Abschnitt über die Tektonik wird auf deren Bedeutung als Leithorizonte noch zurückgekommen. Die Altersfrage wird gleichfalls diskutiert.

*Olivingesteine.* Bedeutend weniger umfangreich als die Fröåquarzite, aber nicht weniger charakteristisch, treten an verschiedenen Stellen innerhalb der Fröå-Bjelkescholle ultrabasische Gesteine auf. Es handelt sich um Peridotite, welche zum Teil stark tremolitungewandelt und serpentiniert sind. Sie treten nicht als geschlossener geologischer Horizont auf, sondern sind als mehr oder weniger runde, isolierte Massive von wechselnder Grösse zu beobachten.

Folgende Stöcke befinden sich innerhalb bzw. am Rande des Untersuchungsgebietes: Der kleinste liegt am NW-Fuss des Åreskutan, oberhalb des Fors-Baches. Er ist am W-Ende des oberen Marmorzuges aufgeschlossen und steht in Kontakt mit Amphibolit. Den 2., etwas grösseren, beobachtet man südlich des Tottvalltjärn am Abfall zum Skutån, nahe an den unteren Marmorzug herankommend. Leider konnten die Lagerungsverhältnisse zwischen den beiden Gesteinen in Ermangelung von geeigneten Aufschlüssen nicht direkt beobachtet werden.

Der 3., weitaus grösste Stock, liegt nördlich von Kall, gleichfalls in der Nähe des unteren Marmorzuges. Die Verknüpfung von Marmor und Olivingestein wird unten zu einem Deutungsversuch der stratigraphischen Verhältnisse ausgewertet.

Der Mineralbestand ist für alle diese Vorkommen ungefähr der gleiche.

Es wurden beobachtet: Hornblende (Strahlstein, Tremolit), Olivin, Karbonat, Serpentin, Chlorit, Spinell und Opake. Aus dieser Mineralzusammensetzung ist eine teilweise metasomatische Umwandlung zu Tremolitfels und eine starke Serpentinisierung zu erkennen.

Alle ultrabasischen Gesteine wurden im Nordteil des Åregebietes angetroffen, sie fehlen im S-Teil des Arbeitsgebietes. Diese Verhältnisse könnten so verstanden werden, dass sich im Raume des Kallsjön ein Abschnitt der grossen Sevedecke befindet, der aus einem labilen Teil der kaledonischen Geosynklinale her stammt, in dem es

zur Konzentration von ophiolitischen Laven gekommen ist. Lokale Umlagerungen im Sinne einer „Kirschkerntektonik“ sind denkbar. Ähnliche Verhältnisse sind von Helfrich (1962) aus dem Gebiet von Arefjäll-Kittelfjäll beschrieben worden.

Bei Helgesjövall beobachtet man Aufschlüsse mit olivinführenden Strahlsteinschiefern, welche intensiv verfaltet sind. Eine solch starke Tektonisierung von ultrabasischen Gesteinen konnte in den oben beschriebenen Vorkommen nicht beobachtet werden. Die Deformation der Hornblendenadeln ist para-postkristallin, bezogen auf den letzten Deformationsakt. Die Umwandlung des Olivines nach Hornblende war schon vor der letzten Deformation abgeschlossen. Solche ultrabasischen Tektonite konnten nur lokal beobachtet werden. Sicher sind sie in Bewegungen einbezogen worden, die in engem Zusammenhang mit der Überschiebungstektonik gestanden sind.

*Pegmatite.* Die in den Überschiebungen oder nahe denselben gelegenen augengneisähnlichen Gesteine wurden weiter oben bereits beschrieben. Darüber hinaus findet man Pegmatite an verschiedenen Punkten der Fröå-Bjelkesscholle, zum Teil eine Mächtigkeit bis zu 10 Meter erlangend. Allen gemeinsam ist eine starke tektonische Durchbewegung. Die Pegmatite erscheinen stark gepresst, ausgewalzt und können lokal eine augengneisähnliche Textur erlangen.

Der längste Pegmatitzug ist südlich von Fröå aufgeschlossen. Mit scharfem Kontakt grenzt dieser an Quarzitzgneis. Dagegen liegen kleinere Adern etwas diffus parallel dem herrschenden Schieferungs-s des Nebengesteines und verursachen im Kontaktbereich einen verhöhten Mikroklingehalt.

An Hauptgemengteilen sind vertreten: Mikroklin, Perthit, Plagioklas und Quarz, als Nebengemengteile treten Serizit-Muskovit, Biotit, Chlorit, Orthit, etwas Karbonat sowie sporadisch Granat und Titanit auf.

Der Mikroklin ist oft stark flammig ausgebildet, verbogen und zerbrochen, zeigt also eine kräftige postkristalline Deformation. Der Perthit, als Mikro- und Faserperthit ausgebildet, enthält stets nur dünne Albitspindeln bzw. -lamellen und ist gleich dem Mikroklin vorwiegend xenomorph.

Die Plagioklase (Oligoalbit — Oligoklas) sind polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwilligt, bestäubt mit Serizit (feinschuppig) und einer feinen Trübe. Hier äussert sich die Tektonisierung in einer Verbiegung der Zwillingslamellen.

Zwischen Plagioklas und Perthit kommt es zu Kornbeeinflussungen, welche im Sinne von Drescher—Kaden (1948) als Reaktionsgefüge aufzufassen sind. Der Plagioklas zeigt dabei Resorbtiionsbuchtungen und erweist sich somit als älterer Feldspat und gehört damit einer älteren Mineralgesellschaft an. Die Pegmatitbildung zeigt in ihrer Endphase eine deutliche Kalinatronanreicherung. Im Zusammenhang damit steht reichliche Myrmekeitebildung. Der Myrmekeite, als Zweikorn-Reaktionsgefüge im Sinne von Drescher—Kaden gedeutet, ist jünger als die Kalifeldspatblaste (Drescher—Kaden 1948, Helfrich 1953). Edelman (1949) deutet den Myrmekeite

als durch Ca-Na-Si-Metasomatose im Anschluss an eine K-Al-Metasomatose entstanden. Alle übrigen Minerale treten nur accessorisch auf und werden nicht behandelt. Die Deformationsstrukturen an den Mineralen und am Gestein lassen erkennen, dass schon während der Kristallisation eine Durchbewegung im Gange war und diese überdauerte (Überschiebungsbewegungen).

Das Auftreten und die Struktur deuten daraufhin, dass die pegmatitischen Gesteine in diesem Gebiete während der Metamorphose unter Einschluss von metasomatischen Vorgängen und Bewegung entstanden sind. Ihre Bildung wird von den Überschiebungsbewegungen überdauert. Nirgends im Arbeitsgebiete konnten Pegmatite angetroffen werden, die jünger als die Überschiebungsbewegungen sind.

*Amphibolite.* Zu den bereits beschriebenen stark diaphthoritischen Hornblendeporphyrinen und schwachmetamorphen Hornblendeschiefen gesellen sich amphibolitische Gesteine, die überall im kartierten Gebiete der Fröå-Bjelkesscholle anzutreffen sind. Neben Hornblendegneisen, Granatamphiboliten und mehr normalamphibolitischen Typen beobachtet man stark gabbroide Grünsteine. Bei diesen handelt es sich wahrscheinlich um metamorph umgewandelte intrusive Gabbros.

Abgesehen von den letztgenannten Gesteinen, die oft eine beinahe massförmige Struktur aufweisen, zeichnet alle Hornblendegesteine eine deutliche Paralleltextur aus. In den Granatamphiboliten tritt zusätzlich noch eine Bänderung hinzu, die an einzelnen Stellen durch das Auftreten von Epidoträndern noch verstärkt wird.

Der Mineralbestand wird gekennzeichnet durch das wechselweise Auftreten von grüner bzw. brauner Hornblende, Plagioklas, Karbonat, Biotit, Chlorit, Zoisit und etwas Quarz. Das Auftreten von Chlorit (Umwandlungsprodukt von Hornblende und Biotit) deutet auf eine schwache aber deutlich gekennzeichnete Diaphthorese.

Das Parallelgefüge der Amphibolite liegt fast ausnahmslos parallel der Bänderung der Quarzitgneise. Aus dem Charakter der amphibolitischen Gesteine und ihrem lagerartigen Auftreten kann geschlossen werden, dass es sich zum Teil, wie schon erwähnt, um lagerartige, gabbroide Intrusive handelt. Der grössere Teil steht doch in so intimer Wechsellagerung mit den Kalksilikatgneisen, dass seine Natur als Paraamphibolit nicht übersehen werden kann. Sie sind Sedimentabkömmlinge und representieren entweder Tufflagen oder Mergelpartien innerhalb dieser hochmetamorphen Kalksandsteinformation.

Nach einer mündlichen Aussprache mit A. Strömberg hält es dieser für nicht ausgeschlossen, dass sich zum Teil in den Amphiboliten ehemalige Diabase, s.g. Otffjäll-diabase, verstecken. Als Argument führt Strömberg an, dass es südlich des Åretales lagergangartige Diabase gibt, weiters dass ein Metamorphosenübergang von kaum bis schwach metamorphen zu amphibolitmetamorphen Diabasen beobachtet werden konnte, wobei Primärstrukturen kaum noch bewahrt sind.

Der Verfasser konnte, zumindest was die Fröå-Bjelkesscholle betrifft, für die Am-

phibolite keine Diabasnatur nachweisen, schliesst sich jedoch der Auffassung Strömbergs an, dass in der obersten Scholle, der Ärescholle, Amphibolite auftreten, die wahrscheinlich umgewandelte Diabase representieren. Näher kann auf dieses Problem in diesem Zusammenhange nicht eingegangen werden. Es kann daher mit Interesse auf die weiteren Arbeiten von Strömberg, die auch auf das Äregebiet ausgedehnt werden, entgegengesehen werden.

### *Die Tektonik*

Der einscharige, den Meterbereich beherrschende Gleitbretterbau in der Bergeschuppenzone ist innerhalb des Fröå-Bjelkeskomplexes mit Ausnahme des untersten Teiles (Hornblendeschieferserie) nicht mehr zu erkennen. Es tritt ein etwas anders gearteter Baustil in den Vordergrund, der im folgenden näher erläutert wird.

Stark ausgeprägt und regional verbreitet ist eine Bänderung der Quarzitgneise. Einerseits ist diese im cm—dm Bereich durch eine rege Wechsellagerung von kalksilikatischen Partien mit vorwiegend Hornblende, Diopsid, Granat und Epidot charakterisiert, andererseits durch einen Quarz- oder Karbonatreichtum. Dazwischen gibt es, wie bereits früher ausgeführt, im Streichen lang aushaltende Marmorzüge.

Parallel bis subparallel zu dieser Bänderung beobachtet man Schieferungsflächen, die mitunter auch hier Gleithorizonte darstellen (Fig. 7). Innerhalb von dm—m mächtigen Schichtpaketen kommt es zur Ausbildung von liegenden Isoklinalfalten grosser Amplituden und vornehmlicher SE-Vergenz. Aber auch eine doppelseitige



Fig. 7. Mylonitisierter Kalksilikatgneis, Bjelkesgrube. 110 X, +Nic.

Vergenz ist vorhanden. Die Achsen dieser Faltung pendeln mit ihrem Streichen um N—S und fallen auf der Nordseite des Åreskutan gegen S und auf der S-Seite desselben gegen N, beide Male mit ca 20°, ins Gebirgsmassiv ein. Diese Isoklinalfaltung ist örtlich von Überschiebungen überprägt, wobei sich offenbar diese Überschiebungen aus den genannten Falten entwickelt haben. Die Isoklinalfalten, die sich oft auf einzelne Schichten im Gesteinspaket beschränken (m-Bereich), können in quarzitischen Partien durch die Gleitbewegungen zerbrochen sein und es entsteht eine Struktur, die einer Kreuzschichtung nicht unähnlich ist.

Die Kleintektonik kann als Ausdruck des Zusammenspiels von liegender Isoklinalfaltung, vorwiegend einschariger Scherung (Gleitung) mit horizontal gelagertem s aufgefasst werden, wobei dieses teils parallel zur Bänderung (oft primäre Schichtung) liegt, teils diese spitzwinkelig schneidend zu mehr oder weniger lokalen Überschiebungen führen kann (D1—D13).

Geht man vom Kleingefüge über zum Grossgefüge, so muss zuerst kurz auf die Morphologie des Gebietes eingegangen werden. Dabei können die Gebiete NE des Blåsten sowie zwischen Byxtjärn und dem E-Hang des Lill-Skutån besonders herausgegriffen werden. Beiden ist eine Art Terrassenlandschaft zu eigen.

Auf den einzelnen Geländestufen oder Plateaus sind Hochmoore von wechselnder Grösse vorhanden. Am Rande der Steilstufen erkennt man mitunter eine intensive Verfaltung, die dann in der nächsten Steilstufe in eine ruhigere Lagerung hinüberwechselt. Die Bewegungsflächen — Überschiebungen — sind nicht aufgeschlossen, da sie von den Mooren bedeckt sind. Diese stehen teilweise unter Wasser und bilden kleine Seen.

Dass es sich dabei um Überschiebungen handelt geht schon daraus hervor, dass am E-Abfall des Åreskutanmassives eine mehrfache tektonische Wiederholung des Bjelkesmarmores registriert werden konnte. Diesen Marmorhorizonten wird hinsichtlich der tektonischen Deutung des Gebirgsbaues besondere Bedeutung zugemessen. Beide Marmorhorizonte (siehe oben) liegen in derselben Seriengemeinschaft: Peridotit, Amphibolit und Kalksilikatgneis. Die Olivingesteine sind gemäss der Eigenart ihres Auftretens als örtlich begrenzte Stöcke nur an drei Stellen im unmittelbaren Aufnahmegebiet aufgeschlossen. Aber gerade zwei am N-Abfall des Åreskutan gelegene gestatten die Feststellung, dass es sich bei den beiden Gesteinseinheiten um dieselbe Seriengemeinschaft handelt, die durch eine weitgreifende Isoklinalfaltung mit daraus resultierenden Überschiebungen in ihre heutige Position gelangten (siehe Tafel 2).

Diese Deutung erfährt eine weitere Stütze wenn man betrachtet, dass innerhalb der E-Stirn der Scholleneinheiten des Åreskutan nicht mehr zwei sondern 5 übereinandergelagerte Marmorzüge, zum Teil in überkippter und steil aufgestellter Lagerung zu beobachten sind (Tafel 2). Alle diese Beobachtungen deuten daraufhin, dass wir am E-Abfall des Åreskutan einen dachziegelartigen Schuppenbau vorliegen haben, der bis an das unterlagernde Kambrosilur heranreicht, welches längs einer Linie von Undersåker bis zum E-Ende des Kallsjön unter dem Hochkristallin der grossen Sevedecke hervortritt.

Eine solche Deutung des tektonischen Internbaues hat bereits A. Högbom (1920) angedeutet. Durch diese Detailkartierung konnte der tektonische Bau weiter spezifiziert werden.

Zu erwähnen ist noch der dritte Peridotitzug östlich von Helgesjövall. Dieser ist aber schon nahe an die Mylonitscholle herangerückt und zeigt eine starke Deformation — Verschieferung — mit gleichzeitiger Diaphthorese, die das ehemals peridotische Gestein (Ultrabasit oder ev. Diabas?) zu einem Hornblendeschiefer umgewandelt hat, der aber noch reliktsch Olivinreste erkennen lässt (siehe oben).

Grosstektonisch erkennt man eine B B' Tektonik (D13) mit einer voreilenden isoklinalen Initialfaltung, welche dem Hauptdeformationsplan zugeordnet ist. Diese Isoklinalfaltung mit Faltenachsen in N bzw. NNE, wobei die Achsen im Nordteil des Untersuchungsgebietes gegen S und im S-Teil gegen N einfallen, liegt mit ihren Achsen subparallel der Längserstreckung des kaledonischen Gebirges in Skandinavien. Das N bzw. S-Einfallen der Achsen zeigt aber auch einen WNW—ESE gerichteten Grossfaltenbau, der im Åreskutan in einer angedeutenden Doppelsynklinale kulminiert. Dieser letztere Faltenbau — parallel mit der Hauptüberschiebungsrichtung ESE — wird als Quereinengung — dehnung, senkrecht auf die tektonische Transportrichtung (ESE) gedeutet und als einzeitig mit der Längsfaltung (NNE), doch dieser nacheilend aufgefasst. Die grossen Talgänge (Kallsjön, Åresjön—Indalsälven) sind Quertäler, die in Antiklinalzonen liegen.

M. Lindström (1961) gelangt durch umfassende Flächen- und Achsengefügestudien am E-Rande der Kaledoniden zur Auffassung, dass es neben der Hauptüberschiebung unabhängige Bewegungsphasen mit zugehörigen offenen Teilgefügen von Linearen, vergentem Kleinfalten und  $\beta$  gibt.

#### DIE ÅRESCHOLLE

Das höchste tektonische Stockwerk im Gebiete des Åreskutan zeigt eine andere petrographische Seriengemeinschaft als die tieferen Einheiten.

#### *Die Gesteine*

Granatglimmerschiefer, Granatgneise, zum Teil gabbroide Amphibolite, Granatgneise mit stark granitischem Einschlag und zu allerhöchst Pyroxenamphibolite, die den Gipfel des Åreskutan aufbauen, beherrschen die Årescholle (Fig. 8).

Diese Gesteine werden in der Literatur unter dem Begriff Åreschiefer zusammengefasst. Sie bauen die Sevescholle im eigentlichen Sinne auf.

Kalksilikatgneise im Sinne der Fröå-Bjelkesgneise fehlen. Dagegen treten, wie schon hervorgehoben, Partien mit granitischer Durchtränkung auf. Marmorzüge scheinen in der Årescholle zu fehlen, dergleichen Olivingesteine. Die das oberste Stockwerk aufbauenden Gesteine sind zum überwiegenden Teil stark metamorph umgewandelte tonhaltige, kalkarme Sedimente.

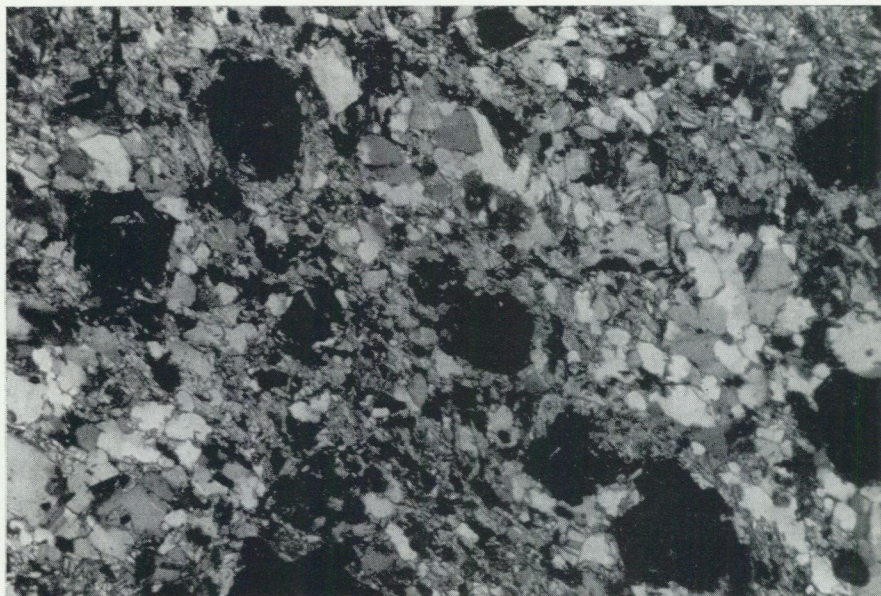


Fig. 8. Granat-Biotitschiefergneis, Åreskutan. 110 X, + Nic.

Der Ordnung wegen sei hinzugefügt, dass die Gesteine der Årescholle keiner eingehenden Untersuchung unterzogen wurden. Es kann daher nicht näher auf sie eingegangen werden. Nach einer mündlichen Mitteilung wird Strömberg diesen Teil der Sevescholle einer eingehenden Untersuchung unterziehen.

Die Unterschiede in der Seriengemeinschaft und die Tatsache, dass zwischen Åreschiefern und Fröå-Bjelkesgneisen stark gepresste augengneisähnliche Gesteine auftreten, welche deutlich an tektonische Bewegungshorizonte gebunden sind, sprechen für die Auffassung, dass es sich bei der Årescholle und der Fröå-Bjelkesscholle um zwei getrennte Scholleneinheiten handelt.

Die Årescholle muss auf die bereits fertig verschuppte Fröå-Bjelkesscholle aufgeföhren sein, da ansonsten irgendwo innerhalb der innig verschuppten Quarzitgneisserie mit eingelagerten Marmor- und Peridotitzügen eingeschuppte Åreschiefer zu beobachten gewesen sein müssen. Nirgends konnten auch nur Reste von Åreschiefern in den tieferen Scholleneinheiten festgestellt werden. Dies müsste aber der Fall sein, wenn eine primäre Schichtfolge: Fröå-Bjelkesquarzitgneise—Åreschiefer vorliegen würde.

#### *Die Tektonik*

Im grossen gesehen zeigt die Årescholle einen doppelten Synklijalbau mit WNW streichenden Faltenachsen, wobei die Achsen im E flach gegen WNW und im W flach gegen ESE einfallen. Es präsentiert sich mit anderen Worten das aus Teilschollen auf-

gebautes Åremassiv als eine flache, in WNW-Richtung schwach gestauchte Schüssel, die auf schwachmetamorphen Kambrosilur ruht.

Die kleintektonischen Strukturen sind ähnlich denen der Fröå-Bjelkesscholle. Allerdings tritt die plastische Faltung noch stärker hervor und der tektonische Baustil deutet daraufhin, dass diese Deformation unter grosser Belastung vor sich gegangen sein muss, also bereits im Prinzip vor der kaledonischen Überschiebung abgeschlossen sein musste.

## ZUR ALTERSFRAGE DER GESTEINE DER GROSSEN SEVEDECKE

Nach Törnebohm sind die hochmetamorphen Gesteine der „Seve-Decke“ Sparagmite. Sie gehören in das Eo-Kambrium und sind durch Ferntransport in ihre heutige Lage gebracht worden. Nachdem diese Auffassung lange Zeit ihre Anerkennung gefunden hatte, kamen die Norweger Broegger, Goldschmidt, Th. Vogt, Holtedahl u. a. sowie schwedischerseits A. Gavelin, Quensel und Frödin zur Auffassung, dass die Seve-Decke Törnebohms ein Komplex von Kambrosilursedimenten gemischt mit kaledonischen Intrusiven ist, und nur durch kurze, lokale Überschiebungen auf das geringmetamorphe Kambrosilur der jämtländischen Decken aufgeschoben erscheint.

Asklund kommt das Verdienst zu, durch umfangreiche Studien in den aktuellen kaledonischen Gebieten, die Törnebohm'sche Theorie über den Ferntransport der Seve-Decke bestätigt zu haben, sieht aber in den Gesteinen derselben den archaischen Untergrund der kaledonischen Geosynklinalsedimente sowie wahrscheinlich auch jüngere präkambrische Serien. Nach Asklund entsprechen die Granatgneise und Glimmerschiefer sowie Amphibolite wahrscheinlich einem ausgedehnten Urgebirgsuntergrund, der einmal weit ausserhalb der derzeitigen skandinavischen Westküste gelegen haben muss. Ausser den obengenannten Gesteinen treten innerhalb dieser Einheit archaische Eruptivgesteine, Granite und Grünsteine auf.

Schwierigkeiten bei einer in der Hauptsache archaischen Altersdeutung bereiten die über weite Strecken auftretenden kristallinen Karbonatgesteinszüge, die nach Asklund zum Teil als wahrscheinlich eingefaltetes Kambrosilur, zum Teil alten Serien angehörig gedeutet werden. Wie der Verfasser bereits zeigen konnte, gibt es einen Primärverband zwischen Kalksandstein (Kalksilikatgneis), Marmor und Peridotit. Diese Seriengemeinschaft deutet auf kambro-silurisches Alter.

Der Grad der Metamorphose lässt keine Fossilfunde zu, so dass ein sicherer Beweis hinsichtlich der Altersstellung nicht zu liefern ist. Es gibt aber regionalgeologische Beobachtungen, die für die oben genannte Deutung sprechen. Die ultrabasischen Gesteine der Seriengemeinschaft können als äquivalente Eruptiva der übrigen Peridotite (Ophiolithe) der kaledonischen Gebirgskette aufgefasst werden, die kambrisch-unterordovizisch datiert wurden (Carstens 1920, Kulling 1960). Diese Auffassung hatte Backlund (1925) für die Peridotite Västerbottens. Später änderte Backlund

(1928) seine Auffassung und teilte die Peridotite in drei Gruppen. Diese Gruppierung entspricht weitgehendst der von Goldschmidt (1916). Beskow (1929) betrachtet die Peridotite jünger als Ordovizium, A. Högbom (1925) beschreibt deren innigen Zusammenhang mit stratigraphischen Horizonten. Helfrich (1962) findet im Gebiet von Vardofjäll eine Reihe von Peridotiten tektonisch auch an silurische Horizonte gebunden und spricht von einer Art „Kirschkerntektonik“. Auch Du Rietz (1935), der die nordschwedischen Peridotite einem eingehenden Studium unterzogen hat, spricht von „tektonischen Intrusionen“. Im Gebiet von Åre konnte keine Herauslösung der Peridotite aus ihrem stratigraphischen Verbände beobachtet werden.

Die sie begleitenden Karbonatgesteine werden mit den sogenannten Pieskekalken parallelisiert. Diese sind gleichfalls tief ordovizisch eingestuft (u.a. Kulling 1960). Im Gegensatz dazu steht jedoch G. Kautsky (1953). Seiner Auffassung nach haben die genannten Kalke oberordovizisches Alter.

Die Kalksilikatgneise sind zum grossen Teil ursprünglich kalkhaltige, zum Teil feldspatführende Sandsteine, Faziesverschiebungen kommen im Streichen vor, wobei der Übergang von Marmor in Kalksilikatgneis nördlich der Fröå-Grube deutlich zu studieren ist. Aus dem geologischen Bau der Marmorzüge (Schichtverband) ist zu erkennen, dass diese nicht, wie Asklund anführt, in präkambrische Serien eingefaltete Kambrosilurkalke sein können. Der stratigraphische Schichtverband ist nur dort gestört, wo es zu isoklinalen Faltungen und Überschiebungen kommt, die den gesamten Schichtenbau getroffen haben. Nirgends schlägt der Kalk die umgebenden Schichtglieder durch.

Der hochkristalline Charakter der Fröå-Bjelkesgneise ist kein Beweis für hohes Alter. Wenn man die phyllitmetamorphen Gesteine der Köli-Einheit zum Vergleich heranzieht, so gibt es faziell ähnlich aufgebaute Gebiete, die unter dem Einfluss höherer Metamorphose zum Äquivalent der Fröå-Gneise werden können.

Gemäss den beschriebenen Faziesanalogien werden die Gesteine der Fröå-Bjelkescholle ins Unterordovizium gestellt, etwa dem Arenig von Schottland entsprechend. Zu ähnlichen Überlegungen kommt Du Rietz (1960) für die kristallinen Serien der Offerdalscholle, welche er als Äquivalent der Sevedecke auffasst, wobei er für die hangenden Glieder kambrosilurisches und für die Basisteile eokambrisches Alter nachweist.

Im südwestlichen Jämtland schreibt Strömberg der Särvscholle und dessen basalen Teile, dem s. g. Ulvbergkomplex, präkambrisches Alter als wahrscheinlich zu.

## ZUR TEKTONISCHEN GLIEDERUNG ZWISCHEN ÅRE UND KALLSJÖN

Betrachtet man die tektonischen Einheiten im Gebiete des Åresskutan und deren Internverband, so zieht der Verfasser aus den Beobachtungen folgende Schlussfolgerungen:

Als tiefste tektonische Einheit haben wir im Westen des Åreskutan die Mullfjällporphyre, welche als Antiklinalrücken heute bis über 1000 Meter über dem Meeresspiegel aufsteigen.

Die jämtländischen Decken, oder der unmittelbare Unterbau der grossen Seve-Decke, sind als Föllinge- und Oldenscholle stratigraphisch dem Kambrosilur angehörig feststehend (Asklund—Thorslund). Die Mylonitdecke ist komplex zusammengesetzt. Sie besteht aus Graniten des archaischen Grundgebirges, ferner aus stark mylonitisierten Gesteinen, deren sedimentäre Natur gerade noch zu erkennen ist, deren Alter aber nicht diskutiert werden kann.

Die Berge-Schuppenzone mit ihren lagergangartig auftretenden diaphthorisierten Porphyriten (Ottfjälldiabas?) sowie den sparagmitähnlichen Gliedern, besonders in- struktiv E von Kall, stellt eine tektonische Einheit mit ausgeprägtem Schuppenbau dar. Die Gesteinsfazies und auch der Grad der Metamorphose sprechen dafür, dass es sich um ein Äquivalent der Särvscholle zu handeln scheint. Während die Särvscholle in Härjedalen und dem angrenzenden Jämtland grosse Mächtigkeit und Ausbreitung erlangt, tritt sie im Åregebiet nur geringmächtig auf. Sie ist stark tektonisiert und trägt subparallel zu den s-Flächen diaphthorisierte Porphyrite. Die charakteristischen Marmorzüge der Särvscholle konnten nicht nachgewiesen werden, doch treten auf der Westflanke des Åreskutan Kalkphyllite auf, die dem Schichtverband der Berge-Schuppenzone angehören. In Analogie zu den Beobachtungen von Strömberg und Du Rietz werden die Gesteine der Schuppenzone als Basiseinheit der grossen Seve-Decke aufgefasst, wobei der sparagmitische Einschlag präkambrisch, die quarzitischen Partien zwischen Sikås und Huså wahrscheinlich kambrosilurischen Alters sind. Dieser Interpretation liegt die tektonische Deutung zugrunde, dass sich während des tektonischen Transportes aus dem unterliegenden Kambrosilur Schollenteile loslösten und tektonisch in die Serien der Schuppenzone eingeschichtet wurden. Dabei verändert sich der ursprüngliche Habitus der schwachmetamorphen Serien des Kambrosilurs. Die Dislokationsmetamorphose verändert ihre tektonische Fazies (glimmerflaserige s-Tektonite).

Im nächsten tektonischen Stockwerk liegt die Fröå-Bjelkesscholle. Die Kalksilikate, Quarzite, Marmorzüge und die begleitenden Olivingesteine werden, wie schon früher ausgeführt, kambrosilurisch gedeutet. Diese Scholle ist in Teilschollen gegliedert und weist gegen E einen dachziegelartigen Internbau auf.

Bei einem Vergleich mit dem Ulvbergkomplex im südlichen Jämtland (Strömberg) fällt seine Serienverwandtschaft mit der Fröå-Scholle ins Auge. Eine Diskrepanz liegt jedoch hinsichtlich der tektonischen Position im Schollengebäude vor. Die Fröå-Scholle liegt im Åreskutan direkt unter der Årescholle während die Särv-Decke in Strömbergs Arbeitsgebiet tektonisch zwischen Ulvbergkomplex und dem Äquivalent der Åre-Decke — der Helags-Decke — eingeschoben liegt. Strömberg konnte nirgends Gesteine des Ulvbergkomplexes direkt im Liegenden der Helags-Decke beobachten. Sowohl auf Strömbergs als auch auf der neuen geologischen Karte von Schweden (1958) sind die Helags-Decke und die Serien am Åreskutan gleich

ausgeschieden. Das würde bedeuten, dass im Åregebiet die Fröå-Scholle ein Äquivalent der Helags-Decke wäre. Oben wurde doch nachgewiesen, dass es sich um eine eigene Einheit handelt. Es besteht die Möglichkeit, dass die tieferen Teile der Helags-Decke mit den Marmorzügen tektonisch und faziell den Fröåquarzitgneisen entsprechen und damit nach den hier dargelegten Vorstellungen eine hochmetamorphe Fazies des Ulvbergkomplexes darstellen könnten. Der Verfasser hatte keine Gelegenheit diesen Gedanken im Feld studieren zu können.

Bleibt noch die höchste tektonische Einheit, die sogenannte Åre-Scholle, gleichfalls hochmetamorph, aber im Gegensatz zu den kalksandigen Serien der Fröå-Scholle hauptsächlich aus Al betonten tonigen, sandigen Sedimenten aufgebaut. Sie ist keine stratigraphische Fortsetzung der Fröå-Serien ins Hangende (siehe Seite 22).

Mit den reichlich eingeschalteten gabbroiden Grüngesteinen, Graniten und Gneislagen entsprechen auch diese Serien schwachmetamorphen Schichtkomplexen der Köli-Einheit, deren westliche Kambrosilurfazies als gesichert gilt.

Während also den Gesteinseinheiten der grossen Seve-Decke (Fröå-Åre-Scholle, zu einem Teil auch für die Berge-Schuppenzone) im Gegensatz zu Askund altpaläozoisches Alter zugesprochen wird, betrachte ich in Anlehnung an Askund aufgrund der Untersuchungsergebnisse das Hochkristallin als Deckengebilde, welches in seinem Internbau fertiggestellt durch Ferntransport unter Einschuppung der Berge-Schuppenzone und Mylonitdecke über die jämtländischen Kambrosilur-Decken (phyllit-metamorph) gegen E bzw. ESE überschoben wurde.

Das tektonische Stockwerk ist ein ähnliches wie für die Einheiten der Sevedecke im Raume von Kittelfjäll (Kittelfjälldecke, Helfrich 1961). Ihr tektonischer Baustil wird auch hier der eines s-Tektonites. Gradweise verändert sich der Deformationsstil innerhalb der überlagernden Köli-Einheiten — Fättjaurdecke mit liegender Isoklinalfaltung und unterbetonter steiler Scherungstektonik, während die Vapsendecke als höchstes tektonisches Stockwerk durch ausgeprägte Scherfaltung bei steilstehenden Scherflächen gekennzeichnet wird.

## ZU DEN ERZVORKOMMEN DES ÅREGEBIETES

Bereits 1742 wurde im Åregebiet der erste Erzfund getätigt. Es folgten im Laufe der Zeit weitere Funde, die eine Gliederung in kleine Erzfelder gestattete: auf der Nordseite des Gebirges liegt das Bjelkesfeld (Bjelkesfältet), am E-Abfall finden wir das Fröåfeld (Fröåfältet), von untergeordneter Bedeutung ist noch das Vorkommen Förberget und Helgessjövallen E zu erwähnen. Die Grubenrechte über die beiden Hauptvorkommen besitzt die Bolidens Gruvaktiebolag, sie verfügt auch über das Original-exemplar der Grubenkarten von T. S. Smerling (1886).

F. R. Tegengren (1924) gibt in seinem Buch „Sveriges Ädlare malmer och bergverk“ eine ausgezeichnete historische Zusammenstellung, Lagerstättenbeschreibung, Produktionsziffern u.a. Die Darstellung der Vorkommen stützt sich in erster Linie auf die Beobachtungen von J. H. L. Vogt (1887).

Die Gruben, die bis 1919 mit Unterbrechungen abgebaut wurden, stehen heute unter Wasser. Wie aus den Grubenkarten und Beschreibungen zu entnehmen ist, wurden diese nicht aus Erzangel eingestellt, sondern fielen technischen Schwierigkeiten zum Opfer (Wasser und Eis). Allerdings waren die Kupferhalte gering (etwa 1 %) und im heute bekannten Querschnitt keine entsprechenden Vorräte vorhanden. Voraussetzung für eine eventuelle Neubearbeitung der Gruben sind Kenntnisse über die Teufenfortsetzung.

Die Vererzung, es handelt sich um schmale Fahlbänder, die Kupferkies, Bornit, Zinkblende, Magnetkies und Pyrit führen, sitzt Kalksilikaten auf. Innerhalb derselben kommt es zur Anreicherung von Epidot, Hornblende und Granat, die über den normalen regionalmetamorphen Anteil hinausgeht.

Die paragenetischen Verhältnisse sind für die beiden Haupterze etwas verschieden. Im Bjelkesfeld fehlt der Bornit, der für das Fröåfeld typisch ist, sowie als Skarnsilikat der Epidot, der im Fröåfeld reichlich verbreitet ist.

Eine kurze Beschreibung der Erzminerale wird gegeben.

**Kupferkies:** meistens feinkörnig, kaum deformiert (rekristallisiert, keine Einschlüsse, buchtig aber einfach verwachsen mit Zinkblende, Magnetkies und der Gangart, abgesehen von Spaltenfüllungen in Feldspat und Hornblende.

**Magnetkies:** allgemein auftretend, immer xenomorph, verwachsen mit Kupferkies, stark umgewandelt zu Pyrit und etwas Markasit, skelettbildend.

**Zinkblende:** wechselnde Korngrösse, unregelmässig im Gefüge verteilt, verwachsen mit Kupferkies, einzelne Tröpfchen von Kupferkies als Entmischungsstruktur?

Weiters treten auf: Pyrit, Malachit, Azurit, Limonit und Titanit. Die Erzstruktur wird wie folgt charakterisiert: allotriomorph mit hypidiomorphen Zügen, fein—mittelkörnig, komplexe s-parallele Lagen- und Bänderungsstruktur, Imprägnationserz mit silikatischer Gangart.

Das Erz des Fröåfeldes unterscheidet sich vom obigen durch eine deutlich hervortretende Bornitführung. Der Bornit ist eng mit dem Kupferkies verbunden, weist aber fast ausschliesslich gerade Verwachsungsstrukturen mit demselben auf. Die übrigen Erzminerale weisen gleiche Korn- und Gefügeeigenschaften auf. Auch die Erzstrukturen sind analog denen des Bjelkesfeldes. Allerdings hat dieses Erz mehr eine Kompaktstruktur, die jedoch auf die zentralen Teile beschränkt ist. An den Rändern nimmt die Vererzung eine deutliche Imprägnationsstruktur an.

Alle übrigen Vorkommen sind Imprägnationserze, die als nur wenige Zentimeter breite Bänder s-parallel in den Fröå-Bjelkesquarzitgneisen auftreten (Fig. 9).

Gemeinsam für alle Vorkommen ist folgendes: ihre eindeutige Bindung an einen bestimmten Horizont. Dieser befindet sich wenige Meter über dem Marmorzug, der sich im Liegenden jedes Erzvorkommens befindet. Als einzige Ausnahme kann das Erz des Fröåfeldes genannt werden, dort ist der Marmorzug faziell durch extrem karbonatreichen Kalksilikatgneis vertreten.



Fig. 9. Gebänderter Kalksilikatgneis mit zur Bänderung parallel verlaufender Imprägnationsvererzung (aus den Halden des Bjelkesfeldes).

Diese Feststellung, dass die Erze an einen bestimmten stratigraphischen Horizont gebunden sind und die Beobachtung, dass zentimeterdünne Erzzonen über mehrere Kilometer ununterbrochen zu verfolgen sind, lässt ihre Genesis in einem besonderen Lichte erscheinen. E. Dahlström (1943) erkannte, dass die beiden Haupterze nicht dem gleichen Horizont angehören. Seiner Auffassung nach ist eine Deutung dieser Verhältnisse aufgrund einer starken Verfaltung sehr erschwert. Weiteres vertritt Dahlström die Auffassung, dass die Erzbildung mit den reichlich auftretenden intrusiven Grünsteinen im Zusammenhang steht.

Der Verfasser konnte die Detailtektonik auflösen und die Bindung des Erzes im Bjelkesfeld an den oberen, im Fröåfeld an den unteren Marmorhorizont nachweisen (durch Überschiebungen in ihre heutige Position gebracht). Analoges gilt für die anderen Vorkommen. Auch andere Erze in den Kaledoniden sind an bestimmte stratigraphische Horizonte gebunden. Ein schönes Beispiel liegt im Erz des Unna-Gaisarjaure vor. Dieses Erz liegt im Gebiet von Vardofjäll (Västerbotten) und wurde zuletzt vom Verfasser bearbeitet (Helfrich 1962, Vortrag anlässlich des 7. Geologischen Wintertreffens der Geologen Skandinaviens den 5.1.1964). Nicht ausgeschlossen ist ähnliches für das Erz von Stekenjokk, welches doch tektonisch umgelagert ist (Helfrich 1963). Über die Paragenese des Erzes und dessen Verwachsungsverhältnisse vom Gesichtspunkt des Aufbereiters plant der Verfasser eine Publikation.

Aufgrund dieser genannten Verhältnisse erscheint eine Deutung der vom Verfasser untersuchten Erze als syngenetisch-sedimentär-exhalativ nicht ausgeschlossen.

Wie soll sonst anders die Bindung von gering mächtigen Erzkörpern an distinkte stratigraphische Horizonte verstanden werden? Ch. Oftedals (1958) Auffassungen sind einer kritischen Diskussion unterzogen worden (G. Kautsky, S. Landergren, V. Marmo 1958). Die dargestellten Auffassungen zeigen deutlich die Problematik der Erzgenese und es bedarf vor allem kritischer und objektiver Untersuchungen von Fall zu Fall, unter Beachtung der spezifischen Strukturverhältnisse, um die Probleme einer Lösung zuzuführen. Hier hat sicherlich die geologische Feldarbeit, ohne vorgefasste und verallgemeinernde Auffassungen durchgeführt, eine wichtige Mission zu erfüllen (Helfrich 1964). Wie vielfältig beispielsweise Erzstrukturen sein können zeigt unter anderem O. Brotzen (1962) an Hand eines Modelles von epigenetischen Fe-Cu-Zn-Pb-Erzen.

Was den Zusammenhang von Erz und intrusivem Grünstein betrifft hat Helfrich (1962) auf die Beobachtungstatsache verwiesen, dass eine Reihe von Erzen des Skelleftefeldes räumlich an Grünsteinsgänge (Dioritporphyrite, Gabbro-Amphibolite) gebunden sind. Damit wird aber nicht die Auffassung vertreten, dass diese Erzbringer waren, sondern ihr Auftreten tektonisch an vorgezeichnete Strukturen gebunden ist, die günstige Bedingungen (Wegbereiter) für den Absatz von Erzkonzentrationen geschaffen haben.

Ähnliches gilt auch für die Erze des Åregebietes, die auch dort auftreten, wo intrusive Grünsteine anstehen. Diese modifizierten die Tektonik, waren aufgrund ihrer Kompetenz verantwortlich für die Entstehung lokaler Faltenumbildungen und diese sind damit bevorzugte Punkte für die Konzentration lokal mobilisierter Erzlösungen.

Die Aufgabe des Verfassers war es nicht, Beobachtungsmaterial für eine Deutung der Erzgenese zu sammeln. Die oben genannten Beobachtungen und Gedanken sollen lediglich dazu dienen, Impulse für weitere Arbeiten zu geben.

## ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet um den Åreskutan zwischen Indalsälven, Ullån, Kallsjön und Järpen wurde einer Detailkartierung unterzogen. Die hierbei gewonnenen Ergebnisse gestatten in diesem Raume folgende Gliederung der s.g. grossen Sevedecke:

Årschiefer u.-gneise	Sevedecke i.e.S. (Årescholle)
(Al — betonte Sedimente)	

### Überschiebung 2. Ordnung

(Pegmatit — Augengneis — Amphibolit)

Fröåquarzitgneis, Marmor und serp.

Peridotit	obere
(Ca — betonte Sedimente)	Fröå-Bjelkesscholle

## Überschiebung 3. Ordnung

Fröåquarzitgneis, Marmor und serp.

Peridotit

untere

(Ca — betonte Sedimente)

Fröå-Bjelkesscholle

Amphibolitschiefer

Amphibolitschieferscholle

## Überschiebung 2. Ordnung

Phyllit, Phyllonit, quarzitishe und

sparagmitische Gesteine samt Horn-

blendeporphyr (Ottfjälldiabas?)

Bergeschuppenzone

## Überschiebung 2. Ordnung

Kataklastische und mylonitische Gesteine  
von verschiedenem Ausgangsmaterial

Mylonitscholle

## Überschiebung 1. Ordnung

Tonschieferphyllite, Kalke, Quarzite

Kambrosilur der Olden- und  
Föllingscholle

Mullfjällporphyr u.a.

s.g. Urgebirgsfenster

Es zeigt sich also, dass sich die grosse Sevedecke in diesem Raume in Teilschollen unterschiedlicher Gesteinsfazies und tektonischer Stellung gliedern lässt. Innerhalb der Grosseinheit überdecken sich die Teilschollen dachziegelartig gegen E bzw. SE. Sie werden aus liegenden Isoklinalfalten heraus entwickelt gedeutet.

Die Begriffe Äreschiefer und -gneise werden ausschliesslich für die aus Al — betonten Sedimenten, Gneisen und Porphyriten aufgebaute höchste Teilscholle verwendet.

Die Marmore, die Peridotite sowie die Kalksilikatgneise der Fröå-Bjelkesscholle werden als hochmetamorphes Kambrosilur aufgefasst. Die Seriengemeinschaft — Kalksandstein — Marmor — Peridotit — ist charakteristisch für das Pieskeniveau (unteres Ordovizium). Zu ähnlichen Analogieschlüssen kommt auch Du Rietz (1960).

Die oben dargestellte Gliederung der grossen Sevedecke wird der von Asklund (1961) gegebenen wie folgt gegenübergestellt:

Helfrich	Asklund
Ärescholle	eigentliche Sevedecke (Asklund 1938)
Fröå-Bjelkesscholle	?
Amphibolitschieferscholle	?
Bergeschuppenzone	Särvedecke (Strömberg 1955)
Mylonitscholle	Granitmylonitdecke (Asklund 1938)

Zu dieser Gliederung gelangte der Verfasser aufgrund der lokalen Detailaufnahmen im Äregebiet. Erweiterte regionale Studien waren im Rahmen der gestellten Aufgaben nicht vorgesehen.

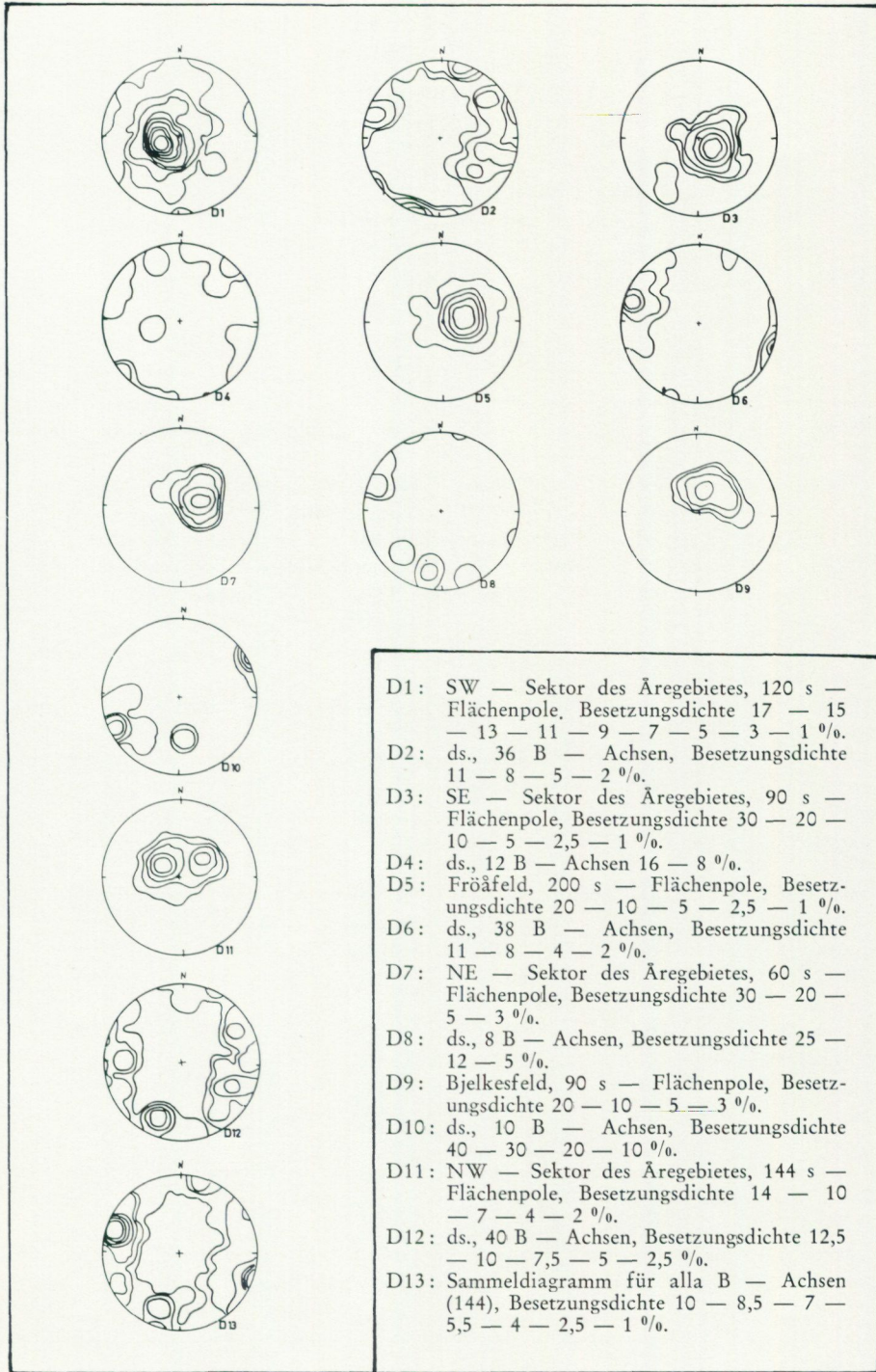


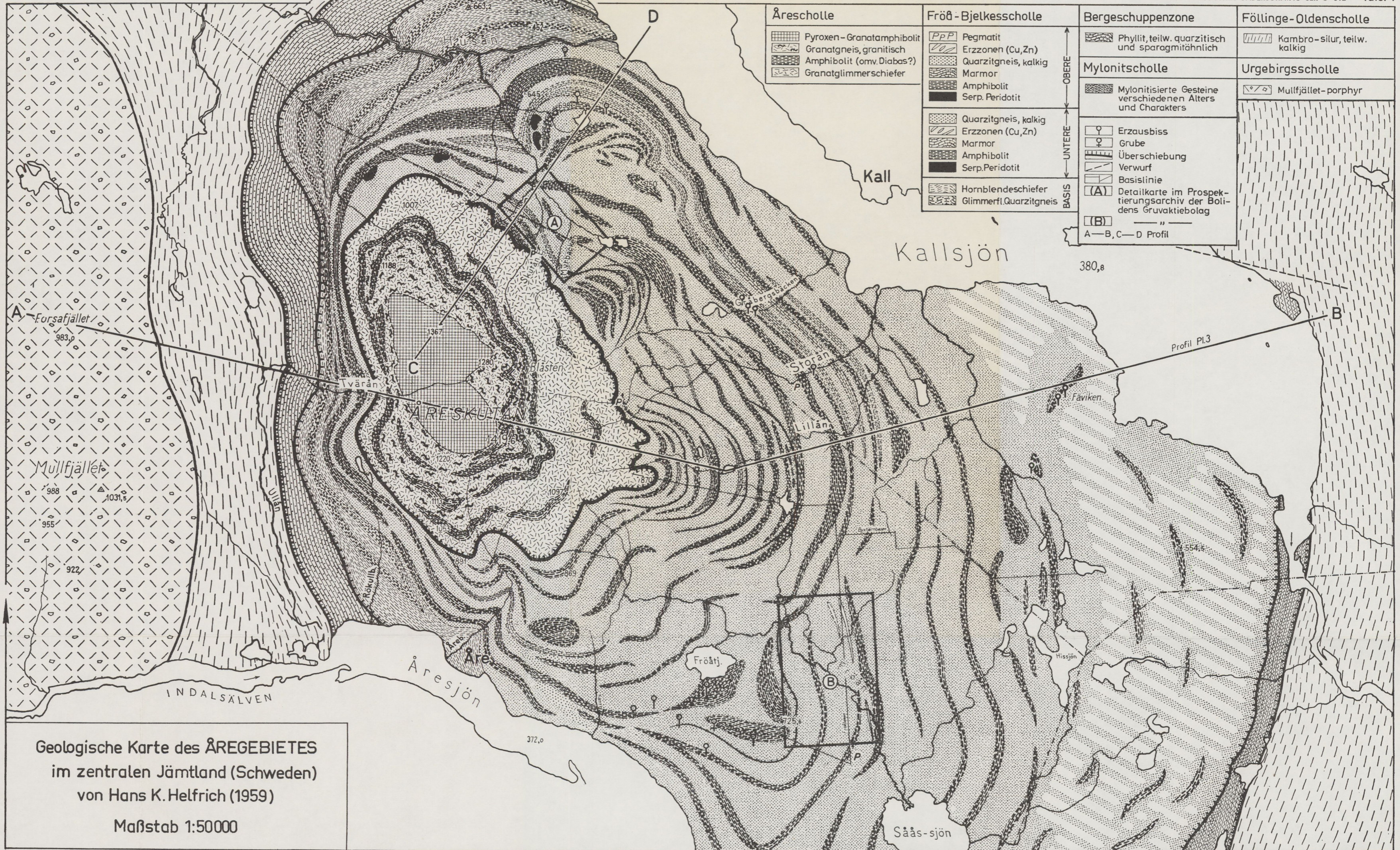
Fig. 10.

## LITERATURVERZEICHNIS ABKÜRZUNGEN

- SGU = Sveriges geologiska undersökning  
 GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar  
 NGT = Norsk Geologisk Tidsskrift  
 BCGdF = Bulletin de la Commission Géologique de Finlande  
 BGIU = Bulletin of the Geol. Inst. of Uppsala

- ANGEL, F., 1924: Gesteine der Steiermark. — Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, 60.
- ASKLUND, B., 1938: Hauptzüge der Tektonik und Stratigraphie der mittleren Kaledoniden in Schweden. — SGU C 417.
- 1951: Fjällkedjans klassiska område inom Jämtland och Trøndelag. — GFF, 73.
- 1959: Aktuella utvecklingslinjer inom fjällkedjan. — GFF, 81.
- 1960: Studies in the Thrust Region of Southern Part of the Swedish Mountain Chain. — Int. Geol. Cong. XXI Session, Norden 1960. Guide to Exc. Nos. A 24 and C 19.
- 1961: The extension of the Serv Nappe in the Scandinavian Mountain Chain. — SGU; C 584.
- ASKLUND, B. och THORSLUND, P., 1935: Fjällkedjerandens bergbyggnad i norra Jämtland och Ångermanland. — SGU, C 382.
- BACKLUND, H. G., 1925: Försök till magmatektonisk analys av Västerbottens fjällbyggnad. — GFF, 47.
- 1928: Über die Rolle der Granitintrusionen in der kaledonischen Gebirgskette Skandinaviens. — XIV Congrès Geologique International, 1926.
- BESKOW, G., 1929: Södra Storfjället im südlichen Lappland. — SGU, C 350.
- BROTZEN, O., 1962: Naturel Models and Geochemical Aspects of Epigenetic Fe-Cu-Zn-Pb Ores. — GFF, 84.
- CARSTENS, C. W., 1924: Der unerordovizische Kilkenshorizont in dem Trondhjemgebiet. — NGT, 7.
- DAHLSTRÖM, E., 1943: Trakten kring Åreskutan. BGAB. Unveröff.
- DU RIETZ, T., 1960: Tectonic conditions in the front range of the Swedish Caledonian in central Norrland. — SGU, C 568.
- EDELMAN, N., 1949: Microcline porphyroblasts with myrmekite rims. — Bull. Comm. Géol. Finl., 144.
- FRANZÉN, C. W., 1844: Relation öfver grufvedriften inom Jemtlands län 1843. — I. K. A.
- FRÖDIN, G., 1922: Über die Geognosie des zentralschwedischen Hochgebirges. — BGIU, XVIII.
- GOLDSCHMIDT, V. M., 1916: Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. IV. — Videnskapsselsk:s Skr. I. Mat. — naturv. Klasse. 1916, No. 2.
- HAMBERG, A., 1910: Gesteine und Tektonik des Sarekgebirges nebst einem Überblick der skandinavischen Gebirgskette. — GFF, 32; Guide 9 XI. internat. Geologkongr. Stockholm.
- HELFRICH, H. K., 1953: Petrographie der Seckauer Intrusiva. — Phil. Diss., Universität Graz.
- 1957: Äretrakten. Fröåfältets gruvor. — BGAB Unveröff.

- HELFRICH, H. K., 1958: Bjelkesfältets gruvor och en geologisk översikt av Äretrakten. — BGAB Unveröff.
- 1959: Kompletterande undersökningar i Äretrakten östra del. — BGAB Unveröff.
- 1962: Om geologin mellan Kittelfjäll och Arefjäll. BGAB Unveröff. — Vortrag anlässlich des 7. geologischen Wintertreffens der Geologen Skandinaviens in Trondheim den 5.1.1964.
- HOLMQUIST, P. J., 1919: Några ord om de sedimentära seveskiffrarnas sammansättning och geologiska ställning. — GFF, 41.
- HÖGBOM, A. G., 1894 und 1920: Geologisk beskrivning över Jämtlands län. — SGU, C 140, 1. und 2. Auflage.
- KAUTSKY, G., 1948: Die kaledonischen Sulfiderze und die palingenen Prozesse. — GFF, 70.
- 1949: Stratigraphische Grundzüge im westlichen Kambrosilur der skandinavischen Kaledoniden. — GFF, 71.
- 1953: Der geologische Bau des Sulitelma-Salojauregebietes in den nordskandinavischen Kaledoniden. — SGU, C, 528.
- 1958: The Theory of Exhalative — Sedimentary Ores Proposed by Chr. Oftedahl. — GFF, 80.
- KAUTSKY, F., 1940: Das Fenster von Gautojaure im Kirchspiele Arjeplog, Lappland. — GFF, 62.
- KOARK, H. J., 1961: Zur Deformation des Vennakonglomerates im Trondheimgebiete, Norwegen. Ein Beitrag zur Frage von Formungsrichtung und Streckungsorientierung an skandischen Konglomerattektoniken. — BGIU XL.
- KULLING, O., 1933: Bergbyggnaden inom Björkvattnet — Virisenområdet i Västerbottensfjällen centrala del. — GFF, 55.
- 1955: Den kaledoniska fjällkedjans berggrund inom Västerbottens län. — SGU Ca 37.
- LANDEGREN, S., 1958: Comments to a Theory of Exhalative-Sedimentary Ores. — GFF, 80.
- LINDSTRÖM, M., 1961: Beziehungen zwischen Kleinfaltenvergenzen und anderen Gefügemerkmalen in den Kaledoniden Skandinaviens. — Geol. Rundschau, 51.
- MAGNUSSON, N. H., et al., 1957: Karta över Sveriges Berggrund (Pre-Quaternary rocks of Sweden). — SGU Ba 16.
- MARKLUND, N., 1950: En studie i den kaledoniska överskjutningsmekanismen. — GFF, 72.
- 1952 b: A study in a Caledonian major thrust plane. — BGIU XXXIV.
- MARMO, V., 1958: On the Theory of Exhalative-Sedimentary Ores. — GFF, 80.
- OFTEDAHL, C., 1958: A theory of exhalative-sedimentary ores. — GFF, 80.
- QUENSEL, P., 1960: Beskrivning till karta över berggrunden inom Västerbottens fjällområde. SGU Ba 21.
- SANDER, B., 1948: Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper. Erster Teil Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten in Bereich Handstück bis Profil. Wien und Innsbruck.
- STRÖMBERG, A., 1955: Zum Gebirgsbau der Skanden im mittleren Härjedalen. BGIU. XXXV. Uppsala.
- 1961: On the Tectonics of the Caledonides in the south — western parts of the country of Jämtland, Sweden. BGIU. XXXIX, Part 6. Uppsala.
- Tectonic Studies on a Part of the Southern Caledonides of Sweden. Acta Universitatis Upsaliensis. Abstracts of Uppsala Dissertations in Science. Uppsala.
- TEGENGREN, F. R., 1924: Sveriges ädlare malmer och bergverk. SGU, Ca 17.
- TÖRNEBOHM, A. E., 1896: Grunddragen af det Centrala Skandinaviens bergbyggnad. — K. Sv. Vet. Ak. Handl., Bd. 28 Stockholm
- VOGT, J. H. L., 1887: Om malmförekomster i Jemtland och Härjedalen. Praktiskt geologiska undersökningen inom Jämtlands län II. — SGU C 89.

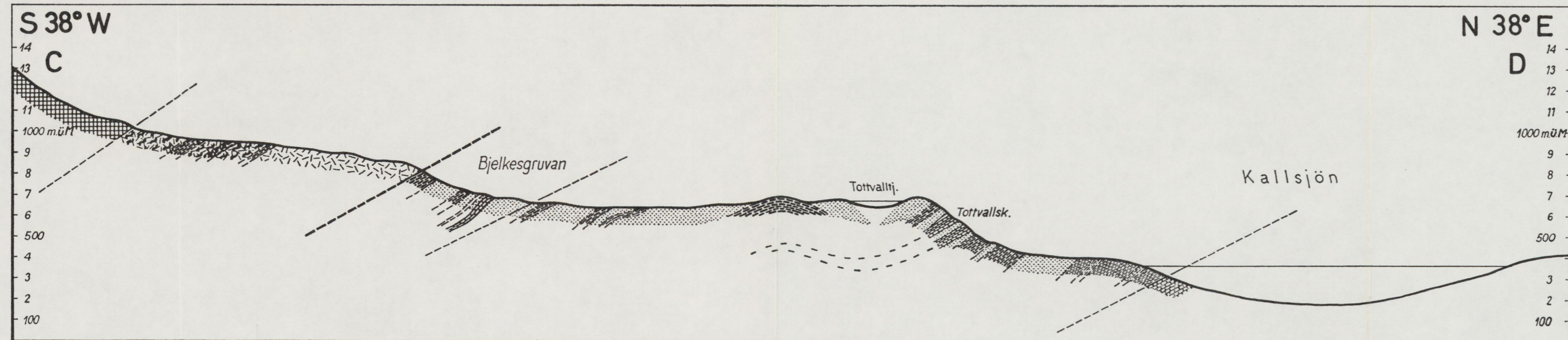


Årescholle	Fröå-Bjelkesscholle	Bergeschuppenzone	Föllinge-Oldenscholle
<ul style="list-style-type: none"> <li>Pyroxen-Granatamphibolit</li> <li>Granatgneis, granitisch</li> <li>Amphibolit (omv. Diabas?)</li> <li>Granatglimmerschiefer</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Pegmatit</li> <li>Erzzonen (Cu,Zn)</li> <li>Quarzitgneis, kalkig</li> <li>Marmor</li> <li>Amphibolit</li> <li>Serp.Peridotit</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Phyllit, teilw. quarzitisch und sparagmitähnlich</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Kambro-silur, teilw. kalkig</li> </ul>
	<ul style="list-style-type: none"> <li>Quarzitgneis, kalkig</li> <li>Erzzonen (Cu,Zn)</li> <li>Marmor</li> <li>Amphibolit</li> <li>Serp.Peridotit</li> </ul>	<b>Mylonitscholle</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>Mylonitisierte Gesteine verschiedenen Alters und Charakters</li> </ul>	<b>Urgebirgsscholle</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>Mullfjället-porphyr</li> </ul>
	<ul style="list-style-type: none"> <li>Hornblendeschiefer</li> <li>Glimmerfl.Quarzitgneis</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Erzausbiss</li> <li>Grube</li> <li>Überschiebung</li> <li>Verwurf</li> <li>Basislinie</li> <li>(A) Detailkarte im Prospektierungsarchiv der Bolidens Gruvaktiebolag</li> <li>(B) " " "</li> </ul>	

Geologische Karte des ÅREGEBIETES  
im zentralen Jämtland (Schweden)  
von Hans K. Helfrich (1959)  
Maßstab 1:50000

Godkänt för spridning den 13 nov. 1967, Rikets allmänna kartverk.

ÅRESKUTAN - HUSÅ Skala 1:20 000



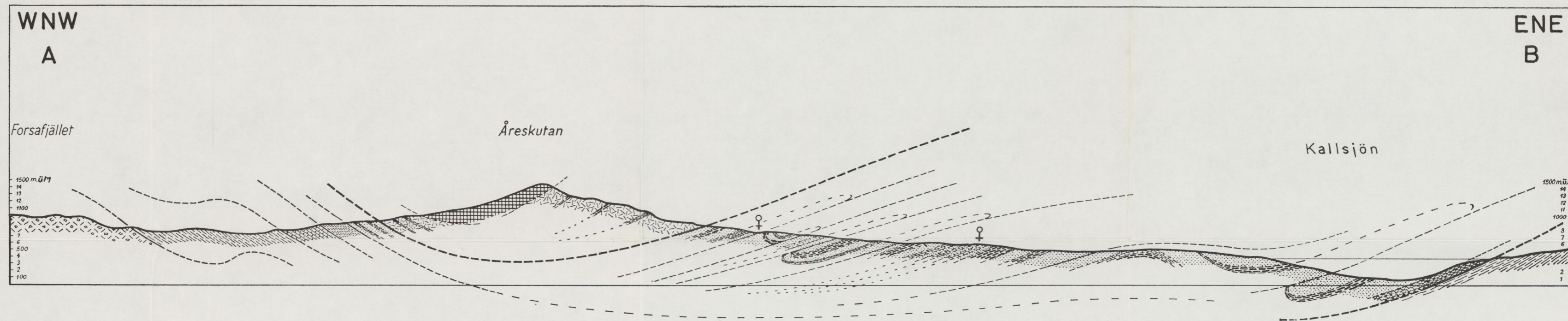
ÅREGEBIET

PROFILE

von  
H. Helfrich  
1958

Zeichenerklärung siehe geolo-  
gische Karte

ÅRETRAKTEN Skala 1:50 000



PRIS 15 KRONOR

Distribution

SVENSKA REPRODUKTIONS AB

FACK VÄLLINGBY 1

Växjö 1967 C. Davidsons Boktr. AB

Printed in Sweden