

# II. Einige Beobachtungen über den Oldengranit und die subkambrische Denudationsfläche innerhalb der kaledonischen Faltenzone in Jämtland.

Von

Gustaf Frödin.

(Hierzu Karte Pl. XIX.)

## Inhaltsverzeichnis.

### Einleitung.

### Beschreibung von tektonisch und petrographisch wichtigen Lokalen und Gesteinen.

*Das Gebiet des Oldengranits.*

*Der Granit-Silurkontakt an der Grubbdalsån.*

*Das Kontaktgebiet um Nöjden.*

*Der Granit-Silurkontakt am Kläppibäcken.*

*Die Formationsgrenze zwischen dem Kläppibäcken und dem Ytterolden.*

*Die Kontaktverhältnisse am Wasserfall oberhalb des Ytterolden.*

*Der Porphy-Silurkontakt bei Svarthön.*

*Basalbildungen und Tektonik der Silurformation um den Kälapannsjön.*

*Übersicht über den allgemeinen Charakter des Granit-Silurkontaktes.*

### Das Relief der subkambrischen Landfläche und der Verlauf der kaledonischen Faltung bei der Ostseite der Oldfällsantiklinale.

### Einige Bemerkungen über das Vorkommen von Basalbreccien und arkoseartigen Bildungen innerhalb angrenzender Teile von Jämtland.

### Literaturverzeichnis.

## Einleitung.<sup>1</sup>

Die zentralen Teile der schwedischen Provinz Jämtland werden zum grossen Teil von kambrisch-silurischen Sedimentgesteinen aufgebaut, die in der Regel von der kaledonischen Gebirgsfaltung mehr oder weniger stark beeinflusst sind, oft bis hart an die Formationsgrenze gegen das im Osten einsetzende Grundgebirge. Westlich, nach der zentralen Faltenzone

<sup>1</sup> An der beigelegten Karte, Pl. XIX, bezeichnet das Fallen nicht dasjenige der Lagerung sondern nur der Verschieferung.

hin, werden gewöhnlich diese noch deutlich klastischen Gesteinsarten von den im grossen und ganzen flach liegenden Äre- oder Seveschiefern überlagert, die aus Myloniten, Glimmerschiefern, krystallinischen Kalksteinen, Amphiboliten und Gneissen bestehen, welche man in der Regel für präkambrisch hält; sie sind jedoch während der grossen postsilurischen Bewegungen über die kambro-silurische Schichtenserie hinaufgeschoben worden (9, 11, 14, 23).

Innerhalb dieser durch flach liegende tektonische Ebenen ausgezeichneten Gebirgslandschaft, die hauptsächlich von mehr oder weniger metamorphischen algonkischen und silurischen Gesteinsarten<sup>1</sup> aufgebaut ist, streichen einige deutlich markierte Antiklinalen, die sich bisweilen ungefähr in der Richtung der Gebirgskette erstrecken. An diesen »Fenstern« tritt nicht nur der Silur zutage, sondern auch dessen Unterlage, die autochthonen Porphyre und Granite.

In der grössten dieser Antiklinalen, die zwischen den Seen Torrön im Westen und Hotagen im Osten liegt, stehen teils Porphyre, teils auch Granite an, welche jedoch ihren petrographischen Charakteren und ihrem geologischen Vorkommen nach noch nicht genauer untersucht worden sind. Die östlichen Teile des Gebietes werden von dem sogenannten Oldengranit eingenommen, dem TÖRNEBOHM schon 1873 postsilurisches Alter zuschrieb, und zwar auf Grund des Verhältnisses dieser Gesteinsart zu angrenzenden silurischen Ablagerungen (22, s. unten, S. 255). Später, 1896, hat derselbe Forscher zur Bekräftigung dieser Auffassung einige weitere Beobachtungen vorgelegt (23, s. unten, S. 244, 260). Seither hat kein Geolog diese Gegenden bereist, und die in der Litteratur häufig auftretenden Angaben über den Oldengranit (8, 9, 20, 21) scheinen sich lediglich auf die von TÖRNEBOHM mitgeteilten Beobachtungen zu gründen. HÖGBOM hat sich jedoch gegenüber der Ansicht TÖRNEBOHM's ablehnend gestellt und den Oldengranit mit den präkambrischen Porphyren und Graniten zusammengeführt. (11, die Karte.)

In diesem Zusammenhang muss auch hervorgehoben werden, dass, soweit dies bisher nachgewiesen werden konnte, Eruptivgesteine von kaledonischem oder postsilurischem Alter in den an die jämtländische Überschiebungsregion angrenzenden Gebieten nur eine sehr unbedeutende Verbreitung besitzen. Mit Ausnahme von Peridotiten und basischen Ganggesteinen, vor allem Ottfjällsdiabas (7), wozu noch einige nicht genauer bekannte Pegmatit- und Granitgänge hinzugefügt werden können, kommen Gesteine der betreffenden Art erst jenseits der norwegischen Grenze, d. h. innerhalb des grossen Trondhjemschen Synklijalgrabens, in nennenswerter Ausdehnung vor. Das Auftreten eines postsilurischen Eruptivgebiets von der Ausdehnung des Oldengranits und so weit östlich von der zentralen Faltenzone muss daher als recht bemerkenswert bezeichnet werden.

<sup>1</sup> Da die kambrischen und silurischen Ablagerungen in diesen Gebirgsgegenden wegen des starken Fazieswechsels und der Armut an Fossilien gewöhnlich nicht unterschieden werden können, werden sie im Folgenden mit der gemeinsamen Bezeichnung Silur belegt.

An die Ansicht, dass der Oldengranit von postsilurischem Alter sei, knüpft sich ausserdem noch ein besonderes Interesse, da hierdurch die Beweisführung, auf die sich die sehr umstrittene Hypothese von den grossen jämtländischen Überschiebungen gegenwärtig stützt, offenbar wesentlich geschwächt wird. Seitdem nämlich die grundlegenden Arbeiten von TÖRNEBOHM und HÖGBOM über diese Frage abgeschlossen wurden, hat es sich gezeigt, dass in dem sogenannten Offerdalskonglomerat, welches den als präsilurisch und überschoben betrachteten Seveschiefern angehört und somit direkt auf gefaltetem silurischem Sediment ruht, Gerölle von dem Charakter des Oldengranits enthalten sind (II, S. 317, s. unten, S. 283). Es würden also schon aus diesem Grunde, wenn die Ansicht TÖRNEBOHM'S betreffs des Alters des Oldengranits richtig wäre, hinreichende Ursachen vorliegen, das Offerdalskonglomerat mit den begleitenden Seveschiefern für jünger zu halten als die unterliegenden Silurgesteine, und zwar zunächst für devonisch. Der nach oben immer deutlicher werdende metamorphe Charakter, der diese wie auch andere damit verwandte Komplexe von Gesteinen in diesen Gegenden charakterisiert, könnte in diesem Fall vielleicht durch Differentialbewegungen erklärt werden, die durch den verschiedenen petrographischen Charakter der oberen, gewöhnlich grobklastischen, und der unteren, feinkörnigeren Sedimente bedingt ist.

Das Interesse, welches also mit dem Oldengranit verknüpft ist, hätte sicher schon längst zu erneuten geologischen Untersuchungen desselben angeregt, wenn nicht die Entlegenheit und Unzugänglichkeit der betreffenden Gegenden abschreckend gewirkt hätte. Obwohl mein Reiseplan im vorigen Sommer sich in erster Linie auf glazialgeologische Untersuchungen erstreckte, beabsichtigte ich doch auch zugleich, die Grenzverhältnisse zwischen dem Oldengranit und dem Silur im Osten vom Yttre Oldsjön im Süden bis zum Juthatten im Norden festzustellen (S. die Karte Pl. XIX), und dabei einige recht bemerkenswerte Beobachtungen zu ergänzen, die ich hier, allerdings nur im Vorübergehen, schon 1911 und 1913 gemacht hatte. Infolge der ungewöhnlich reichlichen Niederschläge während des vorigen Sommers, die das meist flache und moorige Gelände längs der Formationsgrenze durch Überschwemmungen oft geradezu unzugänglich machten, konnte dieser Plan freilich nicht immer, wie es wünschenswert gewesen wäre, bis in die Einzelheiten hinein verfolgt werden.

### **Beschreibung von tektonisch und petrographisch wichtigen Lokalen und Gesteinen.**

In der folgenden Darstellung werden immerfort die Basalbildungen der Silurformation gegen die unterliegenden autochthonen eruptiven Gesteine diskutiert werden. Mit Rücksicht auf die dabei verwendete Nomenklatur mögen daher zuerst folgende Bemerkungen vorausgeschickt werden.

Unter *Verwitterungsbreccien* verstehe ich in situ gelegenen und in irgend einer Weise verheilten Verwitterungsschutt, der also vom Wasser nicht merklich bearbeitet und sortiert worden ist. Nach unten gehen diese Bildungen in eine immer weniger aufgelockerte Gesteinsart über, an der die Breccien sozusagen festgewachsen sind. Die Verschieferungsstrukturen des Muttergesteins können gewöhnlich noch immer identifiziert und abgelesen werden. Einschlammungen von Sedimenten, die der überliegenden Formation angehören, können nur ausnahmsweise, als Füllung in Spalten und Hohlräumen, beobachtet werden.

Eine solche Vermischung muss natürlich nach oben hin stark zunehmen, im selben Grade wie die Verwitterungsprodukte einer ersten, wenn auch nur ganz schwachen Transportierung und Störung unterworfen werden, ohne dass jedoch ihre scharfkantigen Formen Zeit haben, sich abzurunden. Schichtung in Form von Wechsellagerung verschiedener Körnergrößen kann vorkommen, ist aber nicht gewöhnlich. In diesem Fall liegen *Sedimentbreccien* vor, die also als die Basis der überliegenden Sedimentserie zu betrachten sind.

Durch weiter fortschreitende Bearbeitung durch Wasser gehen dann diese ihrerseits in wirkliche *Konglomerate* mit abgerundeten Gesteinsfragmenten über.

Es braucht kaum hervorgehoben zu werden, dass eine solche Einteilung in gewissen Fällen recht willkürlich ausfallen muss, da ja kontinuierliche Übergänge natürlich keineswegs selten sind. Eine weit grössere Schwierigkeit liegt indessen in der kräftigen Regionalmetamorphose, die in gewissen Teilen des Gebietes diese Gesteine beeinflusst und ihre ursprünglichen Kennzeichen mehr oder weniger ausgelöscht hat. Unter solchen Umständen ist es oft nicht möglich, eine Verwitterungsbreccie von einer Sedimentbreccie zu unterscheiden, weshalb ich in solchen Fällen den indifferenteren Ausdruck *Basalbreccie* verwende.

### Das Gebiet des Oldengranits.

Unter dieser Bezeichnung fasst TÖRNEBOHM (23) die mehr oder weniger granitischen Gesteine zwischen dem Yttre Oldsjön im Süden und dem Juthatten an der norwegischen Grenze im Norden zusammen. Im Übrigen gibt er dem Gebiet ungefähr die aus Karte Pl. XIX hervorgehende Begrenzung. Er charakterisiert das Gestein als einen im allgemeinen grauen oder schwach rötlichen, ziemlich groben, gleichmässigen, oft etwas flaserigen Biotitgranit, der sowohl nach Westen gegen den angrenzenden Porphyry wie nach Osten gegen der Silur zu feinkörnig und porphyrisch wird, mit Einsprenglingen von sowohl Quarz wie Feldspat in einer mikropegmatitischen Grundmasse.

Soweit ich sehen konnte, findet sich der eigentliche Oldengranit in typischer Ausbildung nur im *nördlichen Teil des Gebiets*, nördlich vom

Fisklössjön. Er besteht gewöhnlich makroskopisch aus einem groben, recht stark gepressten Porphyrgranit mit bis 2—3 cm grossen Feldspatindividuen nebst reichlich vorhandenen graublauen Quarzkörnern von oft 5—6 mm im Durchmesser (Fig. 1). Die stark zurücktretenden dunkeln Mineralien geben sich meist durch Chloritbelegung an den dicht liegenden Verschieferungsflächen zu erkennen, längs welcher bisweilen recht ansehnliche Mengen von violetterm Flusspat auftreten. Die kataklastische Metamorphose hat ausserdem eine Abrundung der Feldspatindividuen zustande gebracht, wodurch sich das Gestein besonders auf verwitterten Flächen

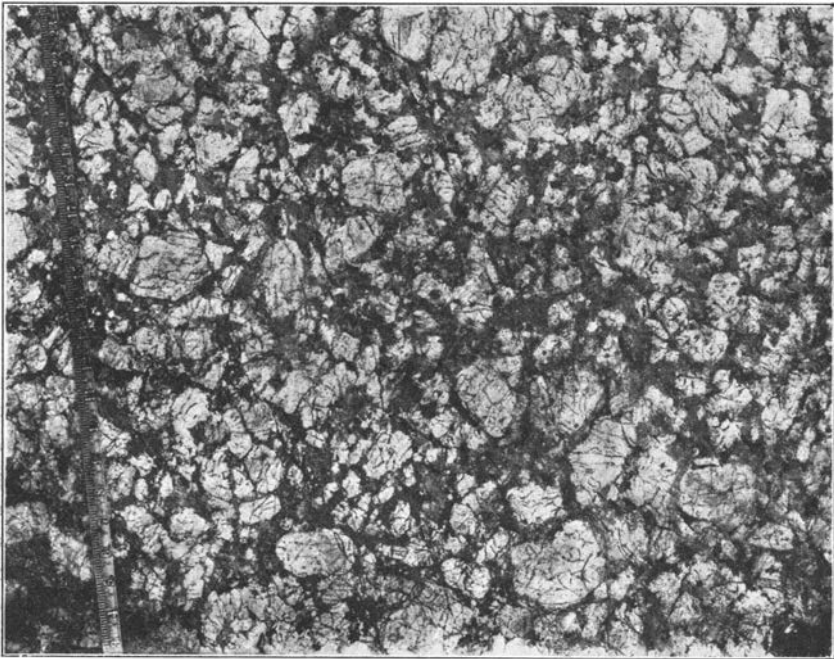


Foto. G. Frödin.

Fig. 1. Der Oldengranit, Nöjden.  $\frac{2}{5}$  Nat. Grösse.

manchmal dem Augengneiss nähert. Bei flüchtiger Betrachtung kann der Oldengranit deshalb eine gewisse Ähnlichkeit mit den entsprechenden Formen des Refsundsgranits erhalten. Sowohl gegen Süden wie auch längs der Grubbdalsån und um Höberg wird das Gestein weniger grobkörnig, und zugleich tritt die porphyrische Struktur mehr in den Hintergrund. In Felsen, die der freien Einwirkung der Athmosphäriilien ausgesetzt sind, erhält der Oldengranit eine charakteristische graubraune Farbe, die sich manchmal einen oder einige Meter weit nach unten erstreckt. Oft ist auch eine schöne bankförmige Absonderung, die der Bodenfläche ungefähr konform ist, wahrzunehmen.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass das Gestein im Wesentlichen aus einem sehr schönen und frischen Orthoklas- und Mikroklinmikroperthit

besteht, bisweilen in Form von Karlsbaderzwillingen. Obwohl die Kataklase natürlich die kleineren primären Strukturzüge in nicht geringem Grade verwischt hat, kann man doch noch immer sehen, wie die angrenzenden Perthitindividuen nicht selten mit unregelmässig geformten Spitzen und Zipfeln in einander eingreifen, wodurch sie eine nicht geringe Ähnlichkeit mit z. B. dem Ragundagranit aufweisen (10). Innerhalb eines einzelnen Perthitindividuums können ausserdem kleinere unregelmässig geformte Felder eingeschlossen sein, die sich durch ihre Orientierung einem weiter weg liegenden Krystall anschliessen.

Ausser im Perthit tritt der Albit auch in selbständigen Individuen auf, die von Perthit umwachsen und oft recht reichlich mit neugebildeten Körnern und Schuppen von Epidot, Kaolin und Sericit untermischt sein können. Nicht selten lassen sich anderseits auch kleinere, unregelmässige, in Albit eingeschlossene Perthitpartien wahrnehmen, was Alles darauf hindeuten scheint, dass die Krystallisierung der Feldspate ungefähr gleichzeitig stattfand. Plagioklasbestimmungen im Schnitt senkrecht zu a gaben 5 % An an, ein Wert, der recht gut die ursprüngliche Zusammensetzung repräsentieren dürfte, weil er auf ziemlich frischen Individuen erhalten wurde. Auch Zwillingsbildungen sowohl nach dem Periklin- wie nach dem Karlsbadergesetz wurden wahrgenommen.

Der reichlich vorhandene Quarz tritt bisweilen sogar als dihexagonale Körner poikilitisch in den Perthit eingewachsen auf und kann auch durch regelmässige Orientierung kleinere granophyrische Partien hervorrufen, was gleichfalls dafür sprechen dürfte, dass kein beträchtliches Zeitunterschied zwischen der Krystallisation des Quarzes und des Feldspates vorhanden ist.

Die sparsam vorkommenden dunkeln Minerale, Biotit, Chlorit und Epidot treten nebst Sericit deutlich sekundär auf, gewöhnlich doch mit Ausnahme von dem stark chloritisiertem Biotit, der oft reichlich mit idiomorphem Apatit gespickt ist. Hierzu kommt ein idiomorphes, oft zonal gebautes Zirkonmineral, von mehr oder weniger brauner Farbe, das oft recht stark umgewandelt ist, wahrscheinlich in Malakon. Längs der Verschiebungsf lächen treten gern Schlieren und unregelmässige Partien von Flusspat, Magnetit, Kiesen und Titanit, letztere ganz oder teilweise in Form von Leukoxén, auf.

Die jetzige Struktur des Gesteins zeigt keine Spuren irgendwelcher Tiefmetamorphose ist dagegen eine ausgeprägte Mörtelstruktur, hervorgerufen durch kataklastische Metamorphose und gekennzeichnet u. a. von zerdrückten und geborstenen Quarz- und Feldspatkörnern, immer stark undulös. Diese Fragmente werden durch ein feinkörniges, farbloses Aggregat von Quarz und Albit zusammengehalten.

*Innerhalb des südlichen Teiles des Gebiets*, zwischen dem Fisklössjön und Olden, herrschen dagegen mittelkörnige, mehr oder weniger granitporphyrische Gesteine mit schön granophyrischer Grundmasse und bis 0,5—1,0 cm grossen Feldspateinsprenglingen von gewöhnlich grauroter

Farbe. Dies ist der Fall nordöstlich vom Ófre Oldsjön, südlich von dem Oldfåbod, und um Kvarnbacken und Storbacken. In der letzteren Gegend treten ausserdem oft auch Bänke und Schlieren von mehr aplitischer oder feinkörniger Ausbildung auf, wie auch im Oldklumpen, wo jedoch das Gestein im übrigen sich mehr einem mittelkörnigen gleichmässigen Granit nähert. Vielleicht mit Ausnahme des letzterwähnten Gebirges zeichnet sich dieses Gebiet im grossen Ganzen durch nur unbedeutende Druckmetamorphose aus, wenn auch mehr zerstreut liegende Zertrümmerungszonen und Spalten vorkommen, oft mehr oder weniger von Kiesen und andern Erz-



Fig. 2. Granophyrischer Granitporphyr, Kvarnbacken, Ytterolden. Vergr. 16  $\times$ .  
Rechts ein Mikroperthiteinsprengling.

mineralien begleitet. Die spärlich auftretenden dunkeln Minerale sind auch weniger regelmässig verteilt als in dem oben beschriebenen Oldengranit. Die Farbe und das sonstige Aussehen der Verwitterungshaut scheinen hingegen in beiden Fällen wenigstens makroskopisch gleich zu sein.

Die Einsprenglinge bestehen sowohl aus Quarz wie aus Feldspat. Die ersteren nehmen ihrer Anzahl und Grösse nach einen untergeordneten Rang ein und haben manchmal recht gut erhaltene idiomorphe Ausbildung. Oft sind sie indessen stark »korrodiert« von der dazwischenliegenden granophyrischen Grundmasse, die dabei in den »Korrosionskanälen« und Gruben ( $\phi$ ) gerne quarzarm wird und in fast reinen Mikroperthit übergeht. Dieselbe Veränderung findet auch in den kleineren Grundmassepartien statt, die mehr wie Einschlüsse in den Quarzseinsprenglingen vorkommen.

Die Feldspateinsprenglinge sind bisweilen gut idiomorph und bestehen in den gleichmässiger gekörnten Gesteinsmodifikationen in der Regel bloss aus Orthoklas und Albit, die zu Mikroperthit vereinigt sind (Fig. 2). In andern Fällen zeigen sie hingegen einen schön zonalen Bau mit einem Kern von Albit, der oft beträchtliche Umwandlungen in Sericit, teilweise zoisitartigen Epidot und wohl auch Biotit erlitten hat, und einem diesen Kern umgebenden breiteren oder schmälern Ring von verhältnismässig frischem Orthoklasmikroperthit. Nicht selten ist jedoch die Struktur komplizierter, so dass das Zentrum aus Perthit besteht, welcher von einem Albitring umschlossen ist, der wiederum seinerseits von einer Perthitzzone umsäumt wird. Bei den grösseren Feldspateinsprenglingen werden oft diese verschiedenen Zonen von mehreren verschieden orientierten Individuen zusammengesetzt, die mit teilweise stark zackigen und unregelmässig zipfeligen Konturen in einander greifen (s. oben, S. 238). Einige Plagioklasbestimmungen in verhältnismässig wenig umgewandelten Schnitten senkrecht zu a ergaben einen Anorthitgehalt des Albits von 5—6%. »Schachbrettstruktur« kommt beim Albit vor, ebenso Zwillingsbildung nach dem Periklingesetz, beim Perthit teils nach dem Karlbadergesetz, teils, allerdings nur ausnahmsweise, auch nach dem Bavenoergesetz. »Korrosion« und Einschlüsse treten in allen Teilen der Feldspateinsprenglinge auf, am reichlichsten jedoch im Perthit. In solchen Bildungen zeigt sich der Granophyr der Grundmasse feinkörniger als gewöhnlich, und kann in kleineren unregelmässigen Partien längs der Grenze zwischen den Albitkernen und den Perthitringen auftreten. Auch zentral gelegene poikilitisch angeordnete runde Quarzkörner sind nicht selten und gehen durch ihre stellenweise bestimmte Orientierung in granophyrische Einsprenglingbildungen über. Am schönsten treten diese jedoch in den Randzonen der Einsprenglinge zutage, wo auch noch unregelmässig geformte orientierte Aufwüchse von granophyrischem Perthit vorkommen können (s. unten). Hierdurch entstehen zipfelige Begrenzungslinien gegenüber der Grundmasse. Hingegen scheint sich der granophyrische Quarz nicht gern in die Albitkerne hinein zu erstrecken.

Die Grundmasse besteht ganz überwiegend aus Mikroperthit von der Zusammensetzung der Einsprenglinge, der aber so gut wie immer granophyrisch von Quarz durchwachsen ist. In Bezug auf die sonstige Ausbildung kommen alle Übergangsformen zwischen kleineren, weniger gut idiomorphen Einsprenglingen und mehr oder weniger allotriomorphen, oft stark gezackten Grundmassenindividuen vor. Bemerkenswert ist auch, dass diese lokal oft dieselbe Orientierung annehmen, wie die angrenzenden Perthitindividuen in den Einsprenglingen, und in derselben Weise schliesst sich bisweilen der Quarz des Granophyrs an die benachbarten Quarzeinsprenglinge an. Im Allgemeinen zeigt sich der Granophyr feinkörniger in der Nähe der porphyrischen Einsprenglinge als weiter von denselben entfernt.

In der Grundmasse sind ausserdem in untergeordneter Menge pri-



märer selbständiger Albit enthalten (5—6 % An.), der fast nie granophyrisch ist, sowie etwas Quarz in selbstständigen Individuen.

Die oft ganz spärlich vorkommenden dunkeln Minerale dürften überwiegend sekundär sein. Ausser in Form von Neubildungsprodukten in Feldspaten tritt Epidot an mehreren Stellen in Form von Anhäufungen von grösseren Körnern auf. Diese werden gewöhnlich von kleineren Schuppen von teilweise chloritisiertem Biotit, Chlorit und Muskovit begleitet, daneben von Calcit, in der Regel auch von Kiesen, Magnetit und Titanit, der ganz oder teilweise in Leukoxén verwandelt ist. Hierzu kommen kleinere Mengen von allotriomorphem Flusspat sowie idiomorphem Zirkon und Apatit, der letztere auch in Einsprenglingen und Titanitindividuen. Abgesehen von diesen sekundären und akzessorischen Mineralen scheint auch in diesem Gestein kein nennenswerter Zeitunterschied in der Krystallisationsfolge zwischen dem Quarz und den Feldspaten vorhanden zu sein, sondern diese sind ungefähr gleichzeitig ausgeschieden worden.

Mikroskopisch tritt die in der Regel unbedeutende Stressmetamorphose des Gesteins durch die Spärlichkeit der ausgeprägten Zertrümmerungszonen, den verhältnismässig schwach undulösen Charakter des Quarzes und das Fehlen von Mikroklin zutage. Kleinere Andeutungen von sekundären Strukturflächen treten vielfach auf, vor allem in der Nähe der dunkeln Minerale, und werden vor allem durch neugebildeten Quarz und sauren Albit, sowie Calcit markiert. Solche Neubildungen umsäumen oft die grösseren Einsprenglinge in einem ganz schmalen Rand und dürften auch ihrerseits auf eine nur schwache Druckmetamorphose hindeuten. Auch ist beobachtet worden, wie sich der in scharf markierten Spaltenzonen neugebildete Quarz und Albit nach denselben Mineralen in der angrenzenden Granophyrgrundmasse orientiert haben und sich also an diese aufs nächste anschliessen.

Bei dem Wasserfall in der Fisklösån, gleich westlich von Getryggen, tritt ein Granitporphyr auf, der makroskopisch kaum von dem oben beschriebenen abweicht, aber in Dünnschliffen verschiedene strukturelle Eigentümlichkeiten aufweist.

Auch hier bestehen die Einsprenglinge aus Quarz und Mikroperthit, die letzteren oft mit einem Albitkern und mit analoger mineralogischer Zusammensetzung der Komponenten wie in dem eben erwähnten Granophyr. Die Plagioklasindividuen, die gelegentlich Felder von Perthit einschliessen können und oft als Karlsbaderzwillinge auftreten, scheinen jedoch vielleicht etwas weniger stark in Sericit und Epidot umgewandelt zu sein, während sich der Perthit wie gewöhnlich als resistent erweist. Der Unterschied liegt im Wesentlichen darin, dass sämtliche Feldspateinsprenglinge peripherisch von einer ungeheueren Menge dihexagonaler Quarzkörner in ausschliesslich poikilitischem Auftreten durchsetzt sind. Hier wie beim Granophyr hat die letzte Aufwachsung von Perthitsubstanz recht unregelmässige Konturen gegen der Grundmasse verursacht. Diese Quarzkörner zeigen nach aussen hin stetig zunehmende Grösse und strecken sich nicht in den

zentralen Albitkern hinein, während sie anderseits in den Perthiteinschlüssen desselben auftreten oder recht grosse Perthitindividuen überall durchwachsen können. Auch in diesem Fall kann man also keine bestimmte Krystallisationsfolge beobachten, und die betreffenden Verhältnisse sind im grossen Ganzen denjenigen bei den oben beschriebenen Gesteinen ungefähr analog.

Die teilweise noch idiomorphen Quarzeinsprenglinge sind tief »korrodiert« und mit Partien der Grundmasse eingewachsen. Ihre stark zipfeligen Konturen scheinen jedoch wenigstens teilweise durch ein späteres Aufwachsen der Quarzsubstanz verursacht zu sein, was vielleicht durch reihenförmig angeordnete kleinere Einschlüsse innerhalb des jetzigen unregelmässigen Randes angedeutet wird.

Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus gewöhnlich ziemlich idiomorphem, selbständigen und isometrischen Quarz von Diameter ca. 0,06—0,07 mm, sowie aus Mikroperthit, der in Bezug auf die Begrenzung der Individuen alle Übergänge zwischen beinahe idiomorpher und allotriomorpher Form aufweist. Ein bestimmter Unterschied zwischen dem Perthit der Einsprenglinge und dem der Grundmasse lässt sich kaum nachweisen, umso weniger, als auch diese mit poikilitischen dihexagonalen Quarzkörnern ganz gespickt ist, die jedoch an Grösse bedeutend hinter den eben erwähnten in der Grundmasse selbständig auftretenden zurückbleiben. Poikilitische Durchwachsung fehlt hingegen mehr oder weniger bei den kleinsten Perthitkörnern sowie bei den kleinen, recht seltenen Albitindividuen.

Die im wesentlichen sekundär auftretenden dunkeln Minerale sind hier noch spärlicher als bei dem granophyrischen Granitporphyr. In der Hauptsache sind sie, ebenso wie die akzessorischen, dieselben: Chlorit, Biotit, der mehr oder weniger chloritisiert ist und oft gelbbraunen, idiomorphen Zirkon und Apatit umgibt, unregelmässige Körner und Schlieren von Flussspat und Leukoxén, sowie Magnetit und Kies. Dagegen scheinen Anhäufungen von grösseren Epidotkörnern fast ganz zu fehlen, während Titanit in grossen idiomorphen Individuen auftritt, die sogar den Zirkon einschliessen.

Auch in Bezug auf die schwachen Äusserungen der Druckmetamorphose, die sich hier vor allem in der beginnenden Zerquetschung der Quarzeinsprenglinge nachweisen lässt, schliesst sich dieses Gestein an den granophyrischen Granitporphyr an. Mineralogisch und strukturell weisen sie auffallende Übereinstimmungen auf; der Unterschied liegt eigentlich nur darin, dass die granophyrische Struktur von der poikilitischen ersetzt ist. Auf Grund der makroskopischen Ähnlichkeit und wegen der Erdbedeckung kam kein Versuch zustande, das Verhältnis zwischen den beiden Gesteinen im Terrain festzustellen.

Zu den silurischen Sedimenten verhalten sie sich gleichartig (s. S. 274), und da man ausserdem schon  $\frac{1}{2}$  km weiter südwestlich gegen den Storbacken und Kvarnbacken zu wieder das granophyrische Gestein antrifft, hat die poikilitische Form wahrscheinlich nur eine ganz beschränkte Verbreitung. Dasselbe wird auch durch die Blockzusammensetzung des Konglomerats am Ytterolden angedeutet, wo dieser Granitporphyr die

Unterlage bildet (s. S. 261). Er scheint also bis auf Weiteres als eine vielleicht in Gangform auftretende strukturelle Modifikation des ersteren betrachtet werden zu können.

Südwestlich von der Långan breitet sich bis zur Silurgenze im Süden ein Gebiet von verhältnismässig stark verschieferten grauschwarzen Porphyren aus, die jedoch noch makroskopisch ganz erkennbare, wenige mm grosse Feldspatseinsprenglinge in einer dichten sericitischen Grundmasse aufweisen.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass die Einsprenglinge teils aus Mikroperthit bestehen, der aus Orthoklas und Albit mit »Schachbrettstruktur« aufgebaut ist, teils auch aus im Grossen und Ganzen mehr in Sericit und Biotit umgewandelten Albitkrystallen, oft in Karlsbaderzwillingen, und mit 5—6% Anorthit gemäss Schnitte senkrecht zu a. Hier und da tritt auch Quarz als Einsprenglinge auf. Unter den stärksten Vergrösserungen lässt sich die sonst homogene, kaum doppelbrechende Grundmasse in Flecke und schwammige Stellen mit stärkeren und schwächeren doppelbrechenden Substanzen von solchem Charakter einteilen, dass hier mikroperthitische Verwachsung vorzuliegen scheint. Die seltenen dunkeln Minerale scheinen auch hier im wesentlichen sekundär zu sein und bilden ebenso wie die akzessorischen unregelmässige Schlieren und Anhäufungen von Calcit (reichlich), Magnetit, Magnetkies, Schwefelkies und Leukoxén. In idiomorpher Ausbildung kommt ausserdem reichlicher Apatit vor, der bisweilen in die Einsprenglinge hineingewachsen ist, und spärlicher Zirkon. Am ehesten Pseudomorphosen gleichend, treten daneben gewöhnlich gut begrenzte, in ihrer typischen Form rektangulär langgestreckte Aggregate von Quarz, Albit, braunem Biotit, Muskowit, Chlorit, Magnetit, Leukoxén, Epidot und Apatit auf (alle reichlich), sowie ausnahmsweise Calcit. Von diesen vielleicht einschliessartigen Aggregaten dürften die weniger gut begrenzten Schlieren zu unterscheiden sein, die in wechselnder Ausdehnung so gut wie ausschliesslich von Quarz und Albit aufgebaut werden, während sich im Zentrum gewöhnlich teilweise idiomorpher Calcit angehäuft hat, der am ehesten als Hohlraumfüllung zu charakterisieren ist. Hingegen fehlt hier die Mehrzahl der oben genannten Minerale. — Die im Grossen und Ganzen parallele Orientierung der Einsprenglinge und der oben erwähnten Pseudomorphosen und Schlieren ist wohl als Spur einer primären Fluidalstruktur aufzufassen.

Die verhältnismässig kräftige Druckmetamorphose ist nachzuweisen teils in der starken und gleichförmigen Umwandlung der Grundmasse in parallel angeordnete Sericitschuppen und von dieselbe durchziehenden kataklastischen Zonen, die mit Calcit, Magnetit, Kiesen, Leukoxén, Quarz und Chlorit gefüllt sind, teils auch durch die Deformierung der Einsprenglinge, wodurch diese linsenförmig ausgewalzt und die Zertrümmerungsspalten meist mit Calcit gefüllt worden sind.

In seiner gross angelegten Arbeit »Grunddragen af det centrala Skandinavians bergbyggnad» (23) vereinigt TÖRNEBOHM, wahrscheinlich auf Grund seiner feldgeologischen Untersuchungen, die oben beschriebenen granitischen und granitporphyrischen Gesteine zu einem einheitlichen Gebiet, dem des Oldengranits (s. oben, S. 236). Ich selbst habe leider wenig Gelegenheit gehabt, durch detaillierte Felduntersuchungen die genaueren Relationen zwischen den verschiedenen Gesteinsarten festzustellen. Dass makroskopische Strukturvariationen vorkommen, konnte ich jedoch mehrfach beobachten. Hierher kann die oben (S. 237, 239) erwähnte allmähliche Abnahme der Körnergrösse von Valle und Stenfjället aus einerseits nordwärts gegen den Grubbdalen, andererseits auch südwärts nach dem Öfre Oldsjön und Ytterolden zu, gerechnet werden. Hingegen konnte nirgends TÖRNEBOHM's Angabe bestätigt werden, dass der Oldengranit nach dem Silurkontakt im Osten hin feinkörnig und porphyrisch wird (23, S. 110). In mineralogischer Hinsicht und teilweise auch strukturell weisen ausserdem die Gesteinstypen so grosse Übereinstimmungen mit einander auf, dass ein genetischer Zusammenhang als ausserordentlich wahrscheinlich betrachtet werden muss. Unter diesen Umständen kann also der granitporphyrische Granitporphyr im Süden als eine besondere Facies innerhalb des Granitgebietes betrachtet werden.

Das Altersverhältnis zwischen dem Oldengranit und dem in Süden und Westen angrenzenden meist stark verschieferten Porphyre ist hingegen ganz unbekannt. Ebenso wenig wie HÖGBOM (9, S. 23) habe ich eine bestimmte Grenze zwischen diesen beiden Gesteinen wahrnehmen können. Erst südlich von der Långan scheint man indessen in das eigentliche Porphyrgelände zu kommen (vgl. jedoch 9, 23, Karten).

Von dem innerhalb des mittleren Jämtland weit verbreiteten Refsundgranit und auch von dem etwas weiter südlich befindlichen Rätansgranit, welche beide dem jüngsten Grundgebirge angehören, weicht der Oldengranit offenbar in verschiedenen Beziehungen nicht nur durch gewisse Strukturzüge ab, sondern auch durch seine mineralogische und folglich auch durch seine chemische Zusammensetzung. Die beiden genannten serarchaischen Granite (12) enthalten u. A. kalkreichere Plagioklase, der Rätansgranit z. B. bis 22—27% Anorthit, sowie ausserdem in reichlichen Mengen selbständigen Orthoklas und Mikroklin, gewöhnlich als porphyrische Einsprenglinge, wozu beim Rätansgranit ein verhältnismässig geringer Quarzgehalt hinzukommt (8, 9, 12). Der hauptsächlich aus Perthit und Quarz aufgebaute Oldengranit scheint dagegen u. A. auf Grund des unbedeutenden Anorthitgehalts, 5—6% der frischen Plagioklasindividuen, sich am nächsten an die Alkaligranite anzuschliessen, und sowohl mineralogisch wie strukturell scheint Verschiedenes dafür zu sprechen, dass der Oldengranit in eine analoge petrographische Provinz einzureihen ist, wie der im östlichen Jämtland mehrfach auftretende postarchaische oder subjotnische Ragundagranit (10, 12). Die in die Augen fallenden makroskopischen Verschiedenheiten, wie z. B. die Farbe und die Grobkörnigkeit, dürfen kaum

als wesentlich betrachtet werden, umso weniger, als sie wenigstens teilweise sehr wohl im Zusammenhang mit der Kataklase des Gesteins zustande gekommen sein können. Dasselbe gilt vielleicht auch von der Abwesenheit gewisser im Ragundagranit und anderen postarchaischen Alkaligraniten auftretenden petrographischen Eigentümlichkeiten u. A. leicht zerstörten Strukturzüge und dunkeln Mineralien.

Schon die Beziehungen zu den Alkaligraniten scheinen indessen kaum TÖRNEBOHM's Ansicht zu stützen, dass der Oldengranit von postsilurischem Alter sei, da die im Zusammenhang mit der kaledonischen Faltung im zentralen Skandinavien hervordringenden Tiefengesteine, soweit man dies bisher beurteilen kann, der Alkalikalkerihe angehören (3). Aus diesem Grunde wäre vielleicht dessen Einordnung unter das Grundgebirge oder eventuell unter die postarchaischen Gesteine nicht unwahrscheinlich. Wie unten gezeigt werden soll, gibt es doch andere, entscheidende Beweise dafür, dass der Oldengranit präsilurisch ist und also nicht der Faltungsperiode angehören kann, wenigstens nicht, insofern diese nach dem Eintritt der Silurzeit fällt.

### Der Granit-Silurkontakt an der Grubbdalsån.

An der Grubbdalsån, die an den nördlichen Rand des auf der Karte anschaulich gemachten Untersuchungsgebietes fließt, tritt der Berggrund mehrerenorts zutage. Bei Höberg besteht nicht nur der Talboden und die südliche Talseite aus Oldengranit, sondern dieser geht auch ein Stück weit auf die nördliche Seite hinüber. Nur wenige Meter oberhalb der höchstliegenden Granitfelsen ragt aus der Moränendecke geschichteter grauer Kalkstein, dessen Lagerung sowohl wie Verschieferung recht flach nach NNO unter den dort befindlichen steilen, hohen Abhang abfällt. Obwohl der Kontakt selbst nicht entblösst ist, scheinen die Blöcke doch zu zeigen, dass der Granit und der Kalkstein unter Beibehaltung ihres normalen Aussehens so gut wie direkt aneinander grenzen. Die Höhe des Kontakts kann auf 450 m ü. d. M. geschätzt werden.

Ungefähr 300 m NNW von dem Punkt, wo der von Nöjden kommende kleine Bach von Süden her in die Grubbdalsån mündet, ist der Kontakt zwischen dem Silur und dem Granit auf dem Talboden in einer Höhe von etwa 420 m ü. d. M. gut entblösst. Meine Beobachtungen an diesem Lokal rühren im Wesentlichen von einem flüchtigen Besuch im Sommer 1913 her, da ich wegen des hohen Wasserstandes im vergangenen Sommer nicht im Stande gewesen bin, sie zu ergänzen. Von dem scharfen Kontakte aus folgte ich dem Granit einige hundert m flussaufwärts, ohne dass irgendwelche Veränderungen in der Struktur beobachtet werden konnten. Die kataklastischen Verschieferungsflächen, längs welcher oft ansehnliche Mengen von violblauem Flusspat konzentriert sind, fallen ca. 60° nach W ab, während hingegen eine Absonderung von 0,1—1,0 m mäch-

tigen Bänken sich ungefähr konform mit der Bodenfläche und dem Silurkontakt geltend macht, also mit flachem Fallen nach Osten. Der Granit wird bisweilen von einem feinen teilweise mit Calcit zusammengekitteten Konglomerat von geringer Mächtigkeit überlagert. Die wohl abgerundeten Gerölle, die eine Mächtigkeit von höchstens einigen wenigen cm erreichen, bestehen im Wesentlichen aus glasigem, blaugrauem Quarz, feinkörnigem, blauquarzartigem, ungespresstem Quarzitsandstein und deutlich identifizierbaren Fragmenten von dem unterliegenden Oldengranit. In Bezug auf die Druckstrukturen und deren Orientierung weisen diese Bruchstücke ganz dieselben Verhältnisse auf, wie bei Nöjden (vgl. unten, S. 250). Das Konglomerat geht nach oben in einen sehr feinkörnigen, schwarzen, kalkfreien Quarzitsandstein über, der bisweilen als typischer Blauquarz ausgebildet ist und reichlich eingesprengte Kiese enthält. In gewissen Fällen ruht dieser Quarzit direkt auf der granitischen Unterlage, schliesst aber dann in seinem basalen Teil kleinere scharfkantige Granitfragmente ein, die bisweilen längs der Schichtflächen linsen- oder keilförmig angehäuft sind und dadurch bei flüchtiger Betrachtung einigermaßen an Granitapophysen erinnern können. Der offenbar nur wenige m dicke Quarzitsandstein wird nach oben hin allmählich mehr grau und mit der abnehmenden Körnergrösse etwas schieferartig, geht aber bald, ohne dass ein eigentlicher Phyllithorizont zustande käme, in einen mehrere m mächtigen, gut geschichteten, sandigen Kalkstein mit zerstreuten, schwarzen Schieferlamellen über, der lichtgrau, an der verwitterten Oberfläche jedoch gelblich ist. Er wird von schwarzem Phyllit von unbekannter Mächtigkeit überlagert. Im allgemeinen beträgt das Fallen bei diesen Basalschichten der Silurformation  $25-30^{\circ}$  nach ONO, doch kommen im Einzelnen Variationen vor.

Von besonderem Interesse ist einerseits, dass bei den Sedimenten keine wie immer gearteten exomorphen Kontaktveränderungen wahrgenommen werden konnten, andererseits, dass die Sedimente sich in der unmittelbaren Nähe der Granitunterlage im grossen Ganzen von druckmetamorphen Phänomenen ganz frei zeigen, wenigstens in den Einsenkungen der Unterlage. Hierher gehört der untere Teil des Blauquarzes und vor allem das Konglomerat, das man im Handstück sehr wohl als rezent betrachten könnte. Mit zunehmendem Abstand vom Granitkontakt wird aber die Metamorphose rasch stärker, um gewöhnlich schon nach einigen cm oder dm unter Ausbildung von sericitbekleideten Verschieferungsflächen u. dgl. ganz deutlich zutage zu treten. Ausserdem fehlt hier wie im Silur um Nöjden die hochgradige Zertrümmerung zu Quarzbreccien, die an südlicheren Kontaktlokalen so stark in die Augen fällt (S. 274). Eine recht starke Imprägnation mit Kiesen und Eisenocker tritt hingegen auch in den hier behandelten Basalbildungen auf.

Der Kontakt des Oldengranits gegen der Silurformation erweist sich also als ein typischer Denudationskontakt. Gleich unter demselben findet man im Granit grössere oder kleinere, bis mehrere m lange und oft recht scharf begrenzte dunklere Partien, die man bei nur feldgeologischer Unter-

suchung leicht für eingeschlossene und mehr oder weniger assimilierte Bruchstücke des Silurs in dem dann in seiner Gesamtheit gepressten Granit halten könnte. Unter dem Mikroskop zeigt sich jedoch, dass die Ursache meistens eine im Granit erfolgte ungleichförmige mechanische Zerteilung und Lockerung zu halb klastischer Struktur ist, im Zusammenhang mit einer starken Imprägnierung von schwarzen, gelbroten und gelben Substanzen, welche teilweise organischer Natur zu sein scheinen (s. unten, S. 275), teilweise aber aus Eisenverbindungen bestehen. Innerhalb solcher dunklen Partien haben die Veränderungen ganz überwiegend die reinen Plagioklasindividuen betroffen, die längs der Zwillingsflächen und Durchgänge stark aufgelockert und zerbröckelt worden sind, so dass ein Mosaik von kleineren oft undeutlich begrenzten Stücken entstanden ist, die von den erwähnten dunkeln Substanzen zusammengefügt werden. Da dieser Prozess das sonstige Gestein nur in untergeordnetem Grade und dann vor Allem längs der Zerquetschungszonen und Verschieferungsflächen betroffen hat oder gelegentlich auch längs der Albitpulen des Perthits, während sich vor allem der Quarz als resistent erweist, sind diese stark metamorphen schwarzen Albitindividuen oft durch scharfe Grenzen von der übrigen Gesteinsmasse getrennt. Offenbar steht man hier vor der beginnenden Bildung einer Verwitterungsbreccie, deren Struktur nachträglich nicht durch eine Druckmetamorphose beeinflusst worden ist. Die »Albitpseudomorphosen« liegen unberührt in situ, hätten aber infolge ihrer losen Konsistenz leicht deformiert werden müssen. Dieses Resultat, dass nämlich die Kataklaststruktur des Granits vor der Breccienbildung entstanden ist, stimmt auch mit den oben geschilderten Beobachtungen über das Verhältnis der basalen Silurschichten zur Verschieferung sowie mit den direkten Untersuchungen der petrographischen Beschaffenheit des Verwitterungsschutts überein (s. S. 277). Auch sei der starke Kontrast hervorgehoben, der zwischen diesen alten subkambrischen Verwitterungserscheinungen beim Oldengranit und dem postglazialen Verwitterungsverlauf sich geltend macht, dessen Resultat ein gleichförmiger graubrauner bis etwa einen m unter die Oberfläche hinabdringender Farbenton ist.<sup>1</sup>

Um das oben beschriebene Lokal herum scheint die Grubbdalsån ungefähr der Grenze zwischen der Silurformation und dem Granit zu folgen. Nach dem Aussehen kleiner, hier und dort aus der Moränendecke aufragenden Felsen und der reichlich vorkommenden Blöcken von teilweise groben Verwitterungs- und Sedimentbreccien zu urteilen, dürfte die Formationsgrenze am ehesten als eine schmälere oder breitere Zone zu betrachten sein, innerhalb welcher kleinere Granithügel, die oft mit subkambrischem Verwitterungsschutt bedeckt sind, durch das Basallager des Silurs emporragen.

<sup>1</sup> Wird der Oldengranit der Einwirkung von Humussubstanzen ausgesetzt, indem er z. B. von Moor bedeckt wird, so wird er ebenso wie die meisten andern Gesteine von einer dünnen grauweißen »Verwitterungshaut« bekleidet.

### Das Kontaktgebiet um Nöjden.

Der kleine See Svarttjärn und der nördlich davon gelegene Hof Nöjden bilden die Ostgrenze einer mit nur kleinen Unebenheiten versehenen gegen den Fuss des Gebirges hin recht unbedeutend ansteigenden moorigen Oberfläche, wo nur selten oder nirgends Felsen blossgelegt sind, wodurch sie sich topographisch von dem stark abfallenden und mehr gebrochenen Terrain unterscheidet, das sich nach Osten hin gegen Rörvattnet und Tallsjön erstreckt. Die Zusammensetzung der Moräne gibt jedoch an, dass der Gesteinsgrund westlich von dieser Grenzlinie wesentlich aus Oldengranit besteht, obwohl recht häufig vorkommende Blöcke von Verwitterungs- und Sedimentbreccien auch die Anwesenheit von den Basalschichten der Silurformation verraten.

Oft ist jedoch die Steigung der Bodenfläche und des Gesteinsgrundes nicht kontinuierlich, sondern im grossen Ganzen eher terrassenförmig, mit

WNW

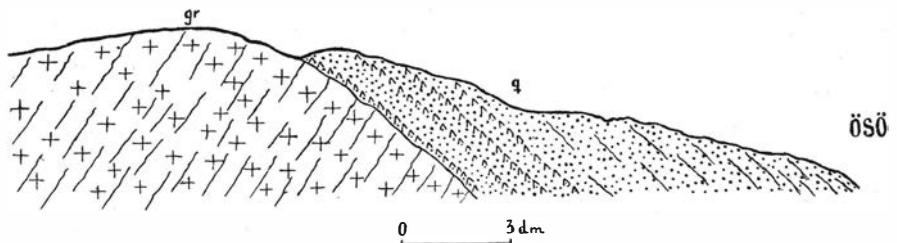


Fig. 3. Profil eines Granit-Silurkontaktes bei Nöjden. gr Oldengranit; q Quarzitsandstein nach unten als Sedimentbreccie ausbildet, nach oben verschiefert.

nach Westen hin sanft abfallenden Flächen, aber mit nach Osten gewendeten ca. 5—10 m hohen recht scharfen Steilen, die ungefähr parallel der Streichung des verschieferten Granits verlaufen (s. unten). Besonders gegen Nöjden und den Svarttjärn hin werden diese topographischen Züge augenfällig, obwohl hier oft nur der obere Teil der Graniterrassen aus der Silurdecke hervorragt. Hügel von Granit, gewöhnlich nur 5—10 m im Durchmesser und oft in Form einer blockigen Granitmoräne hervortretend, wechseln unaufhörlich mit Kalkstein- und Quarzitmoränen oder ausnahmsweise auch mit fest anstehenden Felsen aus diesen Gesteinsarten ab. Obwohl die Kontakte gewöhnlich in Einsenkungen und Spalten verborgen sind, waren sie doch an mehreren Punkten gut zugänglich. Als durchschnittlicher Höhenwert kann für dieselben 500—520 m ü. d. M. angesetzt werden. Hier wie an der Grubbdalsån kann man jedoch nicht von einer scharf markierten Formationsgrenze sprechen, sondern eher von einer Übergangszone, innerhalb deren die dünne Decke der Silurgesteine stellenweise von der Denudation durchschnitten ist. Unmittelbar östlich von dieser etwa 100 m breiten Zone liegt die westliche Grenzlinie der sogenannten An-



sätten-Überschiebungsscholle, mit ihren krystallinen Seve- und Kälischiefen (23), weshalb die ganze Silurformation in dieser Gegend nur von sehr unbedeutender Breite ist.

Bis zu den Silurkontakten hin behält der Oldengranit sein normales grobporphyrisches Aussehen mit den kataklastischen Verschiebungsflächen ca.  $50-60^\circ$  nach WNW abfallend. Kleinere übriggebliebene Partien und Schollen von Verwitterungs- und Sedimentbreccien liegen noch hie und da in Einsenkungen und Vertiefungen auf dem Kamm der Granithügel, während die Basalschichten des Silurs rings umher an deren Seiten nach aussen abfallen, meist ungefähr konform mit der Grenzfläche. Die im Detail kupperte Beschaffenheit der Granitunterlage tritt infolge dessen ganz deutlich hervor, mit Neigungen, die sich nach Osten und Südosten gewöhnlich auf ungefähr  $30-45^\circ$  belaufen, aber nach den anderen Richtungen hin flacher sind.

Als Beispiel sei auf Fig. 3 hingewiesen. Die ca.  $50-60^\circ$  gegen WNW abfallende Verschiebungsflächen des Granits werden durch die Kontaktebene des Silurs quer abgeschnitten, welche ihrerseits  $40-45^\circ$  gegen OSO abfällt aber nicht auf einer deutlichen Verwitterungsbreccie ruht. Die Basalschichten der Formation bestehen aus einer nur ca. 1 cm mächtigen, ungeschichteten und kalkfreien Sedimentbreccie, mit gewöhnlich 2—3 mm grossen Bruchstücken. Durch das Verschwinden derselben gehen die erwähnten Schichten in eine damit konforme ca. 3 dm mächtige Zone von wohlgeschichtetem feinkörnigem Quarzitsandstein über, der aus abwechselnden lichtgrauen und dunkelgrauen Schichten besteht. Bloss mehr untergeordnet in dieser Zone treten Einlagerungen von feinem granitischem Verwitterungsschutt auf (Fig. 4), die weiter oben ganz verschwinden. Dagegen war der parallel mit dem Granitkontakt abfallende Quarzitsandstein noch 6—8 dm in seiner eben erwähnten Ausbildungsart entblösst, wozu jedoch, im Zusammenhang mit der zunehmenden Druckmetamorphose, kleinere Einlagerungen von makroskopisch mehr schieferartiger Beschaffenheit hinzukommen.

Trotz der teilweise ausgeprägten Tafelform des Verwitterungsschuttes liegen doch solche Fragmente oft unabhängig von der Schichtung der Gesteinsart. Mikroskopisch erweisen sie sich als vollkommen identisch mit dem unterliegenden Oldengranit, sowohl mineralogisch wie in Bezug auf die metamorphische Struktur. Die selbständigen Albitindividuen haben an Grösse und Anzahl verhältnismässig abgenommen und zeigen ebenso wie die Albitspulen im Perthit eine weitgehende Auflockerung und dunkle Pigmentierung, analog wie die in den Verwitterungsbreccien an der Grubbalsån beschriebenen Erscheinungen (S. 247). Infolge dieser Zerbröckelung können solche Fragmente oft nur mit grosser Schwierigkeit von der sedimentären Grundmasse unterschieden werden. Hingegen scheint gewöhnlich eine deutliche Anreicherung an Quarz, gelegentlich auch an Zirkon und Leukoxén stattgefunden zu haben. Ausserdem finden sich ziemlich reichlich Gerölle und Bruchstücke von schwarzfarbigen, deutlich klastischen

Quarzsandsteinen, die ihrer Struktur nach gewissen ungespressten silurischen Quarziten gleichen und dem Oldengranit ähnliche Fragmente enthalten. Die Grundmasse der Sedimentbreccie sowie der Quarzsandstein besteht aus mehr oder weniger unregelmässigen scharfkantigen Körnern, beinahe ausschliesslich aus Quarz und etwas Feldspat, von einem dunkelpigmentierten Zement umgeben. Einige Wirkungen des nach der Bildung des Gesteins vor sich gegangenen Stress mit den sie begleitenden tektonischen Störungen sind in der unmittelbaren Nähe der Granitunterlage un-

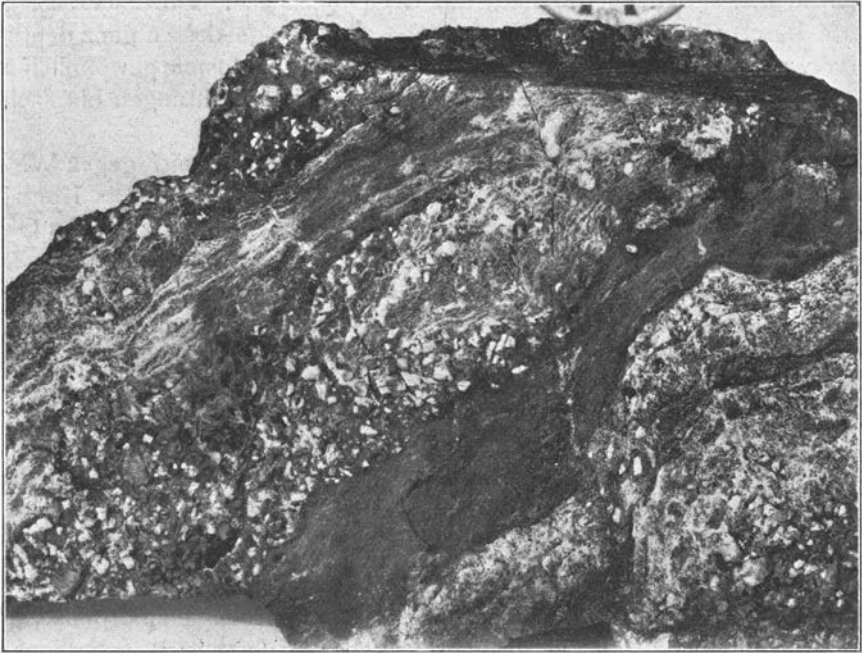


Fig. 4. Einlagerungen von feinem granitischem Verwitterungsschutt in Quarzsandstein, Nöjden. Nat. Grösse.

wahrnehmbar, nehmen aber mit dem Abstand von derselben rasch zu (S. 246). Im oberen Teile der Sedimentbreccie, also 2—3 dm oberhalb der Granitfläche, beginnen Sericitschuppen u. dgl. recht allgemein in der Grundmasse aufzutreten, die ausserdem hier und dort von schwachen, zerstreut liegenden Zerquetschungszonen durchzogen werden, die gewöhnlich rund umher den Bruchstücken biegen. Diese sind bisweilen von einer schmalen Zone umgeben, welche durch stärkere Sericitbildungen in der Grundmasse gekennzeichnet ist und von schwachen Differentialbewegungen in dem Gestein zeugt. Der Kontrast zwischen dieser unbedeutlichen Metamorphose und der des Oldengranits ist schon bei einem Vergleich mit den oft stark kataklastischen und granulierten Bruchstücken, wo die Verschiebungsrichtungen der einzelnen Fragmente ausserdem unabhängig von

einander und von der späteren Pressung der Grundmasse verlaufen, augenfällig.

Im allgemeinen wird der Granit in diesen Gegenden von Verwitterungs- und Sedimentbreccien überlagert, in einem Falle gehen diese in eine mehr konglomeratartige Schicht mit Gerölle über, die ausser Granit grauweissen, dichten Quarzit und Quarz enthalten. Die *Sedimentbreccie*, die selten in grösserer Mächtigkeit als 0,5—1,0 m beobachtet wurde und sich niemals kalkhaltig gezeigt hat, ist gewöhnlich ungeschichtet und unsortiert, wenig

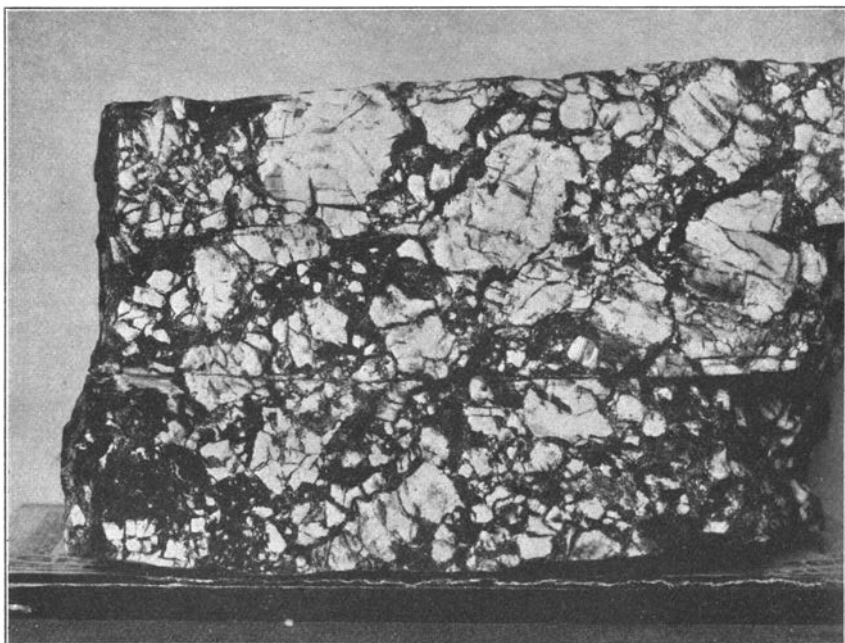


Fig. 5. Ungepresste schwarzpigmentierte Sedimentbreccie, beinahe ausschliesslich aus Feldspatfragmenten bestehend, Nöjden. Nat. Grösse.

stens was Fragmentgrössen über ca 5 mm betrifft, und der granitische Verwitterungsschutt ist oft regellos in eine schwarzpigmentierte, fein sandsteinartige Grundmasse eingestreut. Die dunkle oder schwarze Farbe, die den meisten dieser silurischen Basalbildungen innerhalb des ganzen Untersuchungsgebietes eigen zu sein scheint, verschwindet bei Glühen völlig, unter merklichem Gewichtsverlust, und ist unzweifelhaft im wesentlichen durch organische Stoffe verursacht (s. S. 275). Ausnahmsweise ist die merkwürdige Tatsache beobachtet worden, das die Fragmente und auch die Grundmasse beinahe ausschliesslich aus Feldspatstücken und auch aus reinem Albit aller Grössen besteht (Fig. 5), während der Quarz fast vollständig fehlt, trotz seiner grossen Frequenz im unterliegenden Granit. Hingegen ist die Anreicherung von Zirkon und Titanit (Leukoxén) ganz greifbar,

wie auch der Umstand, dass die grösseren Fragmente durchgehends scharfe Kanten zeigen, während die kleineren durch grössere Auflockerung mehr undeutliche und zipfelige Konturen haben. Aus der Art der schwachen Sericitbelegung in der Grundmasse geht auch deutlich hervor, dass diese ihre Imprägnation mit Kohlenstoff vor der Pressung des Gesteins erhalten hat. Abgesehen von solchen Verschiedenheiten, die durch den Unterschied in der granitischen Unterlage bedingt sind, gleichen diese Sedimentbreccien aufs Auffallendste den entsprechenden Bildungen, die von



Foto. G. Frödin.

Fig. 6. Gefalteter Kalkstein nahe bei der Granitunterlage, Nöjden. Das Fallen ist WNW.  
 $\frac{1}{10}$  Nat. Grösse.

HÖGBOM und WIMAN aus der Gegend zwischen dem Locknesjön und Näckten östlich vom Storsjön in Jämtland, also ausserhalb der kaledonischen Faltungszone, beschrieben worden sind (13, 24). Der Übergang der Sedimentbreccie in normalen Quarzitsandstein erfolgt entweder dadurch, dass die Fragmente gleichförmig nach und nach an Grösse und Zahl abnehmen oder dadurch, dass immer spärlicher werdende Schichten mit Verwitterungsschutt mit immer breiter werdenden Schichten von fast reinem Quarzitsandstein abzuwechseln beginnen.

Dieser *Quarzitsandstein* bildet das unterste, normal ausgebildete Glied des Silurs in dieser Gegend und besteht gewöhnlich aus feinkörnigen, dunkelgrauen oder blauschwarzen, blauquarzartigen Linsen in einem lichtgrauen, feinkörnigen, oft gut geschichteten Quarzitsandstein, der nach oben

hin immer mehr dominierend wird. Lokal wurde deutliche, diskordante Schichtung wahrgenommen, die ohne Zweifel mit dem Strandbildungscharakter des Gesteins zusammenhängt. Die Blauquarzeinlagerungen können bisweilen sehr beträchtlich anschwellen und bilden dann recht ansehnliche Hügel. Auf Grund der reichlichen Ausbreitung der Blöcke scheint das Gestein auch in dieser Modifikation allgemein in der Gegend anzustehen, ohne dass jedoch im allgemeinen auffallendere Zerquetschung und Bildungen von Quarzadern zu beobachten sind. Im Ganzen dürfte der Quarzitsandsteinhorizont gewöhnlich keine grössere Mächtigkeit als einige m erreichen.

Durch zunehmenden Kalkgehalt und etwas eingelagerte Schiefersubstanz scheint er nach oben in einen sandigen, schiefergemischten *Kalkstein* überzugehen, von grauer oder graublauer Farbe und mit denselben petrographischen Kennzeichen wie der Kalkstein an der Grubbdalsån, einige km weiter nördlich. Lokal erhält er eine gewisse stengelartige Ausbildung und weist in der Regel eine nicht geringe habituelle Ähnlichkeit mit dem obersilurischen Pentameruskalk auf, der weiter südlich im westlichen Jämtland vorkommt. Leider konnte das direkte Verhältnis zwischen dem Quarzitsandstein und dem Kalkstein nur ausnahmsweise beobachtet werden, da die beiden Gesteine in der Regel durch eine erdbedeckte Einsenkung von einer Breite von einem bis einigen Metern getrennt waren, also so schmal, dass sich hier kaum ein zwischenlagender Schieferhorizont denken lässt. Hingegen beginnt gleich östlich und oberhalb des Kalksteins eine mächtige Phyllitabteilung.

Schon makroskopisch lässt sich das allgemeine Fehlen der Druckmetamorphose in den untersten Basalschichten des Silurs wahrnehmen, und wo lokale Andeutungen einer solchen vielleicht sichtbar sind, lassen sie sich in keiner Weise mit der starken Kataklase im unterliegenden Granit vergleichen. Wie an der Grubbdalsån ist es auch um Nöjden greifbar, dass die Verschieferung schon einen oder einige dm oberhalb der Granitfläche einsetzt und dann mit dem Abstand von derselben an Intensität rasch zunimmt. Schon einige wenige m oberhalb der Unterlage der Sedimentformation zeigt der Kalkstein starke Verschieferung und kräftige Falten, die flach nach O und OSO hinübergeworfen sind, wodurch ein dominierendes flaches Fallen nach der entgegengesetzten Richtung hin zustande kommt (Fig. 6). In den untersten Niveaus scheinen sich die Spannungen im allgemeinen in kleineren Differentialbewegungen längs der Schichtflächen ausgelöst zu haben, die deshalb im diesem Stadium mit kleinen Glimmerbildungen belegt worden sind. Weiter oben, wo die schützende Wirkung der Granitfläche nach und nach schwächer wurde, hat der wirksame Druck die Verschieferungsfläche immer mehr unabhängig von der primären Tektonik und Schichtung zu orientieren vermocht, und schliesslich Strukturflächen hervorgerufen, die durchgehends nach WNW abfallen, gewöhnlich ungefähr 20—30°.

Wenn auch der Quarzitsandstein in seinem untern Teil durch den

Druck gewöhnlich nur unbedeutend beeinflusst zu sein scheint, so kann er doch bei grösserer Mächtigkeit recht kräftige tektonische Störungen zeigen, indem er in kleinere Schollen zerbrochen worden ist, die mehr oder weniger über den darüberliegenden jüngeren Kalkstein hinaufgeschoben worden sind. Diese kleineren Zusammenschiebungen und Invertierungen in der Lagerungsfolge machen sich topographisch als dicht liegende nach Osten steil abfallende Hügel und Rücken geltend, ein Phänomen, das der oben, S. 248, beschriebenen bankförmigen Terrassierung der granitischen Unterlage analog ist und in ähnlicher Weise, wenn auch weit später, entstanden ist. Das nebenstehende von Cand. O. Jansson aufgenommene Detailprofil (Fig. 7) veranschaulicht einige solche Zusammenschie-

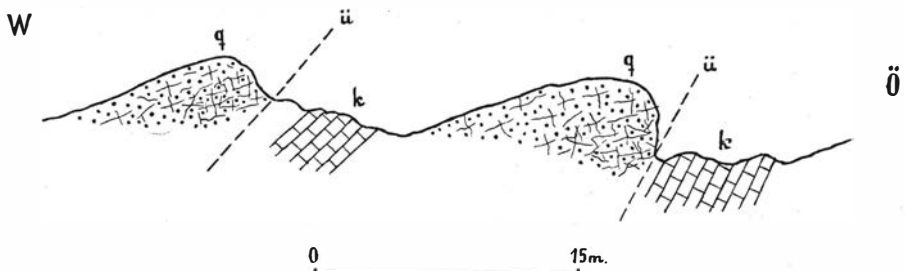


Fig. 7. Schuppenstruktur in den Silurablagerungen bei Nöjden. q Quarzitsandstein nach unten zerquetscht; k Kalkstein; ü Überschiebungsfläche. Höhe zweimal der Länge.

bungen, während das etwas schematisierte Profil (Fig. 8) die Tektonik zwischen zwei Granithügeln wiedergibt. Offenbar muss sich ein solches Zerbrechen des spröden Quarzitsandsteins auch im Detail bemerkbar machen, und eine beginnende Breccienbildung mit einem Netzwerk von eingeflochtenen Quarzadern lässt sich auch lokal antreffen (s. S. 273).

### Der Granit-Silurkontakt am Kläppibäcken.

Blöcke von den oben beschriebenen charakteristischen Verwitterungs- und Sedimentbreccien, bisweilen reichlich mit Limonit imprägniert und durch konglomeratartige Bildungen verbunden, sind auch SSW von Nöjden bis gegen den Kläppibäcken hin noch recht reichlich und dürften im Hinblick auf die letzte Bewegungsrichtung des Eises recht gut die Lage der Formationsgrenze in dem stark bedeckten Terrain angeben. Hierbei kann auch die scharf begrenzte östliche Ausbreitung der Blöcke des Oldengranits und die diese ablösende mehr blockfreie Silurmoräne den Weg weisen. Weiter gegen den Kläppibäcken hin hören jedoch die Breccienblöcke ganz auf, während gleichzeitig weiter im Osten die Granitgebirge hervorragen. Erst in dem genannten, stark abfallenden Bachtal habe ich den Granit-Silurkontakt wieder blossgelegt gefunden.

Dieses Lokal dürfte aller Wahrscheinlichkeit nach mit dem einen der von TÖRNEBOHM angeführten beiden Kontaktpunkte identisch sein, von welchem er schreibt (22, S. 48; 23, S. 110): »Ein anderer Kontaktpunkt zwischen dem Granit und Silur ist W. vom Hotagen beobachtet worden. Der silurische Tonschiefer fällt hier nach dem Granit zu ab und wird von diesem quer abgeschnitten. Am Kontakt selbst ist der Schiefer hart und licht, in einer Breite von einigen dm. Diese Kontaktverhältnisse müssen als Beweis dafür angesehen werden, dass der Granit jünger ist als der angrenzende Silur.« Dieser Äusserung scheinen TÖRNEBOHM's Tagebuchaufzeichnungen aus dem Jahre 1871 zu Grunde zu liegen, die in Sveriges Geologiska Undersöknings Arkiv aufbewahrt werden und ein Profil vom Rörvattnet westlich über Tallsjön und bis zum Fuss des Gebirges enthalten, welches das erwähnte Fallen des Schiefers gegen den Granit zeigt, jedoch in zu kleinem Masstab, als dass man ein einigermaßen exaktes Detailbild gewinnen könnte.

Im untersten Teil des vom Stensjöfjället kommenden Bachtals, das sich 3 km westlich von Tallsjön mit dem Tal des Kläppibacken vereinigt, fand ich den Kontakt in einer Höhe von etwa 560 m ü. d. M. blossgelegt. Das Profil Fig. 9 zeigt die Topographie und Tektonik bis an der Formationsgrenze Unterhalb eines ca 10 m hohen steilen Abhangs von grobem Oldengranit, dessen Verschieferungsflächen ca 40—50° nach WNW oder NW abfallen, folgt ein ungefähr 100 m breiter, fast horizontaler Granitabsatz, unter dessen äusserem Rande der Silur in Form eines schwarzen, stark gepressten und buckeligen Phyllits ansteht, mit einem Fallen der Schieferung, das zwischen 20—30° NW und WSW schwankt. Eine ca 3 dm breite mit silurischem Detritus gefüllte Kluft trennte jedoch den stark zerquetschten Phyllit vom Granit, dessen Kontaktfläche hier eine lotrechte oder vielleicht sogar nach WNW steil abfallende Neigung besitzt.

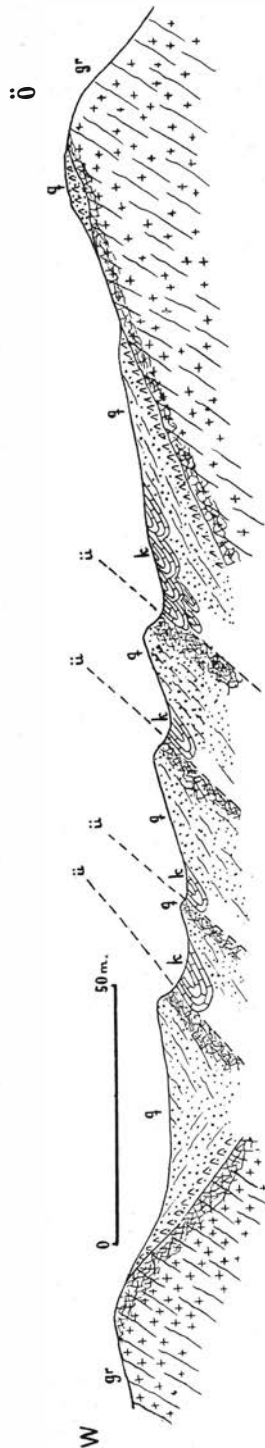


Fig. 8. Schematisiertes Profil der Tektonik zwischen zwei Granithügel bei Nöjden. gr Oldengranit, gegen dem Silur als Verwitterungsbrecce ausgebildet; q Quarzitsandstein, nach unten mit Granitfragmente eingelagert und bei der Überschiebungsfäche zerquetscht; k Kalkstein; ü Überschiebungsfäche.

Für die Beurteilung dieser Tektonik ist es von Wichtigkeit, dass sich weder der Granit noch der Silur in irgend einer Weise gegen den Kontakt hin verändert oder, im Gegensatz zu den von TÖRNEBOHM angeführten Beobachtungen, keine anderen Anzeichen postsilurischen Alters des Granits aufweist (s. oben, S. 225). Dies Gestein behält also seine grobkörnige Struktur ebenso unverändert bei, wie der Phyllit seine schwarze Farbe und lockere Beschaffenheit. Bei dem ersteren zeigt sich jedoch der Kataklas stärker als bei Nöjden, und im Gegensatz zu den dortigen Verhältnissen nimmt die Verschieferungsintensität des Silurs nach dem Kontakt hin zu, nicht ab. Zieht man nun noch in Betracht, dass die Basalschichten der Sediment-

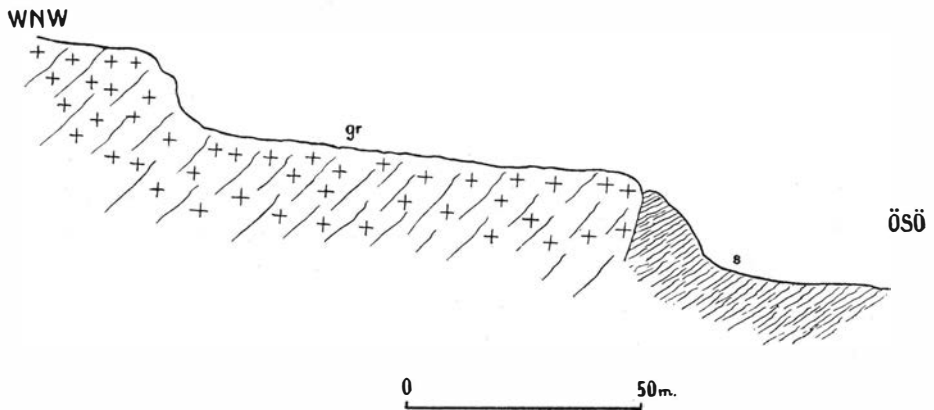


Fig. 9. Topographie und Tektonik bis an der Formationsgrenze am Kläppibacken. gr Oldengranit; s Phyllit. Höhe zweimal der Länge.

formation, soweit bisher bekannt, überall im Untersuchungsgebiet aus Quarzitsandstein und grobklastischen Bildungen bestehen, so scheint es unzweifelhaft, dass der Kontakt am Kläppibacken sekundär ist und keineswegs die ursprüngliche Stratigraphie wiedergibt, was darauf beruht, dass die postsilurischen tektonischen Störungen nicht bloss die überliegende Silurformation getroffen, sondern sich auch in die granitische Unterlage erstreckt haben. Die Topographie der letzteren mit ihren terrassenförmigen, steil nach SO abfallenden Bänken, ist auch prägnanter als um Nöjden, was vielleicht daher herrührt, dass diese postsilurischen Störungen sich ungefähr nach denselben Bahnen orientiert haben, wie die früheren präsilurischen.

Ungefähr  $\frac{1}{2}$ —1 km weiter östlich am Kläppibacken steht ein sichtlich mehrere m mächtiger blauquarziger Quarzitsandstein an, der oft stark verschiefert oder zertrümmert und in diesem Fall von einer Menge von Quarzadern und Schlieren durchzogen ist. Da die noch identifizierbare Schichtung ausserdem ein recht variierendes Fallen hat, gewöhnlich zwischen  $20^{\circ}$ — $30^{\circ}$  nach W oder O, dürfte man sich hier möglicherweise auf den Basalschichten des Silurs befinden, obwohl die Erosion noch nicht Zeit gehabt hat, sich bis zur unterliegenden Granitfläche einzuschneiden.



Diese Auffassung würde wenigstens mit den Verhältnissen um Nöjden und anderswo gut übereinstimmen. Zwischen diesen Vorkommen und einem schwarzen Phyllit, der einige 100 m bachaufwärts ansteht, macht die Erdbedeckung direkte Beobachtungen über die Stratigraphie unmöglich. Höchst wahrscheinlich liegt jedoch der Phyllit zu oberst, und zwischen beiden Gesteinen dürfte auch Platz für einen eventuellen Kalksteinhorizont vorhanden sein (s. S. 280).

### Die Formationsgrenze zwischen dem Kläppibäcken und dem Ytterolden.

Schon bei Nöjden bilden die Silurablagerungen nur einen ganz schmalen Streifen zwischen dem Granitmassiv im Westen und den kristallinen Åre- und Kölischiefen im Osten (s. S. 249), und mit ungefähr demselben Charakter setzt sich die Formation südwärts bis an die Südseite des Stensjöfjäll fort. Die Formationsgrenze wird deutlich von der moorigen flachen Einsenkung zwischen dem Gebirgsgebiet im Westen und dem Hügelland im Osten markiert. Das Fehlen selbst von im Tage liegenden glazialen Ablagerungen längs dieser Depression macht ein Studium der Kontaktverhältnisse unmöglich. Meine Beobachtungen beschränken sich daher auf einige zerstreute Daten betreffs der westlichen Ausbreitung der Schiefer der sogenannten Ansättscholle.

Ungefähr 1 km südöstlich von dem eben beschriebenen Kontaktlokal am Kläppibäcken stehen an mehreren Stellen Felsen von grossbuckligem, hartem, etwas chloritischen Glimmerschiefer an, der wahrscheinlich den Åreschiefern angehört, während weiter südlich, z. B. überall bei Flatrun und um das Sägewerk an der Ansättån, der Gesteinsgrund von chloritischen, grünen, weichen Kölischiefen gebildet wird. Nach der Verbreitung und Beschaffenheit der Blöcke sowie nach einigen einzelnen Felsen zu urteilen, scheinen wieder Seveschiefer anzustehen vom Kreuzungspunkt zwischen der Skansån und dem Fusspfad Ansätten-Jånsmässholmen bis zu dem letztgenannten Lappendorf, wo solche Gesteine mehrfach zu Tagetreten.

Obwohl es theoretisch wahrscheinlich ist, dass die Silurformation in einem schmalen Streifen die Gesteine der Ansättscholle vom Granit im Westen trennt, scheinen hierüber doch weder aus älterer noch aus neuerer Zeit direkte Beobachtungen vorzuliegen. Der kleine Masstab der Karte (Pl. XIX) dürfte ausserdem das Markieren von einem solchen unmöglich machen.

Bei dem schon längst verlassenem Eisenbergwerk Örnstolsgrufvan, das gleich südlich von der Örnstolsån und etwa 2 km NNW von dem Hof Rönnbacken liegt, hatte ich weitere Aufschlüsse über die Kontaktverhältnisse zwischen dem Granit und dem Silur erwartet. Nach HÖGBOM (9, S. 85) läge hier ein von Limonit zusammengekittetes Konglomerat vor, das gerade im Kontakt zwischen silurischem Tonschiefer und einem Granit oder

Granophyr, teilweise zu einer Breccie zertrümmert, gelegen ist.<sup>1</sup> TEGENGREN, der den Platz später besucht hat (19), hat keine ergänzenden Beobachtungen machen können, und ungefähr ebenso erging es mir, als ich erst in der Abenddämmerung an einem regnerischen Spätsommertag dort anlangte. Der gegenwärtig offen zutageliegende Limonit schien einen scharfkantigen Granitschutt zusammenzukitten, der eher an Verwitterungsschutt als an eine Moräne erinnerte. Nur ca. 100 m weiter nördlich stand allgemein in Form von recht hohen gebrochenen Hügeln stark deformierter Granit an, wodurch ein scharfer Gegensatz zu der unmittelbar im Süden beginnenden flachen Topographie entstand. HÖGBOM's Auffassung, mit einem Konglomerat an der Formationsgrenze, scheint indessen die Möglichkeit wahrscheinlich auszuschliessen, dass der Granit von postsilurischem Alter ist, während hingegen die Frage, ob es sich um eine Verwitterungs- oder Druckbreccie handelt, noch offen gelassen werden muss. Vielleicht kann die Gesteinsart zugleich sowohl das Eine wie das Andere sein. Auch kann die Anwesenheit quarzitischer Basalschichten, im Zusammenhang mit dem Konglomerat, oberhalb des Kontaktes, dessen Höhe auf ca. 600 m ü. d. M. angesetzt werden kann, nicht als unwahrscheinlich betrachtet werden.

Zwischen der Örnstolsgrufvan und dem Oldfäbod habe ich an der Fisklösån mehrfach Felsen aus Silurgesteinen beobachtet, weshalb die Formationsgrenze hier westlicher verlaufen dürfte, als die knappen älteren Observationen erkennen lassen. Am Punkt 560 m, NW vom Rönbacken, wechsellagern grauer Kalkstein und Tonschiefer, mit sowohl Schichtflächen wie Verschieferungsflächen  $10^\circ$  nach WNW abfallend. Ungefähr 1—2 km weiter westlich steht an zwei Lokalen horizontal liegender, wenig gepresster Kalkstein an, der aus einige mm mächtigen abwechselnden, etwas mit Sericit belegten Kalk- und Tonschieferschichten besteht. Nach Fossilien suchte ich leider vergebens. Gleich südlich von hier begegnen Phyllitfelsen, welche sowohl ihrer Schichtung wie ihrer Verschieferung nach  $15^\circ$  nach WNW abfallen, also allem Anschein nach unter die im Norden angrenzenden kalkigen Gesteine hinein. Die Erdbedeckung machte leider eine sichere Beurteilung dieser Verhältnisse unmöglich, aber eine gewisse Wahrscheinlichkeit scheint doch dafür zu sprechen, dass der Tonschiefer (Phyllit) durch zunehmenden Kalkgehalt nach oben hin allmählich in Kalkstein übergeht. — Soweit man dies aus einiger Entfernung beurteilen konnte, steht dagegen Granitgrund an, wo sich der Ausfluss des Fisklösjöen in mehreren steilen Wasserfällen beim Punkt 553 m in die Fisklösån hinabstürzt.

Bei dem Oldfäbod und ein Stück weiter südwärts längs der Fisklösån besteht der an vielen Stellen blossgelegte Gesteinsgrund aus einem schwarzen, rostgesprenkelten sandsteinartigen Schiefer, der dem weiter ostwärts in der

<sup>1</sup> In seinem Tagebuch vom Jahre 1868, das in Sveriges Geologiska Undersöknings Arkiv aufbewahrt wird, schreibt HUMMEL über den Granit in dieser Gegend: »Der Gebirgsgranit . . . ist etwas eigentümlich und verwittert, oder in der Nähe des Tonschiefers etwas undeutlich».

Gegend von Föllinge und Laxsjö anstehenden auffallend ähnlich ist. Die deutlich hervortretende Schichtung, die unter anderem durch die verschiedene Grade von Rostfärbung markiert wird, fällt auf dieser Strecke im allgemeinen  $45-55^\circ$  nach O ab. Mit Rücksicht auf die gleichmässigen Schichtungsverhältnisse beim Silur sowohl im Norden wie im Süden längs der östlichen Grenze dieses Granitmassivs hat man die Erklärung für diese steil östliche Schichtenstellung vielleicht in der starken Neigung der unterliegenden Granitfläche nach dieser Richtung zu suchen, umso mehr, als sich diese Fläche in verhältnismässig geringer Tiefe befinden dürfte, was daraus hervorzugehen scheint, dass sie ganz in der Nähe sowohl im Westen wie im Süden zutage tritt.

Dass jedoch diese besonders starke Neigung der Granitunterlage und zugleich auch der Silurschichten nicht notwendig als eine ausschliesslich

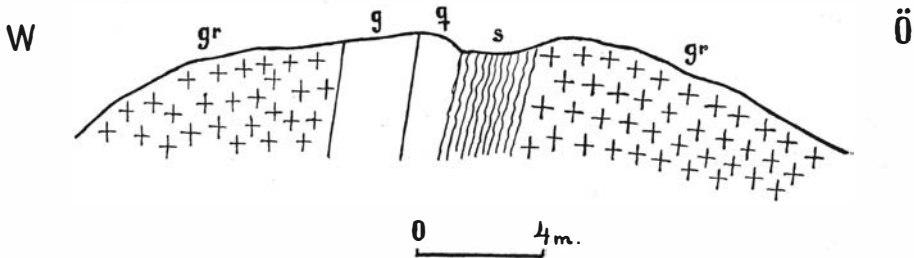


Fig. 10. Profil südlich von Oldfäbod. gr Granitporphyr; g Diabasgestein; q Quarz; s Phyllit.

primäre Erscheinung zu betrachten ist, sondern dass sie auch durch post-silurische Bewegungen tiefgehender Natur verschärft worden sein kann, wird vielleicht durch das beigefügte Detailprofil angedeutet (Fig. 10). Das Lokal liegt 2—3 km südlich vom Oldfäbod zwischen der Fisklösån und der auf der Karte Pl. XIX markierten Formationsgrenze, in einer Höhe von ca. 510 m ü. d. M. In einer unbedeutenden, erst vor kurzem vorgenommenen Schürfung nach Kies längs dem steil nach Westen abfallenden Kontakt zwischen einem vermutlich gangförmig auftretenden, gepressten Diabasgestein und dem Granitporphyr tritt eingeklemmt ein 1—2 m mächtiger Streifen von stark zusammengepresstem, graphitreichem Phyllit auf, der gegen den gleichfalls stark zertrümmerten, granitischen Nebengestein hin äusserst stark zerrissen ist und in eine Quarzbreccie, schliesslich in eine fast reine Quarzdrüse übergeht. Der Phyllitstreifen konnte in der Streichungslinie nur einige m weit verfolgt werden, während sonstige silurische Gesteine in der Nähe nicht zu entdecken waren. Leider hatte die starke Druckmetamorphose die primären Kontaktverhältnisse zwischen den verschiedenen Gesteinen so stark verwischt, dass die Altersrelationen nicht festgestellt werden konnten. Das Diabasgestein dürfte jedoch aller Wahrscheinlichkeit nach jünger sein als der Granit, was vielleicht auch durch einen anderen etwas weiter südlich in derselben Richtung verlaufenden Gang von

ähnlicher Beschaffenheit angedeutet wird, der den Granitporphyr durchsetzt und Bruchstücke desselben umschliesst. Offenbar haben während oder nach der Absetzung des Silurs gewisse nicht unbedeutende tektonische Störungen stattgefunden, mit der Folge, dass zwei Granitblöcke im Verhältnis zu einander verschoben wurden, wobei der Phyllitstreifen seine jetzige eingeklemmte Lage erhielt. Nach dieser tektonischen Fläche und wohl im Zusammenhang mit den erfolgten Bewegungen drang auch der Diabasgestein nach oben, der also vielleicht als postsilurisch zu betrachten ist.

Von diesem Lokal aus und südwärts gegen den Getryggen an der Fisklösån hin bildet das zwischen der Silurgrenze im Osten und dem Fuss des Gebirges im Westen befindliche Granitgebiet ein verhältnismässig ebenes, nur kleinkupiertes Terrain.

### **Die Kontaktverhältnisse am Wasserfall oberhalb des Ytterolden.**

Nördlich vom Yttre Oldsjön breitet sich zunächst ein flaches, niedriges und mooriges Terrain aus, aus welchem hier und dort Felsen von schwarzem silurischem Schiefer emporragen. Allgemein ist die Formationsgrenze hier wie auch mehrfach sonst durch einen verhältnismässig deutlichen und recht steilen Abfall des Granitporphyrs topographisch markiert, die sich unter anderm bei Kvarnbacken und Getryggen gut beobachten lässt. Westlich trifft man dieses Gestein jedoch auf einem so niedrigen Niveau wie dem Seeufer selbst an.

Hier liegt das andere von TÖRNEBOHM angeführte Lokal, von dem er sagt (23, S. 110): »Am Wasserfall N vom Ytterolden kommt solcher porphyrartiger Granit in Kontakt mit einem zum Silur gehörigen bläulichen Quarzit. Beide Gesteine sind hier intim mit einander gemischt, indem der Granit in kleinen unregelmässigen Adern den Quarzit durchsetzt».

Das hier gemeinte Lokal ist nicht schwer zu finden. Wo der Pfad von Getryggen nach Storbacken zum Wasserfall an der Fisklösån herabkommt, also nur einige 100 m westlich von dem erstgenannten Hof, und in einer Höhe von ca. 380 m ü. d. M. ist, soviel ich sehe, die einzige Stelle, auf die TÖRNEBOHM's Beschreibung passt, und übrigens auch das einzige mir bekannte Kontaktlokal in der Gegend (Fig. 11).<sup>1</sup>

Gleich südlich vom Pfade liegt stark gepresster und zerrissener schwarzer Phyllit entblösst, gewöhnlich steil und wirrig zusammengefaltet, sowie hie und da quarzitisch. Unregelmässige Adern, Schlieren und Drüsen von weissem Quarz und etwas Calcit begleiten gern die Verschieferungsfläche, jedoch nicht in so grosser Menge wie bei Svarthön und Kälen (s. unten). Durch Wechsellagerung geht dieser Schiefer nach unten

<sup>1</sup> Auch ein von TÖRNEBOHM etikettierter Dünnschliff von »dem Wasserfall am Ytterolden«, der gerade den oben beschriebenen charakteristischen poikilitischen Granitporphyr zeigt (s. S. 241), spricht für die Identität des Lokals.

in einen schliesslich typischen, glasigen Blauquarz über, der in seinem oberen Teil gewöhnlich stark verschiefert ist. Er ist gleich nördlich vom Weg sichtbar. Sowohl die Schichtflächen wie die Verschieferungsebenen fallen  $20^\circ$  nach SSO, konform mit der gleich daneben zutage tretenden granitporphyrischen Unterlage, ab. Dieser zunächst enthält der hier fast ungespreste grobe Blauquarz eingelagerte Bänke und Linsen von Konglomerat, die auch mit dünnen Schichten eines lichtgrauen, äusserst feinkörnigen Quarzitsandsteins abwechseln, welche bisweilen einzelne grosse runde Körner von Blauquarz, Bruchstücke und Gerölle von den beiden Granitporphyren der Gegend, graublauem Quarzit und grauem Porphyre enthalten. Ausserdem kommen Gerölle von schwarzem stark kohlenhaltigen Sandsteinschiefer hinzu. Dieselben Gesteine bauen auch das erwähnte Blauquarz-Konglomerat auf, das gewöhnlich ohne nachweisbare Grenze in

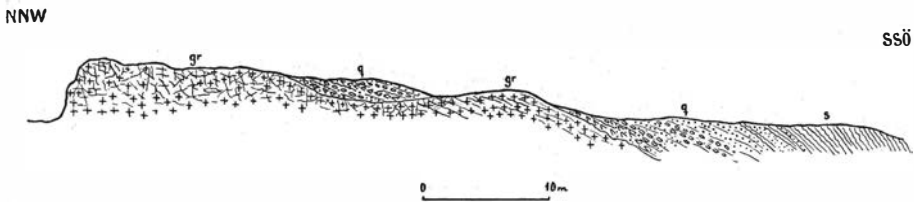


Fig. 11. Profil des Granitporphyr-Silurkontaktes am Wasserfall oberhalb des Ytterolden. gr Granitporphyr nach oben als Verwitterungsbreccie ausgebildet und teilweise verschiefert; q Quarzitsandstein, nach unten als Konglomerat und Sedimentbreccie ausgebildet; s Phyllit.

eine Sedimentbreccie (Fig. 12) übergeht, mit bis einige dm grossen, scharfkantigen Fragmenten von dem Granitporphyr, die jedoch meistens nicht der hier die nächsten Unterlage bildenden poikilitischen Form angehören, sondern der granophyrischen, was auf eine geringe Ausbreitung der erwähnten Gesteinsmodifikation hinzudeuten scheint (S. 242). Die Mächtigkeit des Konglomerats und der Sedimentbreccie scheint als Ganzes recht beträchtlich zu variieren, was in erster Linie auf der Unebenheit der Unterlage beruht, dürfte sich aber im allgemeinen zwischen 1—2 m halten. Dadurch dass die deutlich klastischen Teile immer mehr zurücktreten, gelangt man nach und nach zu einer typischen Verwitterungsbreccie hinab, welche ihrerseits durch schwächer werdende Zerteilung langsam in frischen Granitporphyr übergeht, der an gewissen Punkten erst 5—6 m unter den Basalschichten des Silurs aufzutreten scheint.

Diese Kontaktbildungen am Olden scheinen unzweideutig zu beweisen, dass auch hier zwischen dem Hervordringen des Granitporphyrs und der Absetzung des Silurs eine Denudationsperiode eingetreten ist, und dass TÖRNEBOHM'S Ansicht, dass der Granit postsilurisch sei, unrichtig ist. Verwitterung und Denudation dürften jedoch nie soweit gegangen sein, dass sie eine ebene Topographie oder ein Peneplan hätten zustande bringen können. Viel mehr zeigt sich die Kontaktfläche stark kuptiert,

sowohl in grossen Zügen, als auch im Detail, mit Gruben und Hügeln, welche letztere bisweilen durch die Basalbildungen des Silurs hindurchragen und vom Verwitterungsschutt freigespült sind (s. Fig. 11).<sup>1</sup>

Diese subkambrische Topographie scheint mir dagegen keineswegs nur postsilurischen tektonischen Störungen zugeschrieben werden zu können. Am Ytterolden findet man nämlich ebenso wie an den weiter nördlich gelegenen Lokalen, dass die Druckveränderungen abnehmen, je mehr man gegen die Kontaktfläche herabdringt. An diesem Lokal scheinen sie doch etwas

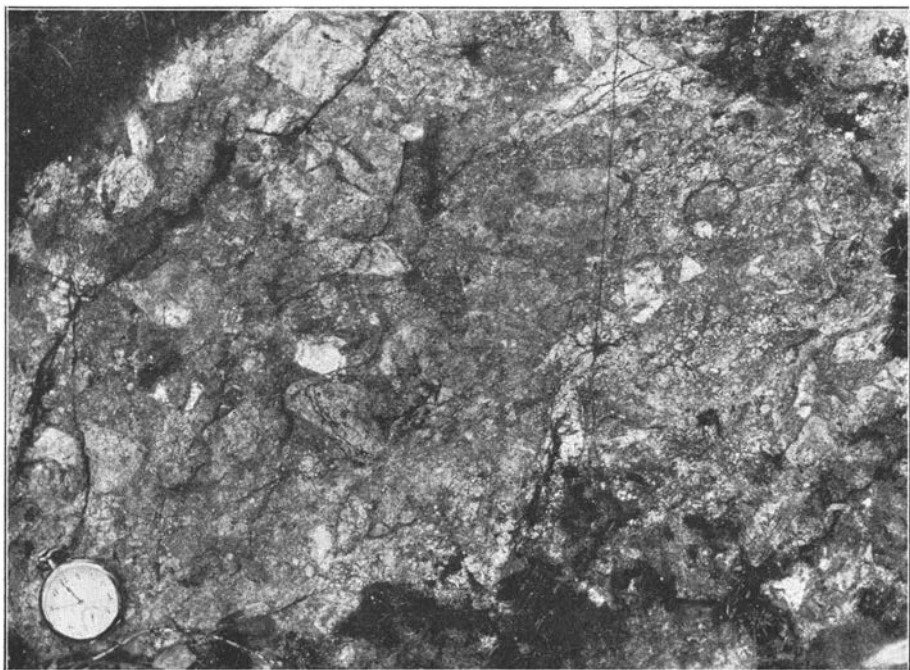


Foto G. Frödin.

Fig. 12. Sedimentbreccie am Wasserfall oberhalb des Ytterolden.  $\frac{1}{6}$  Nat. Grösse.

kräftiger zu sein, als bei Nöjden und an der Grubbdalsån, indem auch die untersten Teile der Sedimentbreccie gewöhnlich, wenn auch recht unbedeutend, verschiefert sind. Diese Metamorphose, meistens in Form von Zertrümmerungszonen, die reichlicher auftreten als weiter nördlich bei den entsprechenden Gesteinen, hat in gewissem Grade auch den mehr

<sup>1</sup> Die Breccienblöcke, die man in diesen Gegenden antrifft, dürfen natürlich nicht ohne weiteres bloss den Verwitterungskontakten mit der Silurformation zugeschrieben werden. Um Frankrike, das einige km NW vom Yttre Oldsjön gelegen ist, habe ich z. B. mehrere ansehnliche Blöcke von regeneriertem Granit angetroffen, in denen einen oder einige cm dicke Granitscheiben von schwarzem Calcit zusammengefügt werden. Sie machen den Eindruck, als wären sie eher durch Differentialbewegungen als durch Verwitterungsphänomene zustande gekommen.

in die Höhe ragenden Partien und Hügeln der unterliegenden Denudationsfläche betroffen, längs welcher unzweifelhaft eine gleitende Bewegung stattgefunden hat. Hierdurch erhält der Granitporphyr zunächst längs der Kontaktfläche oft eine damit parallele Kataklasschieferigkeit, die sogar stärker sein kann, als die normale nach Westen abfallende Fläche. Von nicht geringem Interesse ist es ferner, dass die in der Basalbildung enthaltenen Gesteinsfragmente kataklastische Strukturen besitzen, die offenbar vor ihrer Einlagerung in die Silurformation zustande gekommen sind.

Die vom Verwitterungsmaterial freigespülten Teile der Denudationsfläche bieten ein gewisses Interesse dar, verglichen mit den tiefer liegenden Partien des Gesteines. Abgesehen von den eben erwähnten kataklastischen Zonen, beobachtet man schon im Handstück kleinere schwarze Körner von ganz lockerer Beschaffenheit in der sonst grauen, harten Gesteinsart. Im Mikroskop erweisen sich diese aus meist grösseren Feldspatindividen bestehen, die im Zentrum bis aus an die innere Grenze der poikilitischen Randzone, wo die Imprägnierung plötzlich aufhört, von einer schwarzen Substanz erfüllt sind. Trotz ihrer Häufigkeit in dem normalen Gestein fehlen hier erkennbare Albitkerne in den Plagioklaseinsprenglingen vollständig, und da anderseits die Umwandlung des Perthits kaum merkbar zugenommen hat, scheint kein Zweifel daran möglich zu sein, dass man hier mit pseudomorphosierten Albitindividuen von demselben Charakter wie die früher von der Grubbdalsån beschriebenen, und mit einem Anzeichen für beginnende Verwitterungsbreccienbildung zu thun hat (s. S. 247).

### Der Porphy-Silurkontakt bei Svarthön.

Wenn der Oldengranit von TÖRNEBOHM als postsilurisch betrachtet worden ist, so scheint man dagegen allgemein der Ansicht gewesen zu sein, dass die Porphyre weiter im Südwesten und Westen dem Grundgebirge angehören. In ihrem Auftreten gegenüber der Silurformation verhalten sie sich analog wie der Granit und müssen daher als wenigstens präsilurisch angesehen werden. (S. 274) Da ihre Grenzverhältnisse gegen die Sedimentformation ein gewisses Interesse besitzen, werden hier einige Beobachtungen und Profile mitgeteilt.

Um die Höfe bei Svarthön, gleich südlich vom Yttre Oldsjön, liegen der Porphyre und die angrenzenden Teile der Silurablagerungen gut entblösst. Der Kontakt liegt jedoch keineswegs horizontal, sondern weist auch innerhalb kurzer Strecken recht ansehnliche Niveauschwankungen auf. Als durchschnittlicher Höhenwert kann für denselben 390—400 m ü. d. M. angegeben werden.

Die ca. 65 m höher hinauf ragende Anhöhe oberhalb der Höfe besteht in ihrem oberen Teil aus mässig gepresstem Porphyre, dessen Verschieferungsfläche etwa 60° nach WNW abfallen, gegen den Silurkontakt hin jedoch stärker, nämlich 80° nach W. Noch einige zehn Metern westlich davon,

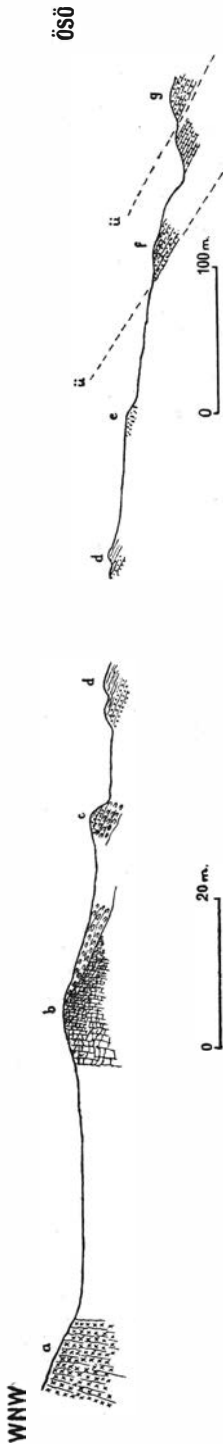


Fig. 13. Profile des Porphyry-Silurkontaktes bei Svarthön  
(s. die Beschreibung S. 263 u. f.)

also am westlichen Ende des Profils (Fig. 13), ist das Aussehen des Gesteins vollkommen normal (a). Die nächste blossgelegte Felspartie im Osten (b) besteht in ihrem westlichsten Teil aus groben Breccienstücken von bis 2—3 dm Durchmesser, die in Grossen und Ganzen reihenförmig neben einander angeordnet sind, jedoch mit einer gewissen Orientierung nach den steil nach W abfallenden Verschieferungsflächen. In ihrer Form spiegeln sie in nicht geringem Grade die sehr charakteristischen rhomboedrischen Verklüftungsformen des frischen Porphyrs wieder. Die nach der Bildung dieser Verwitterungsbreccie erfolgten tektonischen Störungen scheinen vorzugsweise längs der Grenzflächen zwischen den Bruchstücken ausgelöst worden zu sein, die dabei abgerundet oder in anderer Weise deformiert sowie mit Glimmermineralen bekleidet worden sind. Die ursprüngliche Verwitterungsstruktur des Gesteins ist indessen noch ganz deutlich. Gegen Osten tritt sie jedoch in demselben Grade zurück, wie die Breccienstücke an Grösse abnehmen, während anderseits die Druckmetamorphose sichtlich stärker wird. Eine Andeutung einer ca. 20—25° nach O abfallenden Verschieferung, die also der Porphyrfäche und den Basalschichten des Silurs ungefähr konform ist, beginnt sich immer mehr geltend zu machen, und kommt an der Ostseite des Felsens deutlich zum Vorschein. In diese von Wasser offenbar ganz unbearbeitete Verwitterungsbreccie dringen ausnahmsweise einige kurze und recht schmale Adern und Gänge von Quarzitsandstein aus der überliegenden Sedimentserie hinab. Nach oben ruht auf diesem Gestein mit einem auffallend deutlichen, mehrere m weit beinahe messerscharfen Kontakt das mehr oder weniger wasserbearbeitete Material der Silurformation, das aus Sedimentbreccien und Konglomeraten besteht. Offenbar gab es hier eine Decke des Verwitterungsschutts von bedeutender Tiefe, welche die Stranderosion während der Silurtransgression nie ganz durchdringen konnte. Anderseits weist die Kontaktfläche in der Nähe zahlreiche kleine Unebenheiten auf, wie bei Nöjden und



Ytterolden, wobei kleinere Hügel von Porphyry, die von präsilurischem Verwitterungsmaterial verhältnismässig frei sind, durch die von der Denudation zerfressene Sedimentdecke in der Nähe ihrer Grenze gegen den Porphyry hinaufragen.

Die Sedimentbreccie und das Konglomerat, welche zusammen eine Mächtigkeit von im allgemeinen einen oder einigen m besitzt, fällt nach O ab, gewöhnlich  $20-25^\circ$ ,<sup>1</sup> und hat eine damit konforme mehr oder, weniger starke Verschieferung. Diese ist bisweilen wenig ausgeprägt, wo die Grundmasse aus größerem blauquarzigem Quarzitsandstein besteht oder wo das Gestein in eine Grube der Porphyrunterlage sich hinabsenkt; sie nimmt aber rasch zu, je mehr dieser Quarzit durch einen schwarzen feinkörnigen Sandsteinschiefer ersetzt wird, der petrographisch an die Grundmasse der Sedimentgesteine bei Nöjden erinnert. Die Verschieferung schmiegt sich dicht an die mehr oder weniger linsenförmig abgeplatteten und gestreckten Gerölle und Bruchstücke an, die mit einem Durchmesser von bis  $\frac{1}{2}$  m aus unterliegendem Porphyry, grobem lichtgrauem Quarzitsandstein, schwarzen Schieferstücken, schwarzem feinkörnigem Quarzitsandstein, weissem Quarz und nicht selten aus granophyrischem Granitporphyry bestehen, der mit dem Oldengranit nördlich vom Yttre Oldsjön identisch ist. Nebst der kräftigen postsilurischen Druckwirkung, von der diese Gerölle und Fragmente Zeugnis ablegen — jedoch am wenigsten die Quarzite — weist das porphyrische und granitporphyrische Material ausserdem bisweilen sogar makroskopisch sichtbare Verschieferungsstrukturen auf, die von älterem Datum sind, als die Bildung des Konglomerats.

Noch einige m weiter östlich steht ein Felsen an (c), dessen Fuss von dem eben erwähnten Konglomerat aufgebaut ist, welches hier  $35^\circ$  nach O abfällt und nach oben deutlich in mittelkörnigen Blauquarz übergeht. Über diesem folgt konkordant bei d ein lichter, etwas quarzitischer Phyllit. Bei beiden Gesteinen fallen sowohl die Schichtflächen wie die Verschieferungsflächen  $20^\circ$  gegen O ab.

Bemerkenswert ist einerseits die starke Imprägnierung mit Kiesen und Limonit, die in dieser Kontaktzone sogar zu kleineren Schürfungen Anlass gegeben hat, andererseits auch die im Quarzit ungefähr parallel mit der Verschieferung auftretenden Adern und Schlieren von Quarz, was seinerseits die Nähe einer tektonischen Fläche andeuten dürfte, in diesem Fall der Unterlage der Sedimentformation, längs welcher Verschiebungen mit der sie begleitenden Zertrümmerung des spröden Gesteins stattgefunden haben. In nicht geringer Menge treten die Quarzadern auch mit östlich-westlicher Orientierung auf, was vielleicht von einen von Süden kommenden Druck verursacht wurde (s. S. 281). Diese durch Eintränkung mit Eisenoxydverbindungen oft gelbgefärbten Quarzimpregnationen, die

<sup>1</sup> Lokale Abweichungen hiervon sind nicht selten und hängen, wie in einigen Fällen nachgewiesen werden kann, mit topographischen Unregelmässigkeiten in der Porphyrunterlage zusammen, z. B. kleineren Hügeln und Rücken, die natürlich die Schichtenstellung des Sediments beeinflussen müssen.

jedoch um Kälen eine weit kräftigere Ausbildung erreichen, erstrecken sich dagegen nur in ganz geringem Grade in die porphyrische Unterlage hinein.

Abgesehen von einem unbedeutenden Felsen von Blauquarz ganz in der Nähe (e), steht einige 100 m weiter östlich (f) ein grösserer Hügel desselben Gesteins an, das hier 20° nach OSO abfällt und stark zerrissen und quarzimpregniert ist. Diese Zertrümmerungszone dürfte gleichfalls eine Verschiebungsfläche andeuten, welche jedoch, u. A. wegen des Fallens, vielleicht nicht mit der obenerwähnten bei b—d zusammenhängt, sondern wohl einem höheren Niveau angehört. Noch eine Gleitfläche oder wenigstens eine Invertierung, in diesem Fall die dritte, wird von den äusserst stark zertrümmerten, breccienartigen Quarzitefelsen östlich vom Bach vertreten (g), unter welchen ein geschichteter sandiger Kalkstein, 10—15° nach OSO abfallend, ansteht.

Leider verhinderte die Erddecke den Versuch, die obige Darstellung der Silurtektonik durch direkte Beobachtungen zu kontrollieren. Im Hinblick auf die leichter nachweisbaren Verhältnisse bei Kälen scheint mir jedoch diese Auffassung die plausibelste. Hiernach hätte also der untere Teil der Silurformation folgende petrographische Zusammensetzung:

Kalkstein	}	nebst kontinuierlichen Übergangsgesteinen.
Schiefer		
Quarzit		
Sedimentbreccie und Konglomerat		

Diese einfache Stratigraphie stimmt auch mit der Schichtenfolge bei Kälen vollkommen überein (s. unten, S. 268 u. f.).

Vielleicht verdienen hier noch einige weitere Bemerkungen über die beschriebenen Gesteine aufgenommen zu werden. Innerhalb einer Zone, die eine Mächtigkeit von einigen m erreichen kann, und, nach allen Anzeichen zu schliessen, gerade um die subkambrische Diskordanz herum gelegen ist, treten bisweilen schwarze, makroskopisch fast homogene mylonitische Bildungen auf, deren ursprünglicher Charakter sich kaum mit Sicherheit bestimmen lässt. In gewissen Fällen sind jedoch einzelne Gerölle liegen geblieben, während die Zone nach unten gewöhnlich früher oder später in eine mylonitisierte Verwitterungsbreccie übergeht, deren kleinere mehr oder weniger linsenförmige Porphyrfragmente noch identifizierbar sind. Überhaupt scheint die postsilurische Druckmetamorphose hier bedeutend kräftigere und tiefgehendere Wirkungen ausgeübt zu haben, als an Ytterolden, Nöjden und an der Grubbdalsån, indem sie ihren Einfluss ein gutes Stück unter die subkambrische Diskordanz erstreckt hat. Die in der Regel noch ganz deutlich klastischen Strukturen, die Zusammensetzung des polymikten Konglomerats und andere Umstände schliessen indessen jede Möglichkeit aus, diese Basalbildungen als Druckbreccien zu erklären.

## Basalbildungen und Tektonik der Silurformation um den Kälapannsjön.

In dem bedeckten und waldigen Terrain zwischen dem Svarthön und dem Kälapannsjön konnte ich den Kontakt zwischen Porphyry und Silur nirgends antreffen. Die auf der Karte Pl. XIX markierte Formationsgrenze dürfte jedoch in der Hauptsache richtig sein, da sie im grossen Ganzen zwischen dem niedrigeren, weniger kupierten Waldland im Südosten und den höheren, stark aufsteigend und gewöhnlich ganz kahlen und sterilen Gebirgsgebenden im Norden verläuft. Dies dürfte auch von ihrer Fortsetzung nach Westen bis zum Jufvuln gelten, wo ich schon 1911 vorbeikam, ohne gerade diesen Fragen grössere Aufmerksamkeit schenken zu können.

Ausserhalb dieser Grenzlinie wurde blauquarzartiger Quarzitsandstein und Schiefer mehrfach um den Berg 455,6 m, O vom Kälapannsjön, wahrgenommen, und dasselbe Gestein steht auch in den Anhöhen westlich von Bränna an. Durch Wechsellagerung geht hier der mächtige Blauquarz deutlich in grauschwarzen Phyllit über, dessen Schichtfallen regelmässig 20° nach NW ist.<sup>1</sup>

Obwohl bei diesem Quarzitsandstein keine besonders starke Zertrümmerung und Breccienbildung eingetreten ist, kann doch vielleicht die porphyrische Unterlage der Bodenfläche recht nahe liegen, wenn sie auch nicht ganz hervordenudiert worden ist. — Es liesse sich denken, dass in den erdbedeckten Tälern zwischen dem Yttre Oldsjön und dem Kälapannklumpen kleinere Ausläufer der Silurformation vorkämen.

Längs der Nordseite des Kälapannsjön liegt der Kontakt hier und da unmittelbar am Ufer entblösst, also in einer Höhe von ungefähr 460 m ü. d. M. Abgesehen von einem an dem mittleren Teile des Ufers vorkommenden Gebiet von sehr umgewandeltem gabbroartigem Gestein mit bis 2—3 cm grossen ovalen Klumpen von Epidot, die dem Gestein eine gewisse Ähnlichkeit mit einem metamorphosierten Konglomerat verleihen, steht überall Porphyry an, dessen Verschieferungsflächen gewöhnlich 25° nach NNO abfallen. Wie am Svarthön geht das Gestein schon einige m vom Silurkontakt in eine Verwitterungsbreccie über, deren Fragmente jedoch in noch höherem Grade sekundär in eine unzählige Menge linsenförmiger oder rhomboedrischer Stückchen mit dazwischenliegenden sericitbekleideten Verschieferungsflächen zerdrückt sind, welche bezeugen, dass auch hier die postsilurische Metamorphose bis in die porphyrische Unterlage hinabgegriffen hat. Das Fallen schliesst sich nach und nach dem des Silurs an. Ob dieser in seinen Basalschichten eine Sedimentbreccie besitzt, konnte wegen der starken Metamorphose nicht entschieden werden, ist aber natürlich wahrscheinlich. Hingegen erkennt man leicht einen groben, glasigen Blauquarz, dessen unterer Teil Gerölle von unterliegendem Porphyry einschliesst, sowie von graublauem Quarzitsandstein, beide in der Regel recht stark

<sup>1</sup> An der Spitze des Gebirgshügels Tufvan, der NW vom Yttre Oldsjön liegt, fällt die Verschieferung des Granitporphyrs 50° nach WNW ab.

ausgewalzt und deformiert, der Quarzit jedoch gewöhnlich weniger. Die Schieferigkeit dieses Konglomerats fällt in der Regel im Ganzen parallel mit der Porphyrfäche und dem Kontakt ab., d. h. ca.  $20-30^\circ$  nach S, und wird längs der Verschiebungsfäche, wie dies bis zu einem gewissen Grade auch bei dem Breccienschiefer der Fall ist, von zahlreichen Quarzadern durchsetzt. Bemerkenswert ist indessen, dass das Konglomerat bisweilen nur einzelne, oft grosse Porphygerölle enthält, die im Diameter bis 1—4 dm messen. Sie zeigen wie bei Svarthön noch ältere kataklastische Strukturen, die von einer vor der Einlagerung in das Konglomerat stattgefundenen Pressung Zeugnis ablegen. — Die übrigen Schichten der Silurformation tauchen unter den Seespiegel hinab, aber auf der kleinen Insel im südwestlichen Teile des Sees kommt mit Schiefer wechsellagernder Blauquarz zum Vorschein. Das Schichtfallen beider Gesteine ist ca.  $45^\circ$  nach S.

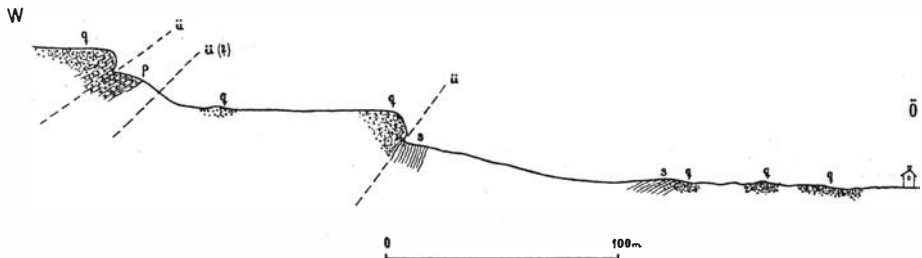


Fig. 14. Profil der Silurtektonik an Kälen. p verschiefter Porphyr; q Blauquarz, oft breccienartig oder als Aderquarzit ausgebildet; s Phyllit; ü Überschiebungsfäche.

Auch die unmittelbare Umgebung des Kälen weist verschiedene interessante Erscheinungen auf, vor allem in Bezug auf die Stratigraphie und Tektonik der Silurbildungen. Unten im Talboden bis zum Hof (Fig. 14), steht Blauquarz an, der allerdings nicht auffallend stark verschiefert, aber gewöhnlich ausserordentlich zerrissen und infolge der unregelmässig verlaufenden Quarzadern und Drüsen äusserst breccienartig ist. Wahrscheinlich befindet man sich hier der porphyrischen Unterlage und der Verschiebungsfäche recht nahe, weshalb auch die Fallrichtungen der Schichten ziemlich stark variieren. Durch Wechsellagerung geht dieser Quarzitsandstein nach oben in einen grauen, etwas sandigen Phyllit über. An der Seite des Tales fällt ein schwarzer, kohlenhaltiger, stark verschiefter Phyllit von etwa 10 m Mächtigkeit steil nach WSW ab, also unter die überlagernde, mehrere Meter dicke Blauquarzbank hinein. Der Kontakt zwischen den beiden Gesteinen wurde ausgegraben und erwies sich als sehr scharf, ohne irgend eine Andeutung von Wechsellagerung oder Konkordanz. In seinem untersten Teile bildet dagegen der blaue Quarzitsandstein eine Zertrümmerungsbreccie, die auch Stücke von Phyllit einschliesst, was alles darauf hinzudeuten scheint, dass die Lage des Quarzits auf dem Phyllit abnorm und auf eine Überschiebungsfäche zurückzuführen ist.

Nach einigen kleineren Blauquarzfelsen zu urteilen, die sich hie und da abseits von der Profillinie befinden, setzt sich dies Gestein nach Westen ein Stück in die dortige blockbestreute Böschung hinauf fort. In dem mittleren Teil derselben tritt eine dünne Scheibe von stark verschiefertem und gepresstem Porphy an den Tag, deren am meisten hervortretende Verschieferungsflächen  $20-30^\circ$  nach W abfallen, während sich andere,

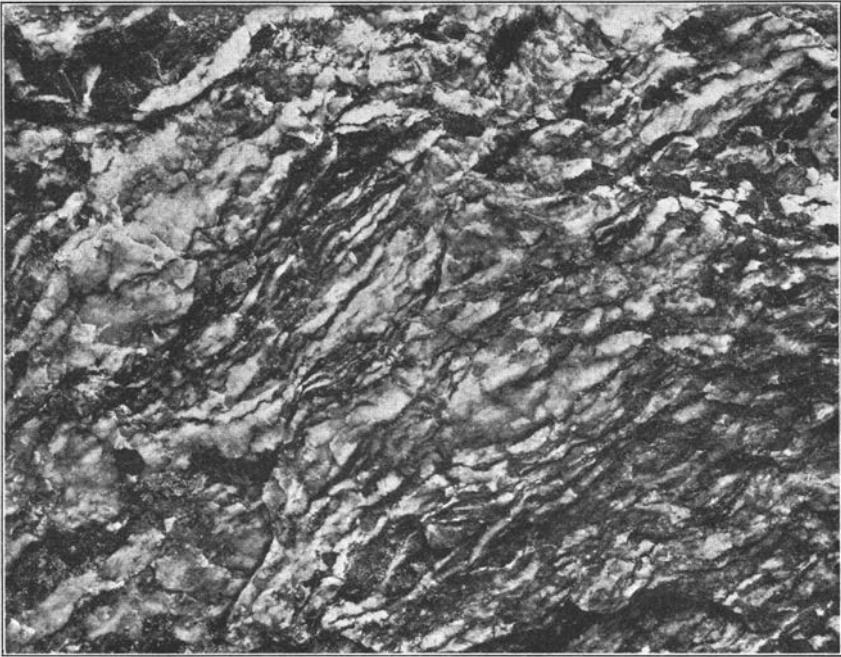


Foto G. Frödin.

Fig. 15. Aderquarzit nach W abfallend, Kälen.  $\frac{1}{10}$  Nat. Grösse.

schwächer markierte, mehr oder weniger nach S neigen. Daneben ist eine mit der ersteren Richtung parallele Stengligkeit ausgebildet. Mikroskopisch erinnert das Gestein an den oben petrographisch beschriebenen Porphy (S. 243). Die Feldspateinsprenglinge sind, obwohl stark zerdrückt und ausgezogen, in der schlierigen, mylonitischen Grundmasse noch vollkommen erkennbar. Auf dieser Porphyrscheibe liegt eine mehrere m mächtige Blauquarzschole breccienartig zerbrochen und mit weissen Quarzadern und Linsen von sehr verschiedenen Dimensionen infiltriert. Gegen den Kontakt hin nehmen sie merkbar zu und werden immer mehr als parallele bis 10–15 cm mächtige Schlieren und Adern orientiert, welche ca  $30^\circ$  nach W oder WSW abfallen (Fig. 15), wodurch ein wirklicher *Aderquarzit* entsteht, in welchem sogar die Blauquarzmasse der untergeordnete Bestandteil wird. Allerdings ist der direkte Kontakt zwischen diesem Gestein und dem Porphy wegen einer ca  $\frac{1}{2}$  m breiten, parallel damit verlaufenden Kluft nicht sichtbar,

aber da der breccienartige Blauquarz einige dm oberhalb derselben Schichten und Fragmente von grauschwarzem, deutlichem Phyllit zu enthalten beginnt, dessen Lage unmittelbar neben dem Porphyryr als abnorm betrachtet werden muss, dürfte nicht zu bezweifeln sein, dass hier eine Überschiebungsfläche vorliegt. Aller Wahrscheinlichkeit nach repräsentiert daher das Fallen der eben erwähnten Parallelstruktur des Aderquarzits die Richtung, von der aus die Blauquarzschole über den Porphyryr hinaufgeschoben worden ist. Dieser wird hingegen nur in unbedeutendem Grade von solchen Quarzimpregnationen durchzogen. — Es wären somit in diesem Profil zwei kleinere Überschiebungsflächen zu konstatieren, und ausserdem ist in dem verborgenen Kontakt zwischen dem Porphyryr und dem Quarzit etwas weiter östlich noch eine dritte mit aller Wahrscheinlichkeit zu vermuten.

Ein anderes recht bemerkenswertes Lokal befindet sich ungefähr 1 km westlich vom Kälen am Fusspfade nach Bottnen, wo ich einige schon 1911 von mir gemachte Beobachtungen ergänzen konnte. Die südliche Seite eines sanft abfallenden Porphyryrhügels wird hier von einem stark verschieferten aber nur in geringem Grade breccienartigen Blauquarz überlagert. Der Kontakt ist leider betreffs einiger wenigen Metern nicht sichtbar, aber die Verschieferung fällt ungefähr konform mit dem Abhang des Porphyryrhügels, d. h. ca 20° nach S. ab.<sup>1</sup> Man sieht hier deutlicher als an den oben behandelten Lokalen, wie die dunkle Farbe des Blauquarzes nach und nach schwächer wird und schliesslich verschwindet, während zugleich die Verschieferung zunimmt, eine Veränderung, die weniger deutlich ist, sobald Zertrümmerung zu einer Breccie eintritt. Unter dem Mikroskop zeigt es sich, dass diese Veränderung mit einer Granulierung der Quarzkörner zusammenhängt, am ersten der kleineren, welche dabei ganz farblos und klar werden. Die grösseren Blauquarzkörner bleiben natürlich am längsten in mehr unverändertem Zustand und stechen daher als dunklere Partien von der umgewandelten weissen Grundmasse ab.

In der Nähe von der Spitze dieses Hügels hat die Glazialerosion eine schön geschliffene Fläche herauspräpariert, wo Klumpen und Schlieren von noch gut erkennbarem grauschwarzem Phyllit, der bisweilen mehr blauquarzartig ist, intim eingemischt sind in einen äusserst stark dünnverschieferten, grüngrauen, chloritischen Porphyryr von verwirrtem Aussehen. Drüsen und Adern von Quarz treten ausserdem reichlich auf, vor allem in der Nähe der Phyllitpartien, und sind oft abgerissen und etwas verworfen. Der Porphyryr ist kaum mehr erkennbar, obwohl einzelne Feldspatkrystalle nicht völlig in der sonst ganz neugebildeten Matrix aufgegangen sind. Doch sind konstante Verschieferungsrichtungen bei demselben schwer nachweisbar. Wie auf der Nordseite des Hügels (s. unten) scheinen jedoch auch hier drei, allerdings recht undeutliche Verschieferungsrichtungen vertreten zu sein.

Die Nordseite des Hügels fällt in steilen Absätzen gegen das ungefähr 100 m niedriger liegende Tal am Blanktjärn hinab. Noch einige

<sup>1</sup> Die Anhöhe 553 gleich südwärts besteht auch aus Blauquarz.

zehn m unterhalb der Spitze steht Porphyr an; weiter unten kommen Blauquarz und andere silurische Gesteine (s. unten). Der Porphyr zeigt sich hier bedeutend stärker metamorphosiert als die Porphyrplatte oberhalb des Kälen, indem er wenigstens drei verschiedene Verschieberungsflächen deutlich aufweist, deren hervortretendste ein im Detail allerdings etwas variierendes Fallen von  $10-25^\circ$  nach S hat. Die nächstjüngere Verschieberungsfläche fällt  $50-60^\circ$  nach WNW oder NW ab, und die jüngste  $60-70^\circ$  nach SW oder SSW. Die ausgesprochen rhomboedrische Verklüftung des Gesteins giebt sich indessen nur auf die Hauptverschieberungsfläche kund.

Die im Porphyrschiefer enthaltenen Phyllitpartien können unmöglich auf eruptivem Wege hineingekommen sein. Es dürften daher mechanische Prozesse wirksam gewesen sein, obwohl die gute Konservierung und verhältnismässig scharfe Begrenzung des Phyllits vielleicht eigentümlich erscheinen mögen. Da der Porphyr-Silurkontakt in dieser Gegend ein ausgesprochener Verwitterungskontakt ist, lässt sich das Phänomen vielleicht am einfachsten durch die Annahme erklären, dass eine silurische Sedimentbreccie, oder dergleichen, die porphyrisches Verwitterungsmaterial enthielt, durch starke Pressung beeinflusst worden sei. Mit Rücksicht auf die topographischen Verhältnisse um diesen Porphyrhügel, und da die Hauptverschieberung des Gesteins sowohl durch ihre Intensität wie durch ihre Richtung so wesentlich von den entsprechenden Verhältnissen innerhalb des Massivs im Norden abweicht, dürfte man wohl annehmen müssen, dass der Porphyr die Silurgesteine im Norden abnorm überlagert, und vielleicht auch von dem darüber liegenden Blauquarz im Süden durch eine ausgeprägte Verschieberungsfläche getrennt ist (s. oben). In diesem Fall gleicht die Tektonik derjenigen im Profil oberhalb von Kälen mit der dort vorhandenen eingeschobenen Porphyrplatte und da die beiden Vorkommnisse in unmittelbarer Nähe voneinander liegen und ungefähr dieselbe Höhenlage, ca. 500 m ü. d. M., besitzen, scheint es nicht ausgeschlossen, dass sie einer und derselben Porphyrmasse angehören, die von der Unterlage aus in die silurische Schichtenserie hineingepresst wurde, als diese gegen die Südseite des grossen Porphyrmassivs hin zusammengeschoben wurde.

Zur Beleuchtung der silurischen Stratigraphie der Gegend mag ferner folgendes erwähnt werden. Wo der Ausfluss des Kälapannsjön auf halbem Wege zum Blanktjärn eine starke Biegung nach Nordost macht, steht im Bett des Baches ein schwarzer, kalkhaltiger, kiesimprägnierter Phyllit an, der nicht besonders stark gepresst, aber spärlich mit Drüsen und Linsen von Kalkspat durchzogen ist. Das Fallen ist ca.  $20^\circ$  gegen O. Etwas weiter südöstlich, bachaufwärts, kommen kleine Linsen und Schichten von Quarzitsandstein ein, und zugleich ändert sich das Schichtfallen, das nun  $45^\circ$  nach Westen beträgt. Zunächst darunter liegt ein entblösster schiefergemischter Quarzitsandstein. Obwohl die Kontakte, abgesehen von einigen Metern, nicht blossgelegt werden konnten, dürfte es doch ausser Zweifel stehen, dass der dunkle Phyllit nach unten allmählich in Quarzitsandstein

übergeht, dessen petrographischer Charakter derselbe ist, wie der oben S. 268 beschriebene, also blauquarzig.

Weiter bachaufwärts, also unmittelbar am Kälapannsjön, konnte zwischen Quarzitsandstein und darauf liegendem Phyllit derselbe kontinuierliche Übergang durch Wechselschichtung und abnehmende Körnergrösse beobachtet werden. Der bisweilen recht mächtige Kalkstein, der an der Westseite des Sees ansteht, hat dagegen nur äusserst selten zugängliche Kontakte mit den übrigen Schichten. Dass er über dem Quarzitsandstein und dem Phyllit liegt, dürfte jedoch unzweifelhaft sein.

Die recht stark variierenden Fallrichtungen der silurischen Ablagerungen in dieser Gegend rufen oft unregelmässig verlaufende, leider gewöhnlich von Morän bedeckte Rücken hervor, und zum nicht geringen Teile

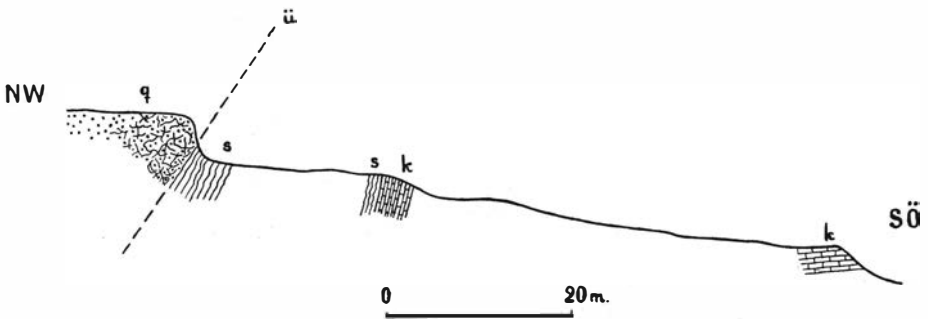


Fig. 16. Profil der Silurtektonik nördlich von Kälen. q Blauquarz, nach unten breccienartig; s Phyllit; k Kalkstein; ü Überschiebungsfäche.

dürften sie durch variierende Richtungen des tangentialen Druckes verursacht sein. Wie auch an anderen Stellen längs der Ostseite des Granit-Porphyrmassivs, z. B. bei Svarthön und Nöjden, macht daher das Terrain den Eindruck, dass eine starke Zusammenschiebung der silurischen Schichtenserie stattgefunden hat.

Das Profil Fig. 16, das Cand. O. JANSSON auf meinen Wunsch aufgenommen hat, wie auch Fig. 14, sollen dies einigermaßen beleuchten. In SO steht ein phyllitgemischter, sandiger Kalkstein an, horizontal geschichtet oder schwach nach NW abfallend und parallel mit den Schichtenflächen ziemlich stark verschiefert, während anscheinend dasselbe Gestein länger gegen NW stenglig verschiefert ist und steil nach NW abfällt. Unmittelbar im Westen folgt stark gepresster zertrümmerter und harter Phyllit, der jedoch petrographisch von dem länger in NW befindlichen schwarzen, bituminösen Phyllit etwas abweicht. Dieser fällt steil nach NW ab und ist von einem unten stark zertrümmertem breccienartigem Blauquarz überlagert. Der Kontakt, der durch Graben entblösst werden konnte, zeigte wie die weissen Quarzadern und -Linsen immer mehr zur Hauptmasse des Gesteins wurden, das zu unterst ausserdem kleine Klumpen und Partien von unterliegendem Phyllit enthält. Überhaupt liegt hier allem Anschein



nach eine Diskordanz vor. Mit zunehmender Entfernung von dieser Grenzfläche wird dagegen der Blauquarz immer homogener und bankförmig abgesondert, mit flachem oder mittelsteilem Fallen nach W.

In dem jetzt beschriebenen Profile (Fig. 16) wie in der Regel westlich vom Kälapannsjön besteht die höchste Partie der Hügel aus blauquarzartigen Quarzitsandstein, der oft phyllitischen Schiefer überlagert. Überall, wo der Kontakt der direkten Beobachtung zugänglich war, ist er offenbar sekundärer Natur, was durch Breccienbildung oder durch gleichartigen Erscheinungen leicht nachweisbar ist.<sup>1</sup> In den Fällen, wo der Phyllit auf dem Quarzitsandstein ruht, ist dagegen ein kontinuierlicher Übergang deutlich, entweder bezüglich der Körnergrösse, oder infolge Wechselagerung. Dass im ersteren Falle Invertierungen eingetroffen sind, die von Differentialbewegungen zwischen den petrographisch so verschiedenen Gesteinen begleitet wurden, ist wohl als offenbar zu betrachten, ohne dass jedoch Überschiebungen von mehr als lokaler Natur zustande gekommen wären.

Die tektonischen Störungen sind beinahe in jedem Vorkommen des spröden Blauquarzes, dagegen nicht in nennenswertem Grade in den plastischeren Phylliten und Kalksteinen, ausgelöst worden, vor allem in den oben mehrfach erwähnten Druckbreccien. In geringerem Grade haben sie hingegen eine gleichmässiger Verschieferung herbeigeführt, mit welcher eine Entfärbung zu grauweissem Quarzit folgt (s. S. 270). Obwohl die sekundären Quarzadern sich am liebsten parallel zu einander und zur Schieferigkeit des Gesteins ordnen, treten sie ausserdem oft in anderen recht konstanten Richtungen auf, und zwar besonders innerhalb weniger verschiefter Bänke. Besonders dominiert hierbei die nordöstlich-südwestliche Richtung von lotrechten Quarzadern, die mit einer ausgeprägten Verklüftungsrichtung beim Gestein zusammenzufallen scheint. Schwächer ausgebildet ist eine rechtwinkelig hierzu verlaufende Verklüftungs- und Aderichtung.

### Übersicht über den allgemeinen Charakter des Granit-Silur-Kontaktes.

Trotz der Knappheit des älteren Beobachtungsmaterials längs der Ostseite der Oldfjällsantiklinale scheint zwischen der Lage der Granit-Silurgrenze auf den bisherigen geologischen Übersichtskarten und der auf Taf. XIX dargestellten keine beträchtlichere Abweichung vorzuliegen. Die Erklärung hierfür liegt wohl in dem topographischen und biologischen Gegensatz zwischen dem kahlen, nach Osten steil abfallenden Gebirgsgebiet mit seinem oft scharf hervortretenden Relief und dem unterhalb desselben einsetzenden, mehrere 100 m tiefer liegenden, sehr bedeckten Terrain

<sup>1</sup> Dies dürfte auch vom Kontakt zwischen dem Phyllit und dem Kalkstein auf Fig. 16 gelten.

mit seinen sanfteren Formen und seiner weniger dürftigen Vegetation. Nur im Norden, in der unmittelbaren Nachbarschaft des hier behandelten Gebietes, ist wohl die Ausbreitung der Silurformation recht beträchtlich zu reduzieren, so dass sie bloss einen einige 100 m breiten Streifen an der Nordseite der Grubbdalsån umfasst (9, 23, die Karten. Vgl. oben S. 257).

Die von TÖRNEBOHM vertretene Ansicht, dass der Oldengranit post-silurisches Alter habe, muss offenbar als unhaltbar betrachtet werden. Nirgends konnten längs der Grenze gegen die Silurgesteine irgendwelche Anzeichen für endomorphe oder exomorphe Kontakterscheinungen beobachtet werden, eine an und für sich schwer wiegende Tatsache, u. a. in Betracht des Umstandes, dass der Stress an mehreren Stellen so schwach war, dass eine Verwischung der Struktur der widerstandsfähigen Hornfelsgesteine durch denselben durchaus undenkbar ist. Überall wo die Basalbildungen der Silurformation studiert werden konnten, bestehen sie ausserdem aus Verwitterungsmaterial von meist mechanischer Natur, wie Konglomeraten und Sedimentbreccien in intimer Vereinigung mit Verwitterungsbreccien. Zu allen diesen Gesteinen hat der unterliegende Oldengranit das wesentliche Material geliefert. Man kommt daher zu dem Ergebnis, dass der Granit nicht nur zum Erstarren Zeit hatte, sondern dass vor dem Eintritt der Silurzeit auch eine tiefgehende Denudation stattfand. Die mehrfach geringe Druckmetamorphose in den Basalbildungen der Sedimentformation, z. B. bei Nöjden und an der Grubbdalsån, und der polymikte noch deutlich klastische Charakter auch bei den am stärksten verschieferten, wie am Ytterolden, schliessen die Möglichkeit aus, dass diese Gesteine ausnahmslos oder auch nur zu einem wesentlichen Teil den Charakter von kataklastischen Druckbreccien hätten. Das Auftreten von Geröllen mit dem Charakter des Oldengranits im Offerdalskonglomerat kann daher nicht als Beweis für das postsilurische Alter dieses Gesteins und als ein Indicium für die Unhaltbarkeit der Überschiebungshypothese angeführt werden.

Gegenüber dem weiter im Südwesten anstehenden Porphyrt tritt die Silurformation in derselben Weise auf, wie gegenüber dem Oldengranit, weshalb auch in diesem Fall ein deutlicher Hiatus vorliegt. Auch innerhalb dieses Gebietes sind es in der Regel keine ernsteren Schwierigkeiten, den oft stark metamorphosierten Quarzit und den Porphyrt von einander zu unterscheiden, was wohl zum Teil auf dem geringen Feldspatgehalt des Blauquarzes und seiner widerstandsfähigen, oft grobklastischen Beschaffenheit beruhen dürfte.

Hervorzuheben ist auch, dass die Kontaktzone längs der ganzen untersuchten Strecke zwischen der Grubbdalsån und dem Kälapannsjön durch mehr oder weniger starke Imprägnation mit Kiesen und Limonit ausgezeichnet ist, die bei Örnstolsgrufvan und Svarthön ihren Höhepunkt erreicht und hier Bergwerksarbeiten veranlasst hat. Denselben regionalen Charakter haben in gewissem Grade auch die oben mehrmals angeführten Quarzausscheidungen in Form von Adern, Linsen und Drüsen, im Zusammenhang mit den Breccienbildungen in den Quarziten, eine Erscheinung, die

jedoch in typischer Ausbildung bloss SW vom Ytterolden vorzukommen scheint. Dagegen hat nirgends in dem untersuchten Materiale — auch nicht in den dunkeln Sandsteinsgeröllen des Konglomerats — Phosphorsäure nachgewiesen werden können, weshalb hier Phosphorit nicht, oder wenigstens nicht in beträchtlicher Menge auftreten dürfte.

Ein durchgreifender Zug der Kontaktzone längs der ganzen Formationsgrenze ist ausserdem die starke Imprägnation mit gelbbraunen, aber vor allem mit schwarzen Substanzen, was in nicht geringem Grad auch von dem mehr oder minder mechanisch aufgelockerten oberen Teil der Granit- und Granitporphyrunterlage gilt (s. S. 247, 263). Das Phänomen scheint aufs engste mit der Anwesenheit der Silurgesteine zusammenzuhängen. Nach einer auf meinen Wunsch von Cand. A. REUTERSKIÖLD vorgenommenen Analyse enthielt eine Probe aus der S. 251 erwähnten Sedimentbreccie 0,86 % Wasser und erlitt ausserdem einen Glühungsverlust an organischer Substanz, der sich auf nicht weniger als 3,68 % belief, wobei die ursprünglich schwarze Probe entfärbt wurde.

### **Das Relief der subkambrischen Landfläche und der Verlauf der kaledonischen Faltung bei der Ostseite der Oldfjälls-antiklinale.**

Es scheint nunmehr ausser Zweifel zu stehen, dass die Silurtransgression in Fennoskandia über eine im allgemeinen ebene Denudationsfläche erfolgte, die sich mehr oder weniger einer Gebirgstafel, vielleicht theilweise einem Peneplanstadium, näherte. Diese subkambrische Denudationsfläche kann sogar bis in die kaledonische Faltungszone hinein verfolgt werden, wo sie in weitem Umfange der Deformation entgangen zu sein scheint (3, 5, 11). Innerhalb des westlichen Jämtland dürften jedoch gewisse Umstände andeuten, dass das Relief kräftiger ausgebildet war, und dass sich die betreffende Gegend über ihre Umgebung erhob. Unter den hier in Betracht kommenden Fakten sei der rasche Fazieswechsel bei den jämtländischen Silurablagerungen erwähnt, der im Grossen darin zum Ausdruck kommt, dass die den verschiedenen Horizonten angehörige Sedimente fast ausnahmslos gegen die Gebirgskette im Westen hin mehr grobklastisch werden.

Mehrfach konnte innerhalb des Untersuchungsgebietes direkt konstatiert werden, dass die granitische und porphyrische Unterlage eine unregelmässige schwachkupierte Fläche aufweist, wobei die Silurschichten oft von den Hügeln aus nach allen Seiten abfallen. Bei Nöjden scheint diese Topographie auch in etwas grösseren Zügen zu nach Osten steil abfallenden Absätzen und Terrassen rekonstruiert werden zu können. Die recht zahlreichen von hier stammenden Beobachtungen geben an, dass die Basalschichten des Silurs in der Regel von allen tektonischen Störungen unbeeinflusst sind, weshalb an der Kontaktfläche keine Differentialbewegungen stattgefunden zu haben scheinen. Hierdurch bildet diese Ge-

gend einen scharfen Kontrast zu den Verhältnissen am Kläppibäcken und bei dem Oldfäbod. Man wird hierdurch leicht zu dem Schluss geführt, dass die oben beschriebene subkambrische Detailtopographie kaum dynamischen Störungen nach der Ablagerung der Sedimente zugeschrieben werden kann, sondern in der Hauptsache schon vorher ihr jetziges Aussehen gehabt haben muss.

Diese und einige weiter unten zu berührende Umstände scheinen mir anzudeuten, dass das Oldfällgebiet bei der Absetzung des Silurs eine gebrochene und kupierte Denudationsfläche war, vielleicht ungefähr von demselben Charakter wie das Locknegebiet weiter im Südosten, wo nach HÖGBOM und WIMAN (13, 24) die Basalschichten der Silurformation und dessen Unterlage von teilweise gleichartigen Verwitterungs- und Sedimentbreccien gebildet werden. Während die gegenwärtigen Formationsgrenzen im Locknegebiet nach WIMAN im wesentlichen durch Verwerfungen bestimmt sind, haben solche längs der Ostseite der Oldfällsantiklinale dagegen nicht nachgewiesen werden können, wo vielmehr, soweit sich dies heute beurteilen lässt, ausschliessliche Denudationsgrenzen mit besonders stark schwankenden Höhenlagen vorliegen (siehe die Lokalbeschreibungen).

Mit Rücksicht darauf, dass Druckmetamorphose oder andere Anzeichen von Differentialbewegungen längs der Unterlage des Silurs bei Nöjden und bisweilen an der Grubbdalsån in der Regel zu fehlen scheinen, deuten vielleicht die gegenwärtigen, recht beträchtlichen Niveauunterschiede in der Kontaktfläche eine im grossen Ganzen recht ausgeprägte präsilurische Topographie der Gegend an. Von dem Granit-Silurkontakt gleich westwärts von Nöjden und zum Ufer des Svarttjärn, der ganz im Silur gelegen ist, erhält man also mindestens 40 m auf einen Horizontalabstand von einigen 100 m, während die Neigung nach Norden von dem Höhenunterschied 50 m zwischen dem eben erwähnten Kontakt und dem an der Grubbdalsån bestimmt wird. Leider fehlt es gegenwärtig an Beobachtungen, die die Frage lösen könnten, ob die heutigen Täler des Oldfällsgebiets schon zur Zeit der Silurtransgression in grösserer oder geringerer Ausdehnung vorhanden waren. Das Fallen der Granitfläche gegen die Grubbdalsån hinab scheint vielleicht dies anzudeuten, aber solange nicht die entsprechenden Verhältnisse an der Nordseite des Tals untersucht sind, wo sich eine transversale Faltung zu finden scheint (s. S. 282), muss die Frage in diesem Fall als noch unbeantwortet angesehen werden. Das Vorhandensein einer präsilurischen Topographie setzt wohl auch Täler voraus, in denen grössere oder geringere Ausfüllungen durch Silursedimente stattfanden, was unter anderem davon abhängt, wie weit die Transgression über das Gebiet hinausgriff, oder ob dasselbe immer mehr oder weniger den Charakter einer Insel behielt. Leider fehlen hinreichende Beobachtungen betreffs der Frage, ob innerhalb des Gebietes eventuell Silursedimente jetzt vorhanden sind. Längs der Westseite der Antiklinale stehen jedoch solche bis zu einer Höhe von ungefähr 1000 m ü. d. M. an (9, 23, die Karten), obwohl hier die Metamorphose bedeutend

kräftiger war, als im Osten, wo die Sedimente einerseits hinter dem Gebirgsgebiete eine geschütztere Lage einnahmen, und sich anderseits in grösserer Entfernung von der zentralen Faltungszone befanden. Vielleicht stammt auch der recht reichliche Calcit in den Spalten des Porphyrs noch in einer Höhe von 700 m ü. d. M. von einem solchen ehemaligen bedeckenden Silurmantel her.

Das Granit-Porphyrgebiet des Oldfjällen ist schon längst bekannt durch seine charakteristischen, nach Westen sanft abfallenden aber nach Osten steilen Gebirgsformen, und ist wegen derselben mit einem »im Aufbruch erstarrten Meer« verglichen worden. Diese Topographie könnte durch die Annahme erklärt werden, dass der Granit und Porphyr von dem kaledonischen Faltungsprozess mitergriffen und in mehreren Falten nach Osten gepresst worden seien (9, S. 22), ein Erklärungsgrund, der auch im Detail auf die Terrassenabsätze bei Nöjden und am Kläppibacken anwendbar zu sein scheint, wo die Verschiebungen in kleineren bankförmigen Granitplatten eintrafen. Wir hätten also hier ein schönes Beispiel für die Gebirgsformen der sogenannten Ramantypus (4, 17). Von nicht geringem Interesse ist die Frage, ob die Oldfjällsantiklinale schon vor den vermuteten grossen postsilurischen Überschiebungsbewegungen vorhanden war, oder im Zusammenhang mit diesen in die Höhe gepresst worden ist. In Bezug auf die weiter südlich gelegenen westjämtländischen Porphyranantiklinalen des Mullfjälls und der Skarsfjällen vertritt TÖRNEBOHM die erstere, HÖGBOM hingegen die letztere Auffassung (11, S. 338; 23, S. 127). Entscheidende Gründe für die eine oder die andere Ansicht sind wohl nicht vorgebracht worden, und die Frage ist offenbar sehr schwer zu beantworten. Auch können die Verhältnisse innerhalb eines so weiten Gebietes stark gewechselt haben, je nach der Intensität und Dauer des Druckes, der Topographie und den Gesteinen der Unterlage, u. s. w.

Im vorhergehenden ist mehrfach hervorgehoben worden, dass Gerölle und Bruchstücke von unterliegendem Granit und Porphyr, die in den Basalbildungen der Silurformation liegen, deutlich eine kataklastische Verschieferung von präsilurischem Alter aufweisen, so z. B. bei Nöjden und an der Grubbalsån, wo solche gepresste Fragmente scharf von der unbeeinflussten klastischen Grundmasse abstechen (Fig. 17), während diese erst weiter oben mit zunehmendem Abstand von dem granitischen Untergrunde gradweise druckmetamorphen Charakter annimmt. Es kann hier offenbar nicht davon die Rede sein, dass die Verschieferung der Fragmente durch lokale Dislokationen, z. B. Verwerfungen, zustande gekommen wäre, da das Phänomen überall an der Formationsgrenze wiederkehrt. Diese Fakta, und dass die postsilurischen Kataklastisierungen oberhalb der subkambrischen Denudationsfläche bisweilen aufhören, während solche von präsilurischem Alter die Unterlage bis an den Kontakt kräftiger beeinflusst haben (s. Fig. 1), zeugen wohl davon, dass auch zur präsilurischen Zeit bedeutende tektonische Bewegungen von teilweise recht oberflächlichem Charakter vor sich gegangen sind, die aller Wahrscheinlichkeit nach ein früheres Stadium der

Gebirgsfaltung bezeichnen, während man sonst im skandinavischen Teil der Faltungszone die ersten Wirkungen im Mittelsilur antrifft (15). Mit einer gewissen Berechtigung kann darum auch angenommen werden, dass damit auch der antiklinale Charakter des Oldfjällgebietes in diesem frühen Stadium angelegt wurde, was seinerseits wieder die oben angeführten Gründe für eine zerschnittene und kupierte subkambrische Denudationsfläche unterstützt. Ein mehr oder weniger tafelartiges Stadium ist also in diesem



Fig. 17. Ungepresste Basalbildung der Silurformation mit kataklastischen Fragmenten des Oldengranits. 2 dm oberhalb des Kontaktes bei Nöjden. Vergr. 16 ×

Gebiet entweder nie erreicht worden, oder es wurde schon in präsilurischer Zeit deformiert. Dass der Faltungsprozess mit den ihn begleitenden Verschiebungen sich natürlich auch während der silurischen und postsilurischen Zeit bis zur granitischen und porphyrischen Unterlage hinab erstreckt und die subkambrische Topographie innerhalb der Antiklinale beeinflusst hat, davon zeugen, u. a. die tektonischen Störungen O von Torrön (23, die Karte), am Kläppibäcken, am Oldfäbod und vielleicht auch die Verhältnisse an der Südseite des Porphyrgbietes. Dass diese Verschiebungen nach ungefähr denselben Bahnen vor sich gehen konnten, wie die älteren präsilurischen (S. 256), dürfte kaum überraschen. Sonst würde die Überschiebungshypothese zu dem unglaublichen Schluss führen, dass die gleich weiter östlich beginnenden stark metamorphen Seve- und Kølischiefer ihre jetzige abnorme Lage über der gefalteten Silurformation erhalten hätten, ohne dass diese gewaltigen tektonischen Umwälzungen imstande gewesen wären, ihre

Wirkungen in die Granit-Porphyrunterlage hinab zu erstrecken. Die vor der Einlagerung ganz ungepressten Gerölle und Bruchstücke von Quarsitsandstein und diesem nahestehendem Schiefer, die petrographisch den silurischen Ablagerungen gleichen und ziemlich allgemein, bisweilen sogar in mehreren Generationen, in den silurischen Basalbildungen vorkommen, deuten darauf hin, dass die Sedimentation zeitweise durch Erosion unterbrochen wurde, was wohl auf wiederholten Oszillationen der damaligen Strandlinie beruht. Mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit scheinen diese Veränderungen in erster Linie im Gange befindlichen bergkettenbildenden Bewegungen zugeschrieben werden zu müssen, die also während dieses frühen Stadiums schon begonnen hätten.

Im Anschluss an die Überschiebungstheorie könnte man die Spuren der beginnenden Faltung auch in die Unterlage der algonkischen Sedimentformation hinab verfolgen, da die Gerölle des Offerdalkonglomerats nicht selten schon vor ihrer Einlagerung in das Gestein deutlich kataklastisch geworden sind. Dass jedenfalls zwischen der Auffaltung resp. Metamorphose des Granits und Porphyrs und der Absetzung des Silurs eine nicht unbedeutende Zeit verflossen sein muss, wird von der oft mehrere Metern mächtigen Verwitterungsbreccie in der Kontaktzone bewiesen.

Die Mehrzahl der von mir untersuchten Lokale, wo die Kontaktzone zwischen der Silurformation und ihrer Unterlage beobachtet werden konnte, zeigt mit aller Deutlichkeit, wie die Metamorphose, die dicht an der Kontaktfläche bisweilen geradezu fehlt, weiter aufwärts rasch zunimmt. Diese Beobachtungen stimmen also ungefähr mit GOLDSCHMIDT's Beschreibungen aus Finse in Norwegen überein (2). Die tektonischen Störungen haben innerhalb der sechs Meilen langen von mir untersuchten Kontaktlinie mit recht verschiedener Intensität gewirkt, indem das Gebiet weit im Norden, um Nöjden und die Grubbålsån, am glimpflichsten davongekommen ist. Indessen scheint es mit gewissen Schwierigkeiten verbunden zu sein, die Erklärung hierfür in der Annahme zu suchen, dass die am weitesten im Norden anstehenden Silurablagerungen einem höheren Niveau und also einer späteren Bildungszeit angehören, so dass sie dem früher erfolgten Faltungsprozess, der hingegen die südlicheren Sedimente traf, entgangen wären. Leider war mein Suchen nach Fossilien in den petrographisch mehrfach recht vielversprechenden Gesteinen ergebnislos, weshalb sichere stratigraphische Anhaltspunkte fehlen. Rein petrographisch scheint indessen zwischen den Basallagern im nördlichen und im südlichen Teil des Gebietes ein recht deutlicher Unterschied zu bestehen, was aus folgender Tabelle hervorgeht.

*Grubbålsån, Nöjden*

Phyllit  
Kalkstein  
Quarzsandstein

*Südlicher Teil des Gebietes*

Kalkstein  
Phyllit  
Quarzsandstein

Sedimentbreccie und Konglomerat. Sedimentbreccie und Konglomerat.

Ein unzweifelhafter Phyllithorizont zwischen dem Quarzitsandstein und dem Kalkstein ist an der Grubbålsån und bei Nöjden nicht zu beobachten, dagegen ist ein solcher von bedeutender Mächtigkeit weiter südlich vorhanden. Obwohl es in einem Gebiet mit dem raschen Fazieswechsel Jämtlands natürlich sehr schwierig ist, petrographische Einteilungsgründe anzuwenden, weist die erstere Schichtenserie gute Übereinstimmung mit der obersilurischen auf, deren Basalschicht aus Phacops-Quarzit besteht, während die letztere sich der kambrischen und untersilurischen anschliessen könnte. Die normale Schichtenfolge ist indessen zwischen dem Oldfåbod und dem Kläppibäcken nicht bekannt, und sollte sie auf dem letzteren Lokal der kambrisch-undersilurischen angehören, so müssen die heutigen grossen Höhendifferenzen gegenüber den niedriger liegenden eventuellen obersilurischen Schichten im Norden durch eine recht bedeutende postsilurische Niveaudeformation entstanden sein. Ist sie hingegen mit der Schichtenserie bei Nöjden identisch, so hat offenbar ein und dasselbe Faltungsstadium an einander nahe gelegenen Orten recht verschiedene Resultate geliefert.

Im südwestlichen Norwegen scheint die subkambrische Gebirgstafel der Deformation überraschend gut entgangen zu sein, sogar an Lokalen, die nicht weit von dem grossen Synklinalgraben entfernt sind (2, 3). Im Gegensatz hinzu besitzt das westliche Jämtland eine recht grosse Anzahl von Porphyantiklinalen, von welchen die östlichsten, Kaxås in Offerdal und Östberget auf Frösön, bis zu 100–120 km von der östlichen Grenze des Trondhjemsfeldes entfernt sind. Die Zusammenpressung scheint also hier bedeutend kräftiger in die Unterlage des Silurs hinabgegriffen zu haben als im südwestlichen Norwegen. In einem gewissen Zusammenhang hie mit steht vielleicht die bedeutende Tiefe und Breite des Trondhjemschen Synklinalgrabens, aber es lässt sich auch denken, dass die im westlichen Jämtland befindliche verhältnismässig stark kupaerte präsilurische Landfläche wegen dieses ihres Reliefs tektonischen Einwirkungen bedeutend leichter zugänglich war, als eine nur schwach undulierte Gebirgstafel. Bemerkenswert ist auch, dass mit Ausnahme des sehr unsicheren Vorkommens bei Glucken (23, S. 44 und Karte) die präsilurischen Sparagmite in ihrer normalen Lage zwischen dem Granit (Porphy) und dem Silur gerade in dem hier berührten Gebiet fehlen, während man sie sowohl im Norden wie im Süden in beträchtlicher Mächtigkeit antrifft. Entweder sind sie also nie zur Ablagerung gekommen, was auf der Höhe und gebrochenen Topographie der Landfläche und ihrem damit im Zusammenhang stehenden Festlandcharakter<sup>1</sup> beruhen kann, oder sie ist schon in präsilurischer Zeit wegdenudiert worden. Die innerhalb der Oldfjällsantiklinale nachgewiesene präsilurische Faltungsepoche kann sehr wohl auch innerhalb der südlich angrenzenden Gebiete wirksam gewesen sein und so die hierfür erforderliche Landerhöhung zustande gebracht haben.

<sup>1</sup> Das Offerdalskonglomerat und ähnliche Bildungen könnten jedoch möglicherweise dafür sprechen, dass die Sparagmitformation zur Ausbildung gelangt sei.



In der kaledonischen Gebirgskette konnte schon lange eine Quersfaltung oder Doppelfaltung nachgewiesen werden, die ungefähr rechtwinklig zur Längsachse verläuft, eine Erscheinung, die besonders innerhalb der von Köli- und Seveschiefern aufgebauten Überschiebungsschollen, und zwar nicht zum wenigsten in Jämtland beobachtet wurde. Ausserdem wird oft angegeben, es sei die Regel, dass das Fallen rings um grössere Eruptivgebiete, sowohl kaledonische wie ältere, überall nach aussen gewendet sei. Betrachtet man ein solches »Fenster«, z. B. die Oldfjällsantiklinale, so scheint es darum, als ob die longitudinalen Streichungslinien der Gesteine gerade durch die Anwesenheit des Massivs gezwungen würden, sich diesem ringsum anzuschmiegen. Teilweise ist eine solche Betrachtungsweise jedoch vielleicht etwas vereinfacht, und kann u. a. darauf beruhen, dass man nicht immer zwischen Schichtungs- und verschiedenen Verschieferungsfallen unterschieden hat. Man findet allerdings innerhalb des Untersuchungsgebietes, dass die dem Kontakt zunächstliegenden Schichten in der Regel vom Massiv aus nach aussen abfallen, aber die Verschieferung längs der Schichtflächen des Silurs und parallel mit der unterliegenden Denudationsfläche zeigt dagegen grosse Variationen in der Intensität, indem sie an der Ostseite des Massivs, z. B. bei Nöjden, unbedeutend ist hingegen vom Ytterolden nach dem Kälapannsjön hin rasch zunimmt, und hier sogar Invertierungen in der Schichtenfolge hervorgerufen hat. Auch die Verteilung der typischen Blauquarzbreccien und ähnliche Erscheinungen weisen in dieselbe Richtung. Auf der erstgenannten Strecke fehlt es doch nicht an äusserst starken Verschieferungserscheinungen z. B. am Kläppibäcken und bei dem Oldfäbod, aber sie besitzen westliches oder westnordwestliches Fallen, also eine ganz andere Richtung. Offenbar sind sie durch eine kräftige Zusammenpressung parallel mit der Längsachse der Gebirgskette verursacht, während dieser Prozess weniger geeignet scheint, längs der nach aussen gegen Osten abfallenden Schichtflächen Verschieferungen hervorzurufen (s. S. 253). Am weitesten südlich, am Kälapannsjön, zeigt es sich, dass die Verschieferung in mehrere Richtungen aufgeteilt werden kann (s. S. 271), deren Fallrichtungen zwischen Süden und Nordwesten variiert, und die aller Wahrscheinlichkeit nach durch abwechselnde longitudinale und transversale Zusammenpressung verursacht sind, von welchen die erstere nicht nur am kräftigsten, sondern im grossen Ganzen auch am ältesten ist. Bei entgegengesetzter Altersfolge hätte sich sonst die transversale kaum in ihrer gegenwärtigen Deutlichkeit innerhalb der Überschiebungsschollen erhalten. Dasselbe Altersverhältnis hat auch in Schottland nachgewiesen werden können, wo gleichfalls dieselbe Doppelfaltung ausgebildet sind (*x*).

Es scheint mir daher am wahrscheinlichsten, dass wir hier mit den Ergebnissen von wenigstens zwei Faltungsrichtungen zu tun haben, von welchen die transversale die Gesteine zunächst gegen die Südseite des Gebirgsmassivs hinaufgepresst hat, aber zu schwach war, den Widerstand desselben zu überwinden und so beträchtlichere Druckwirkungen weiter im

Norden hervorzubringen. Tatsächlich scheint es nicht unwahrscheinlich, dass solche Querfalten fast regelmässig an den Nord- und Südenden der Granit- und Porphyrintiklinalen im westlichen Jämtland vorkommen, wobei die Unterlage des Silurs von den Faltungen ergriffen wurde. Auf der steilen Nordwestseite der Grubbålsån oberhalb Höberg, also an der Nordseite der Oldfjällsantiklinale, habe ich zwischen silurischem Quarzit und Phyllit eine stark kataklastische Granitbank, die nach NNO abfällt, beobachtet (s. auch 23, Karte). An der Nordspitze der Mullfjällsantiklinale läuft eine ganze Reihe von Querfalten, die gegen das Porphyrgebiet im Süden hinaufgeschoben sind und nach Norden abfallende Inversionen aufweisen (9, 23, Karten), und am Nordende des Durchbruchs an Skarsfjällen scheint eine ungefähr gleichartige Bildung aufzutreten (23, S. 154).

Den von der Gebirgsfaltung betroffenen Berggrund im westlichen Jämtland durchziehen, angefangen vom Silurterrain im Osten bis zur norwegischen Grenze im Westen, zwei in die Augen fallende und recht konstante lotrechte Spaltensysteme, deren Richtung und Deutlichkeit jedoch von Gegend zu Gegend etwas schwankt. In der Regel scheinen sie einander unter einem Winkel von  $60-70^\circ$  zu schneiden, so dass das eine, und zwar das gewöhnlich am meisten hervortretende, eine Richtung zwischen O—W und NW—SO hat, die also mit den transversalen Faltungsachsen der Gebirgskette ungefähr zusammenfällt, während das andere im grossen Ganzen parallel zu den longitudinalen verläuft, im Allgemeinen zwischen  $N 10^\circ O$  und  $N 30^\circ O$ . Das erstere ist besonders schön in den Grenzgebieten zwischen Storlien und Anjan ausgebildet und ist von TÖRNEBOHM nebenbei erwähnt worden (23, S. 170). Es dürfte keinem Zweifel unterworfen sein, dass diese beiden konstanten Spaltensysteme ein Ausdruck für die kaledonische Faltung sind und aufs engste mit ihr zusammenhängen.

Innerhalb des Untersuchungsgebietes scheint diese Erscheinung recht allgemein zu sein und in etwas variierenden Formen aufzutreten. Sowohl innerhalb des Granit-Porphyrgebiets wie innerhalb der angrenzenden Silurgesteine streicht in nordnordöstlicher Richtung ein ausgeprägtes, lotrechtes Spaltensystem, das im Blauquarz teilweise von regelmässig verlaufenden Quarzadern ersetzt wird. Die im Granit auftretenden, wahrscheinlich kaledonischen Diabasgänge, z. B. OSO von der Spitze des Frösörun, scheinen auch in dieser Richtung orientiert zu sein, wie auch der beinahe lotrechte Gang gleich S vom Oldfåbod (S. 259). Manche von ihnen, wie z. B. die bei Oldens Silvergrufva, zeigen dagegen ein flaches oder mittelsteiles Fallen nach W oder WNW und folgen also recht gut der Verschieferung des Granitporphyrs. Anzeichen dafür, dass diese Spalten- und Gangsysteme, deren Richtung ungefähr mit der Ostseite der Antiklinale zusammenfällt, von Verwerfungen begleitet sind, habe ich nicht wahrgenommen.

Das transversale Spaltensystem ist im wesentlichen durch die Hauptmenge der Grünsteinsgänge repräsentiert, die WNW-liche Richtung haben, zum geringeren Teil auch durch die Quarzadern, z. B. am Kälapannsjön.

Diese Adern, die also beiden Hauptrichtungen angehören, verwerfen einander bisweilen, ohne dass ich jedoch Gelegenheit gehabt hätte, ihre Altersbeziehungen mit Sicherheit festzustellen. Wenigstens was die Eruptivgänge betrifft, dürften vielleicht die parallel zur Schieferigkeit injizierten wohl früher entstanden sein, als die übrigen.

### **Einige Bemerkungen über das Vorkommen von Basalbreccien und arkoseartigen Bildungen innerhalb angrenzender Teile von Jämtland.**

Es wäre natürlich sehr interessant gewesen, wenn die Untersuchungen auf die westliche und nördliche Seite der Oldfjällsantiklinale, sowie auch auf die übrigen weiter südwestlich liegenden Granit-Porphyr-»Fenster« hätten ausgedehnt werden können, da hier vielleicht Bildungen, die den oben beschriebenen analog sind, zu finden wären. Besonders bemerkenswert sind die älteren Angaben, dass der Skarsfjällsgranit, der an der Grenze zwischen Norwegen und Jämtland liegt, und eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Oldengranit aufweist, Partien von fremden Gesteinen einschliesst, welche als Bruchstücke von den Sevegesteinen zugerechneten angrenzenden grünen Schiefen und Glimmerschiefen aufgefasst wurden (9, S. 24).

*Offerdal.* In dem allgemein bekannten Offerdalskonglomerat, das u. a. Gerölle von roten und braunen Porphyren, welche bisweilen Eruptivbrecciencharakter besitzen, und ferner von grauen, roten oder graubraunen, mittelkörnigen und feinkörnigen Granit enthält, findet man auch Blöcke von ähnlicher petrographischer Zusammensetzung wie der mehr mittelkörnige Oldengranit, die, soviel ich bis jetzt sehe, mikroskopisch recht stark von den z. B. um den Hotagen anstehenden Granittypen abweichen. Dagegen sind im Offerdalskonglomerat nie Gesteine angetroffen worden, die der unterliegenden Silurformation angehören (II, s. 317). Gewisse Teile dieses Konglomerats, besonders ganz im Südosten oberhalb Tulleråsen, sind von einer regellosen Mischung scharfkantiger Fragmente von sehr verschiedener Grössenordnung zusammengesetzt, darunter Detritus und Blöcke vom Typus des Oldengranits, die einen Durchmesser von einigen m erreichen können. Da sich diese Struktur oft unabhängig von postsilurischen mechanischen Druckphänomenen zeigt, scheinen gewisse Teile des Materials am ehesten den Charakter eines wenig bearbeiteten und umgelagerten Gesteinsdetritus oder Verwitterungsschuttes zu haben. Ein längerer Wassertransport dieses Materials muss natürlich als ausgeschlossen betrachtet werden, und da innerhalb des recht gut untersuchten Offerdalsgebiets kein Granit-»Fenster« bekannt ist, scheint die grösste Wahrscheinlichkeit dafür zu sprechen, dass das Konglomerat irgendwo in der Nähe der Oldenantiklinale ursprünglich abgelagert und dann durch postsilurische Bewegungen einige Meilen südöstlich an seinen gegenwärtigen Platz transportiert wor-

den sein muss. Abgesehen von dieser Überlegung dürfte man nach der Überschiebungshypothese kaum eine nördlichere Wurzellinie erwarten können, während hingegen der Transportweg der Gesteinsmasse vielleicht länger wäre. Durch ihr, wie man im Anschluss hieran annehmen muss, präsilurisches, algonkisches Alter würde dann angedeutet, dass die Oldfjällsantiklinale schon lange vor der Silurtransgression mit Verwitterungsschutt bedeckt war.<sup>1</sup>

*Strömsund.* Kaum 5 km NNO von der Eisenbahnstation Ulriksfors sind in der leider meist stark von Moor bedeckten Moräne recht zahlreiche grosse Blöcke von Verwitterungs- und Sedimentbreccien zu finden, die dem unterliegenden Granit und den etwas gefalteten Silurablagerungen der Gegend angehören. Bisweilen liegen mehr konglomeratartige Bildungen vor, die Partien von feinkörnigem, dunklem und hartem Quarzitsandstein einschliessen, in anderen Fällen wiederum eine mittelkörnige, arkoseartige Sedimentbreccie, gewöhnlich ungeschichtet, aber sortiert. Bemerkenswert ist ausserdem, dass auch in den recht groben Ausbildungsformen bisweilen eine deutliche Verschieferung vorhanden ist, die vielleicht angibt, dass die kaledonische Faltung auch hier weit im Osten sogar die Basalschichten der Silurformation beeinflussen konnte. Kurz bevor die Landstrasse von Strömsund die Qvarnån erreicht, einige km weiter nordöstlich, ragen aus den Strassengräben einige kleine Felsen aus grauschwarzem, geschichtetem, nicht kalkhaltigem aber recht losem Sandstein hervor, der aus millimetergrossen Körnern von Quarz sowie einigem Feldspat besteht. Makroskopisch fehlen alle Anzeichen von Druckwirkung. Da das Vorkommen nur einige m über die Granitunterlage des Silurs hinaufzureichen scheint, dürfte der in der Gegend allgemein anstehende kambrische Alaunschiefer (16) den Sandstein sicher überlagern, in welchem Fall man also hier mit einem neuen Lokal für den kambrischen Olenellussandstein zu tun haben kann, der in Jämtland bisher nur bei Bingsta und Näs nachgewiesen wurde (24, S. 135).

---

<sup>1</sup> Von nicht geringem Interesse wäre es, wenn man den Ursprungsort des Offerdalskonglomerats aufspüren könnte, was vielleicht das Verständnis dieser abnormen Vorkommnisse in den Offerdalsbergen erleichtern könnte. Es dürfte jedoch unsicher sein, ob von dem Gestein irgend etwas in primärer Lage übrig ist, obwohl man wohl am ehesten, wenigstens abgesehen von dem norwegischen Gebiet, in den Oldfjällen zu suchen hätte.

## Literaturverzeichnis.

1. CLOUGH, C. F., CRAMPTON, C. B., and FLETT, J. S. The Augen Gneiss and Moine Sediments of Ross-shire. — *Geol. Mag.*, Vol. VII (1910).
2. GOLDSCHMIDT, V. M. Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. I. Ein kambrisches Konglomerat von Finse und dessen Metamorphose. — *Videnskapsselskapet i Krist. skrifter* 1912.
3. ——. II. Die kaledonische Deformation der südnorwegischen Urgebirgstafel. *Videnskapsselskapets i Krist. skrifter* 1912.
4. HOLMQUIST, P. J. En geologisk profil öfver fjällområdena emellan Kvikkjokk och norska kusten. — *Geol. För. Förh.* Bd. 22 (1900).
5. ——. Die Hochgebirgsbildungen am Torneträsk in Lappland. — *Geol. För. Förh.* Bd. 32 (1910).
6. ——. Zur Morphologie der Gesteinsquarze. — *Geol. För. Förh.* Bd. 37 (1915).
7. ——. Om diabasen på Ottfjället. — *Geol. För. Förh.* Bd. 16 (1894).
8. ——. Studien über die Granite von Schweden. — *Bull. Geol. Inst. Upsala.* Vol. VII (1914).
9. HÖGBOM, A. G. Geologisk beskrifning öfver Jemtlands län. — *Sv. Geol. Unders. Ser. C, N:o 140* (1894).
10. ——. Om Ragundadalens geologi. — *Sv. Geol. Unders. Ser. C, N:o 182* (1899).
11. ——. Studies in the Post-silurian Thrust Region of Jämtland. — *Geol. För. Förh.* Bd. 31 (1909).
12. ——. Precambrian Geology of Sweden. — *Bull. Geol. Inst. Upsala.* Vol. X (1910).
13. Om förkastningsbreccior vid den Jemtländska silurformationens östra gräns. — *Geol. För. Förh.* Bd. 8 (1886).
14. ——. Fennoskandia. — *Handbuch der regionalen Geologie, Heidelberg* 1913.
15. KLÆR, J. Etage 5 i Asker. — *Norg. geol. Unders. Aarb.* 1902.
16. LIDÉN, R. Kalkstensförekomster utefter inlandsbanan mellan Ströms vattendal och Pite älf. — *Sv. Geol. Unders. Ser. C, N:o 235* (1911).
17. SVENONIUS, F. Några svenska fjälltyper. — *Sv. Turistf. årsskrift*, 1894.
18. ——. Öfversikt af Stora Sjöfallets och angränsande fjälltraktens geologi. — *Geol. För. Förh.* Bd. 22 (1900).
19. TEGENGREN, F. R. Undersökningar angående malminmutningarna i närheten af den s. k. inlandsbanan mellan Orsa och Pite älfdal. — *Sv. Geol. Unders. Ser. C, N:o 234* (1911).
20. TÖRNEBOHM, A. E. Geologisk öfversiktskarta öfver Sveriges berggrund. — *Sv. Geol. Unders. Ser. Ba, N:o 6* (1909).

21. TÖRNEBOHM, A. E. Kurze Übersicht über die präquartäre Geologie Schwedens. — Guides des excursions en suède. XI Congrès géologique international 1910.
22. ——. Ueber die Geognosie der schwedischen Hochgebirge. — Bih. K. V. A. 1. N:o 12 (1872).
23. ——. Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad. — K. V. A. Bd. 28, N:o 5 (1896).
24. WIMAN, C. Eine untersilurische Litoralfacies bei Locknesjön in Jämtland. — Bull. Geol. Inst. Upsala. Bd. IV (1899).

*Gedruckt* 29/6 1916.



