

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. C.

Avhandlingar och uppsatser.

N:o 466.

ÅRSBOK 38 (1944) N:o 8.

ZUR KENNTNIS DER SPÄTGLAZIALEN
EISBEWEGUNGEN WESTLICH DES
WENERSEES, SCHWEDEN

VON

WALTER LARSSON

Pris 1:00 kr.

STOCKHOLM 1945

KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER

450284

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. C.

Avhandlingar och uppsatser.

N:o 466.

ÅRSBOK 38 (1944) N:o 8.

ZUR KENNTNIS DER SPÄTGLAZIALEN
EISBEWEGUNGEN WESTLICH DES
WENERSEES, SCHWEDEN

VON

WALTER LARSSON

STOCKHOLM 1945

KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER

450284

Die quartärgeologischen Verhältnisse im Gebiet zwischen dem Wenersee und der norwegischen Grenze sind, soweit es die Gegenden betrifft, die von der systematischen geologischen Landesaufnahme noch nicht berührt worden sind, recht wenig bekannt. Nicht zum wenigsten gilt das von den Bewegungen des Landeises während der letzten Eiszeit. In dieser Beziehung sind immer noch grosse Teile des südwestlichen und westlichen Wermland und gewisse Teile des nördlichsten Dalsland im grossen Ganzen Terra incognita. Infolge der für südschwedische Verhältnisse ungewöhnlich starken Topographie mit teilweise recht bedeutenden Niveaudifferenzen kann man aber erwarten, dass gerade dieses Gebiet in glazialgeologischer Hinsicht viel Interessantes bieten kann.

Im folgenden wird über das Bild der Bewegungen des Landeises im Grenzgebiet zwischen Dalsland und Wermland Bericht erstattet, das durch Rekognoszierungs- und vor allem Revisionsarbeiten auf dem geologischen Kartenblatt Värvik erhalten worden ist, das dem nordwestlichen Viertel des topographischen Blattes Åmål entspricht. Als der Verfasser im Jahre 1943 mit der Revision der Gesteine des fertig rekognoszierten Kartenblatts beauftragt wurde, lag ein nicht besonders reichliches (49 Beobachtungen) und ausserdem sehr ungleichmässig verteiltes Beobachtungsmaterial von Eisschrammen vor.¹ Die Beobachtungen waren nur in den südwestlichen und südöstlichen Teilen des Blattes einigermassen dicht verteilt, während sie im übrigen und besonders den zentralen Teilen beinahe ganz fehlten. Es wurde deswegen für wünschenswert erachtet, das Kartenbild in dieser Hinsicht zu ergänzen, weshalb bei der Revision der Gesteine auch eventuellen Eisschrammen Aufmerksamkeit gewidmet wurde. Besondere Zeit konnte aber zu eingehenden Schrammenstudien nicht angesetzt werden, weshalb die vom Verf. ausgeführten Beobachtungen meistens buchstäblich im Vorbeigehen gemacht wurden. Infolge des Umstands, dass die Revision verhältnismässig eingehend betrieben werden musste, ist aber die Anzahl der dadurch hinzugekommenen Schrammenvorkommen innerhalb des Kartenblatts bisher auf nicht weniger als 188 gestiegen.

Betreffs der Häufigkeit der Gletscherschrammen in diesem Gebiet ist festzustellen, dass diese in Abhängigkeit von mehreren Faktoren, vor allem der Beschaffenheit der Gesteine und der topographischen Lage, ziemlich wechselnd ist. Im ganzen ist das Grundgebirge dieser Gegend allerdings aus recht wechselnden Gesteinstypen aufgebaut, zum Teil auch aus solchen, die zur Aus-

¹ Diese Schrammenbeobachtungen machten die bei der Rekognoszierung beteiligten Geologen in folgender Weise: E. Claesson 1 Beob., T. Krokström keine Beob., A. Hj. Olsson 22 Beob., R. Sandgren 25 Beob. und T. Tryggvason 1 Beob.

bildung und Erhaltung von Schrammen gut geeignet sind. Meistens wiegen aber mittel- bis grobkörnige, granitische Gesteine vor, für welche die Verhältnisse in dieser Hinsicht ziemlich ungünstig sind, zumal da die Gesteine im grösseren Teil des Gebiets des Kartenblatts ausserdem tektonischen Deformationen unter verschiedenen Bedingungen ausgesetzt worden sind, die zu Schieferung, Mylonitisierung oder Vergneisung von verschiedenen Typen geführt haben. Besonders im südlichen Teil des von der Orogenese der Dalformation am stärksten betroffenen zentralen Gebiets zwischen Svårdlängen und Edslan bis zu den Silen-Seen mit mylonitgeschieferter Ausbildung der Gesteine sind die Möglichkeiten zur Entstehung der Schrammen ungünstig und die Neigung zum Auswischen derselben in postglazialer Zeit gross gewesen. Wenn also die petrographische Beschaffenheit der Gesteine im grossen Ganzen zu Schrammenstudien als weniger geeignet erachtet werden muss, so wird doch dieser Nachteil bis zu einem gewissen Grade dadurch ausgeglichen, dass die Gesteine dieses Gebiets gut aufgeschlossen sind. Dazu trägt ausserdem der Reichtum an grösseren und kleineren Seen und das davon bedingte reichliche Vorkommen von zur Erhaltung der Schrammen gut geeigneten, seit der Eiszeit von Flechtenvegetation offenbar niemals bewachsenen Uferfelsen bei. An solchen Lokalitäten ist die Möglichkeit der Verwechslung mit Riefen und Ritzeln, durch rezenten oder subrezenten Eisschub¹ entstanden, immer mit in Rechnung gezogen worden und nur Schrammen von zweifellos glazialen Ursprung sind als solche notiert worden.

In Fig. 1 sind sämtliche Schrammenbeobachtungen (237 Lokalitäten) auf dem Blatt Värвик eingetragen worden. Aus den Höhenangaben des topographischen Kartenblattes sind Höhenkurven mit einer Äquidistance von 50 m eingezeichnet worden, wodurch vier Höhengschichten (< 150, 150—200, 200—250 und > 250 m) erhalten worden sind. Schliesslich sind auch die bei der Rekognoszierung und der Revision angetroffenen glazifluvialen Ablagerungen eingetragen worden.

Aus Fig. 1. geht unmittelbar hervor, dass der Hauptteil der Schrammen eine NNO—SSW-liche bis NO—SW-liche Richtung hat, eine von NNO—NO kommende Eisbewegung andeutend. Diese häufigste Schrammenrichtung ist über dem ganzen Kartengebiet und innerhalb aller Höhengschichten vertreten. In den Fällen, bei denen das Altersverhältnis zwischen diesen Schrammen und solchen mit anderen Richtungen festgestellt werden konnte, sind die ersteren immer älter. Dieses System von älteren Schrammen ist offenbar von einem Eis mit

¹ An Lokalitäten von geeigneter Beschaffenheit (eine gewisse, optimale, verhältnismässig schwache Neigung des Bodens, von entsprechend flacher Supralitorale fortgesetzt, mit ausserhalb liegenden, ziemlich weiten und offenen Wasserflächen) gibt es sehr schöne Beispiele von grossen, gegen das Ufer eisgeschobenen Blöcken mit Geröllwällen voran und an den Seiten und einer rein gefegten Furche dahinter. Dass dieser Eisschub während der strengen Winter 1939—42 besonders stark gewesen ist, geht aus Beobachtungen im Sommer 1944 hervor, und zwar aus dem sehr frischen Aussehen der Blockschübe, und aus der Weise, wie grosse Mengen von den in der Strandzone wachsenden, teilweise ziemlich grossen Erlen- und Weidensträuchern u. a. mit den Wurzeln ausgerissen und mit den Wipfelenden einheitlich nach derselben Seite, nämlich in die Richtung des Eisdruckes landwärts gekehrt, gefällt worden sind. Zum Teil hatten die Sträucher abermals Wurzel geschlagen, führten dann aber ein recht kümmerliches Dasein. Besonders an den Ufern des Sees Ö. Silen, konnten diese Wirkungen des Eisschubes an mehreren Lokalitäten studiert werden.

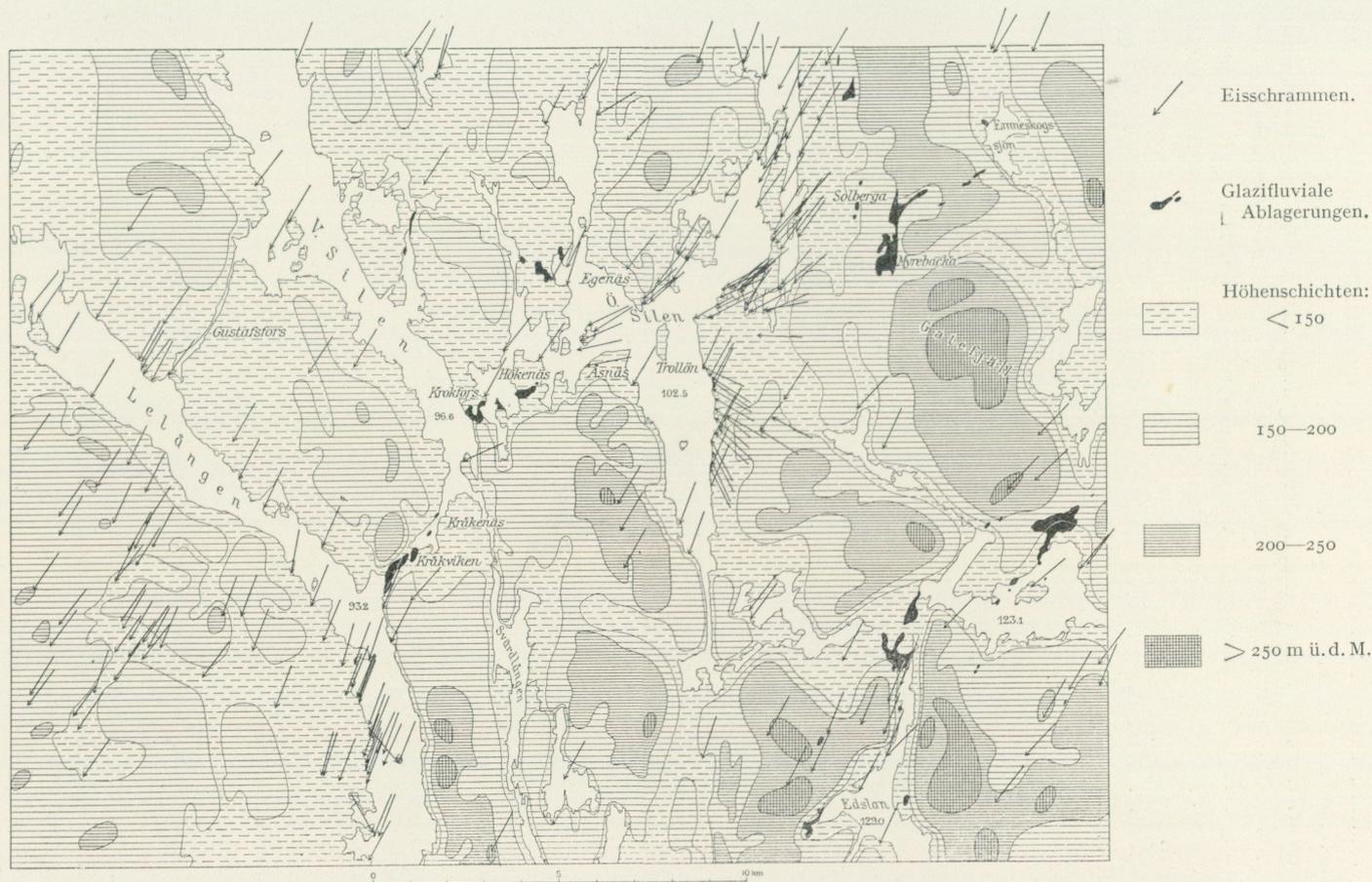


Fig. 1. Höenschichtkarte über das Blatt Värvik mit Eisschrammen und glazifluvialen Ablagerungen. Masstab 1 : 200 000.

verhältnismässig bedeutender Mächtigkeit eingeritzt worden, das über dem Kartengebiet von NNO gegen SSW von der Topographie ziemlich unabhängig vorschritt. Diese vorherrschende Richtung fügt sich in das bisher bekannte regionale Muster der Eisbewegungen in diesem Teil des fennoskandischen Vereisungsgebiets vollständig ein, wie aus einem Vergleich mit der Übersichtskarte G. DE GEERS (1910) über das spätglaziale Südschweden deutlich hervorgeht.

In Fig. 2 ist die relative Frequenz der Schrammen innerhalb Richtungsintervalle von 5° in ähnlicher Weise veranschaulicht worden, wie bei Spalten-

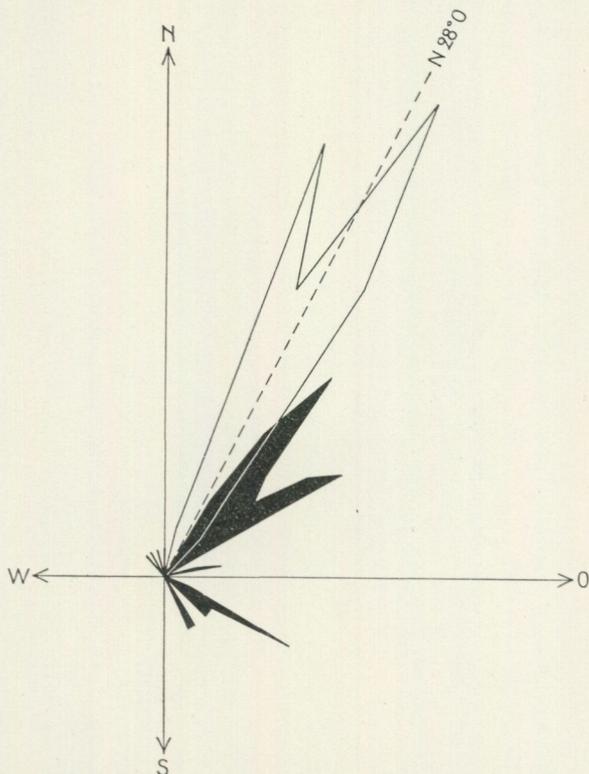


Fig. 2. Diagramm über die Richtungen der älteren (weiss) und jüngeren (schwarz) Eisschrammen auf dem Kartenblatt Värvik. Die gestrichelte Linie gibt die Durchschnittsrichtung der älteren Schrammen an.

messungen u. dergl. üblich ist. Hierbei ist ein Versuch zur Einteilung der Schrammen in zwei Gruppen gemacht worden, und zwar in vorwiegend ältere Schrammen, mit weiss bezeichnet (181 Beob.), und in jüngere Schrammen, mit schwarz bezeichnet (65 Beob.). Die Frequenz der Schrammen innerhalb der erwähnten Intervalle ist in Prozenten der totalen Anzahl von Beobachtungen in jeder Gruppe berechnet worden.

Was nun zunächst die Gruppe der älteren Schrammen betrifft, so entfallen ungefähr 89 % von ihnen zwischen den Richtungen $N 17^\circ.5 O$ und $N 37^\circ.5 O$

mit zwei Maxima bei etwa $N 20^{\circ} O$ bzw. $N 30^{\circ} O$. Dieses letztere Maximum dürfte am nächsten der regionalen Bewegungsrichtung innerhalb nicht zu basaler Partien des Landeises zu der Zeit entsprechen, als dieses mit verhältnismässig grosser Mächtigkeit das Gebiet überschritt und auch an den höchsten Bergrücken der Gegend Schrammen einritzte. Diese in hohen Niveaus angetroffenen Schrammen zeigen nämlich eine verhältnismässig unbedeutende Streuung um diesen Wert, $N 30^{\circ} O$. Die grössere Variabilität in der Richtung der Schrammen dieser Gruppe von niedrigeren Niveaus ist mehreren Ursachen zuzuschreiben. Es ist erstens offenbar, dass diese Gruppe nicht nur wirkliche ältere Schrammen sondern auch eine gewisse Anzahl später, mehr oder weniger submarginaler Schrammen umfasst, welche letzteren in den Fällen, als sie mit der Richtung der älteren Schrammen der Hauptsache nach zusammenfallen, meistens von diesen nicht unterschieden werden können. Von diesen jüngeren Schrammen kann man aber erwarten, dass sie eine grössere Streuung der Richtung als die älteren aufweisen sollen, da sie von einem Eis mit grösseren Möglichkeiten zu seitlicher Ausweichung der Bewegung entgegenstehenden Hindernissen gegenüber eingeritzt worden sind. Eine geringe, obschon weniger ausgesprochene Anpassung an die Einzelheiten der Topographie ist wahrscheinlich auch bei früheren Stadien der Vereisung eingetreten, den ältesten erhaltenen Schrammen im Gebiet entsprechend. Dass jedenfalls die grösseren Geländeformen einen deutlichen Einfluss auf diese älteren Eisbewegungen, wenigstens in den basalen Teilen der Eisdecke, gehabt haben, geht aus einem näheren Studium der Fig. 1 hervor. Sowohl an der westlichen wie an der östlichen Seite des grossen Höhenzuges zwischen den Silen-Seen und der südlichen Kartengrenze, nämlich teils im Tale des Sees Lelängen, teils in demjenigen Tale, dessen nördlicher Teil vom südlichen Arm des Sees Ö. Silen eingenommen wird, zeigt das ältere Schrammensystem eine deutliche Tendenz zur Umdrehung in eine südlichere Richtung. In anderen Fällen wie zum Beispiel im südöstlichen Teile des Kartenblatts, wo ein NO—SW-liches Lineament eine gewisse Bedeutung bekommt, passen sich die Schrammen dieser topographisch hervortretenden Richtung teilweise deutlich an. Da aber das N—S-liche Lineament innerhalb des Kartenblatts im grossen vorwiegt, wird die Wirkung dieser topographisch bedingten Abweichungen von der regional dominierenden Eisbewegungsrichtung in den meisten Fällen eine Verschiebung gegen mehr N—S-liche Richtungen. Dadurch werden das sekundäre Maximum bei $N 20^{\circ} O$ im Diagramme Fig. 2 ebenso wie der Umstand erklärt, dass die Durchschnittsrichtung aller Schrammen dieser älteren Gruppe (gestrichelte Linie in Fig. 2) der Nordrichtung etwas näher liegt als dem Maximum, das aus guten Gründen der Bewegungsrichtung der Hauptmasse der Eisdecke zu repräsentieren angenommen worden ist.

Wir gehen darauf zur zweiten Hauptgruppe der Schrammen im Kartenblatt, den jüngeren Schrammen, über. Diese haben, wie aus dem Diagramme Fig. 2 hervorgeht, erheblich mehr wechselnde Richtungen als die älteren Schrammen. Extremwerte sind $N 40^{\circ} W$ und $S 25^{\circ} O$, d. h. sie umspannen ein Winkelintervall von nicht weniger als 195° . Bereits das deutet an, dass sie die Bewegungen

eines Eises registrieren, das in hohem Grade Möglichkeiten gehabt hat, sich in seinen Bewegungen der Topographie anzupassen, und alles deutet darauf hin, dass sie von der verdünnten Randzone des Landeises stammen und zu der Zeit ausgebildet wurden, die dem Rückzug des Eisrandes durch das Gebiet ziemlich nahe vorausging. Bezeichnend ist, dass diese jüngeren Schrammen an die niedriger liegenden Teile des Gebiets, nämlich beinahe ganz an die niedrigste Höhengschicht (< 150 m) in Fig. 1, gebunden sind. Sie kommen hauptsächlich in zwei Gebieten innerhalb des Kartenblatts vor, und zwar teils im Tale von Lelången, teils in der Niederung von Ö. Silen.

Vom südlichen Teil desjenigen Abschnittes des Tales von Lelången, der innerhalb des Kartenblatts Vårvik fällt, liegen ein paar Beobachtungen über Schrammen mit NNW—SSO-licher bis NW—SO-licher Richtung vor. Wenigstens in einem Fall, auf der Insel Storön, konnte festgestellt werden, dass diese Schrammen jünger als die NNO-lichen sind. Diesen einzelnen Beobachtungen würde man vielleicht keine grössere Bedeutung beimessen, wenn nicht von demselben Tal ausserhalb des Kartenblatts frühere Beobachtungen über ähnliche Schrammenrichtungen vorgelegen hätten, nämlich teils gegen NW bei Gummenäs und südlich von Trankil auf dem Blatt Strömstad, teils auch gegen S nördlich von Grean auf dem Blatt Baldersnäs (DE GEER 1902, 33; 1910. NW Blatt). Die Tendenz zur Ablenkung in die Richtung des Lelångentals, die schon in der Richtung des älteren Schrammensystems verspürt werden konnte, wurde offenbar später dermassen accentuiert, dass bei einem gewissen Stadium der Abschmelzung ein Eisstrom sich der Hauptsache nach diesen breiten Talstrich entlang bewegte. Im nördlichen Teil der etwa 30 km langen Strecke von Trankils Kirche im Norden bis zur Gegend NW von Bengtsfors im Süden war die Eisströmung ungefähr SSO-lich und im mittleren Teil SO-lich, um im südlichen Teil offenbar wieder eine südlichere Richtung einzuschlagen.

Noch auffallender ist der Zusammenhang zwischen den letzten Eisbewegungen und den grösseren Geländeformen in der Gegend von Ö. Silen. Besonders die Uferfelsen der östlichen Seite dieses Sees bilden vielerorts sehr schöne Schrammenlokalitäten. Wenn man von Norden südwärts geht, findet man, wie die Schrammenrichtung ziemlich kontinuierlich von NNO über NO, ONO und gerade O nach OSO, SO und sogar SSO dreht. Dass auch im südlichen Teil dieser Strecke, der Insel Trollön gerade gegenüber und südlicher, die letzte Eisbewegung wirklich gegen den See gerichtet war und nicht umgekehrt, ergibt sich unzweideutig daraus, dass ausser den nach NNO gelegenen älteren Stossseiten auch ganz deutliche von SO ausgebildet worden sind. Die älteren Schrammen von NNO sind hier ausserdem in den meisten Fällen nur an solchen, gegen NW abfallenden Flächen bewahrt, die von der von SO kommenden jüngeren Eisbewegung einigermaßen geschützt gelegen haben. Ausnahmsweise ist auch an geeigneten Flächen wirkliches Kreuzen der zwei Schrammensysteme beobachtet worden und das Altersverhältnis war auch da ganz eindeutig.

In der nördlichen Hälfte desjenigen Fächers, den die jüngeren Schrammen bei Ö. Silen bilden, ist die Winkeldifferenz zwischen der Richtung der älteren und der der jüngeren Eisbewegung so unbedeutend gewesen, dass die letzte Eis-

strömung imstande gewesen ist, die Spuren von der ersteren zum grossen Teil zu vertilgen. Es ist auch wahrscheinlich, dass die Eisströmung in der nördlichen Hälfte des Fächers ihre schliessliche südwestliche Hauptrichtung erhielt, ehe die nordwestliche Strömung in der südlichen Hälfte zur Ausbildung gekommen war, und dass die erstere kräftiger erodierend gewesen ist.

Um die Eisbewegungen im betreffenden Gebiet zu verstehen, ist es notwendig, die topographischen Verhältnisse innerhalb des Kartenblatts Värvik näher zu betrachten. Wie aus Fig. 1 hervorgeht, nehmen die Seen Ö. und W. Silen die niedrigsten Teile einer relativen Senkung ein, die zum grössten Teil niedriger als 150 m ü. d. M. liegt. Gegen Südwesten steht diese Senkung durch die zwei NO—SW-lichen Quertäler bei Gustafsors und Kråkviken mit dem noch etwas niedrigeren Lelången-Tale in Verbindung. Das zwischen W. Silen und Lelången liegende Gelände übersteigt in kleineren Gebieten das 200 m-Niveau. Östlich und südlich der Senkung der Silen-Seen, d. h. in der südöstlichen Hälfte des Kartenblatts, liegen wesentliche Gebiete oberhalb der 200 m-Kurve und auch die Höhengschicht oberhalb 250 m, die in der nordwestlichen Kartenhälfte überhaupt nicht erreicht wird, nimmt nicht unbedeutende Gebiete ein. Dieses Höhenggebiet bildet einen Teil desjenigen Höhenzuges, der in den Kirchspielen Svanskog, Laxarby und Tisselskog durch die Provinz Dalsland streicht und gewissermassen die hohen Gebiete südwestlich von dem See Glafsforden in Wermland mit Kroppefjåll im Süden verbindet. Er bildet gleichsam die Höhenachse von Dalsland und der höchste Punkt der Provinz, 298 m, ist nordöstlich von Edslan, in der südöstlichen Ecke des Kartenblatts, gelegen. Da die grösste bekannte Tiefe von Ö. Silen nach den Lotungen SANDELLS (1941. 117), die jedoch nur den südlichen Teil des Sees umfassen, 41.5 m ist, haben wir also eine maximale Niveaudifferenz zwischen der Silen-Senkung und dem östlich davon gelegenen Höhenzug von wenigstens 237 m.

Es ist offenbar diese Verteilung im grossen von hoch gelegenen Gebieten im Osten und niedrigerem Gelände im Westen, die bei einem gewissen Stadium der Verdünnung der Eisdecke eine allgemeine Bewegungstendenz des Eises vom Höhenzug im Osten gegen das niedrigere Gebiet im Westen veranlasst hat. Dieser westlich oder westsüdwestlich gerichteten Eisströmung standen zwei Hindernisse im Wege, teils die grosse Höhenpartie zwischen Svårdlången und dem südlichen Arm von Ö. Silen, die gegen Norden bei Åsnås, W von Trollån, endet, teils derjenige Höhenzug, der von Norden in Ö. Silen hinausragt und die Landspitze Egenås bildet. Nur in der zwischen diesen Landzungen liegenden Senkung, W. von Trollån, hatte der Eisstrom Möglichkeit zu passieren und gegen diese Enge konvergieren die jüngeren Schrammen fächerförmig. Der Verlauf beim Übergang von der regional einheitlichen, älteren Bewegungsrichtung in die jüngere, gegen die erwähnte Enge konvergierende ist, wie zum Teil früher berührt wurde, allem Anschein nach in den verschiedenen Teilen des Gebiets des jüngeren Eisstroms nicht gleichartig gewesen. Im nördlichen Teile ist der Übergang wahrscheinlich ziemlich kontinuierlich durch eine allmähliche Abbiegung von der älteren in die jüngere Richtung vor sich gegangen. Im südlichen Teile dagegen scheint eine diskontinuierliche Umstellung von der

südsüdwestlich in die nordwestlich gerichtete Strömung eingetreten zu sein, da hier zwischen den zwei Richtungen vermittelnde Schrammen gänzlich zu fehlen scheinen.

Die Richtung und Verteilung der die jüngere Eisbewegung angehörenden Schrammen können mit Hilfe der verfügbaren Höhenangaben über die erwähnten Landzungen eine gewisse Auffassung von der Mächtigkeit desjenigen Eisstromes geben, der den Eisabfluss bei Ö. Silen passierte. So ist der 177 m hohe Berg östlich vom Dorfe Egenäs vom Eisstrom offenbar nicht überschritten sondern gegen Süden umflossen worden. In der Tat scheint aus den Schrammenrichtungen der Schluss gezogen werden zu können, dass dieser nicht oberhalb des heutigen 150 m-Niveaus reichte (siehe Fig. 1). Die Breite des Eisstromes an der engsten Stelle scheint höchstens 2.5 km gewesen zu sein.

Dieser wahrscheinlich ziemlich bedeutende Zustrom von Eis von Osten in die Senkung von Ö. Silen hinein setzt voraus, dass Möglichkeiten zu einer entsprechenden Fortschaffung in andere Richtungen vorhanden gewesen sind. Wie u. a. aus den Schrammenrichtungen hervorgeht, hat dieser Transport von der erwähnten Verengung des Eisstromes zwischen Egenäs und Åsnäs in südwestliche Richtung über Hökenäs und die Landenge bei Krokfors zum südlichen Teil des Sees W. Silen und davon über Kråkenäs und Kråkviken zum Lelången-Tale stattgefunden. Dort hat sich der Eisstrom von Ö. Silen wahrscheinlich in südliche Richtung umgedreht und eventuell mit dem von NW kommenden Eisstrom in diesem Tale zusammengefloßen.

Betreffs des Altersverhältnisses zwischen diesen zwei späten Eisströmen, die wir der Kürze wegen den Lelångeneisstrom und den Sileneisstrom nennen können, hat man Grund zu der Annahme, dass sie nur zum Teil gleichzeitig tätig gewesen sind. Da die Abschmelzung des Landeises in dieser Gegend, der Richtung der grossen Endmoränen nach zu urteilen, offenbar im grossen Ganzen von SW oder vielleicht zum Teil geradezu von WSW gegen NO oder ONO vor sich gegangen ist, dürften die Voraussetzungen zu solchen topographisch stark bedingten Eisbewegungen wie die erwähnten Eisströme im südwestlichen Teil des Kartenblatts, im Lelångentale, früher eingetreten sein als weiter gegen NO, bei den Silen-Seen. Andererseits hat der Lelångeneisstrom sicherlich früher aufgehört als der Silenstrom, nicht nur absolut gesehen sondern auch im Verhältnis zum Rückzug des Eisrandes durch das Gebiet. Den verhältnismässig unbedeutenden Spuren nach zu urteilen, die er hinterlassen hat, dürfte er nur eine ziemlich kurze Zeit tätig gewesen sein,¹ während andererseits die Existenz des Sileneisstromes sicherlich eine grössere Zeitdauer umspannt hat. Die Ausbildung eines selbständigen glazialen Reliefs mit Stoss- und Leeseiten gemäss der Richtung der jüngeren Eisbewegung scheint in diesem Falle mit der Annahme

¹ Es könnte vielleicht geradezu in Erwägung gezogen werden, ob diese die Richtung des Lelångentales verfolgende Eisbewegung wirklich einen synchronen Eisstrom im eigentlichen Sinne repräsentiert. Sie könnte möglicherweise auch als eine im nahen Anschluss an den Rückzug des Eisrandes eintretende und vielleicht nur stellenweise dem Tale entlang einsetzende Richtungsänderung der Eisbewegung aufgefasst werden. Der »Lelångeneisstrom« würde in diesem Falle gewissermassen vorwiegend von metachroner Natur sein.

einer nur kurzdauernden, ganz marginalen Umstellung der Eisbewegungsrichtungen nicht vereinbar zu sein.

Die Verschiedenheiten zwischen den zwei Eisströmen hängen wahrscheinlich zum grossen Teil mit ihrer verschiedenen Richtung im Verhältnis zur früheren Eisbewegung im grossen und damit zur Richtung des Eisrandes zusammen. In dieser Hinsicht beleuchtend ist das Verhältnis dieser Eisströmungen zu den glazifluvialen Ablagerungen. Der Lelängeneisstrom hat in seinem NW—SO-lich gerichteten Teil, wo er also dieselbe Hauptrichtung wie der weiter nach SW befindliche Eisrand gehabt hat, wie man gewissermassen erwarten könnte, offenbar keine grösseren glazifluvialen Ablagerungen hinterlassen. Der Sileneisstrom dagegen hat eine Hauptrichtung ungefähr senkrecht zum Eisrand gehabt und diejenige Senkung, in welcher derselbe hervorströmte, ist offenbar auch vom Schmelzwasser von bedeutenden Eisgebieten im Nordosten ausgenutzt worden. Wie aus Fig. 1 hervorgeht, wird dieser glazialer Entwässerungsweg von einer Reihe von glazifluvialen Kiesablagerungen markiert, von Kråkviken über Kråkenäs und der Landenge südlich von Krokfors nach Hökenäs. Die Richtung der glazifluvialen Ablagerung weist hier auf das grosse Kiesvorkommen bei Myrebacka—Solberga, östlich von Ö. Silen. Der Mangel an glazifluvialen Ablagerungen zwischen diesem Vorkommen und Hökenäs mag davon abhängen, dass sie unter dem Niveau von Ö. Silen verborgen sind, mag aber auch mit einem so schnellen Rückzug des Eisrandes über das Becken von Ö. Silen durch Kalben zusammenhängen, dass keine glazifluvialen Ablagerungen von Bedeutung Zeit hatten, innerhalb dieses Gebiets zur Absetzung zu kommen.

Das erwähnte glazifluviale Kiesvorkommen in der Gegend von Solberga und Myrebacka hat in seinem südlichen Teil den Charakter von einem schwach welligen, im grossen aber auffallend ebenen Plateau, dessen Höhe auf Grund des Fixpunktes 166 bei der Kreuzung zwischen Bach und Weg südöstlich von Myrebacka auf etwa 170 m geschätzt wurde. Diese Zahl stimmt mit demjenigen Wert der höchsten marinen Grenze, 170.7 m, nahe überein, der von A. HJ. OLSSON N. von Skölerud, 4—5 km gegen ONO, bestimmt wurde (SANDEGREN 1943. 74). Das Myrebacka-Plateau ist deshalb offenbar als ein beinahe zum damaligen Meeresspiegel aufgebautes, glazifluviales Randdelta zu betrachten und die verhältnismässig grosse Anhäufung von glazifluviälem Material an diesem Orte ist wahrscheinlich eine Folge der im Zusammenhang mit dem Übergang von subaquatischem zu supraaquatischem Eisrückzug eintretenden, temporären Stagnation des Eisrandes. Der ostnordöstliche Ausläufer von glazifluviälem Material vom nördlichen Teil des Myrebacka-Solberga-Gebiets und die Reihe der Kiesvorkommen nach dem See Emneskogssjön zeigen, dass immer noch in diesem späten Stadium des Eisrückzugs innerhalb des Kartenblatts eine westsüdwestlich gerichtete Schmelzwasser- und wahrscheinlich auch Eisströmung in diesem Teil des Höhenzuges östlich von der Senkung der Silenseen vor sich ging.

Bisher sind hauptsächlich die Eisbewegungen an der Westseite des ostdalsländischen Höhenrückens berücksichtigt worden und es hat sich dabei ergeben, dass die späten Eisbewegungen von einer topographisch bedingten,

stark westlichen Abweichung von der früheren, regionalen SSW-Richtung gekennzeichnet sind. An der Ostseite desselben Höhenrückens, im Gebiet der geologischen Kartenblätter Säffle (MAGNUSSON—v. POST 1929. 41) und Åmål (TÖRNEBOHM 1870. 5) finden wir auch zwei Schrammensysteme wieder. Das ältere entspricht der regionalen, nach SSW gerichteten Eisströmung. Das jüngere dagegen deutet in den nördlichen Teilen eine südöstliche, weiter gegen Süden eine südsüdöstliche oder gerade südliche Eisbewegungsrichtung an. Im ganzen genommen ist also die östliche Abweichung an der Ostseite kleiner als die westliche an der Westseite. Die Erklärung dafür ist wenigstens zum Teil, diejenige, dass diese späten Eisbewegungen das kombinierte Ergebnis von zwei gleichzeitig wirkenden Faktoren sind, nämlich teils Richtung und Grösse des lokalen topographischen Gradienten, teils denen des regionalen Eisdrucks. Da dieser letztere gegen SSW gerichtet gewesen ist, hat derselbe im Verhältnis zum lokalen Gradientfaktor einen grösseren Effekt an der Ost- als an der Westseite des betreffenden Höhenrückens gehabt.

Dass dieselben die Richtung der letzten Eisbewegungen beeinflussenden Faktoren sich auch innerhalb Geländepartien von kleinerer Grössenordnung geltend gemacht haben, scheint aus einigen Schrammenbeobachtungen im nördlichen Teil der innerhalb des Blatts Värвик gelegenen Partie derjenigen Landzunge, die von den zwei nördlichen Hauptarmen von Ö. Silen abgegrenzt wird, hervorzugehen. Ausser der normalen SSW-Richtung gibt es hier auch einzelne Schrammen, die an der Ostseite eine südsüdöstliche an der Westseite eine westsüdwestliche Eisbewegung andeuten. Die erstere hat sich südlicher offenbar in südwestliche Richtung umgedreht und sich mit dem nördlichen Schenkel des proximalen, gegen den Pass S von Egenäs konvergierenden Teils des Sileneisstroms vereinigt, während die letztere erst in der Gegend von Gyltenäset dem Sileneisstrom einen Zuschuss gewährt hat. Dieser letztere Seitenstrom von Norden wird auch von einer Reihe von glazifluvialen Schottervorkommen markiert.

Als eine Zusammenfassung des Vorstehenden kann also festgestellt werden, dass in den Grenzgebieten zwischen den Provinzen Dalsland und Wermland zwei Stadien in Bezug auf die Bewegungen des Landeises gegen Ende der Eiszeit unterschieden werden können. Während eines älteren Stadiums mit relativ bedeutender Eismächtigkeit waren die Oberflächenformen des Geländes von verhältnismässig geringer Bedeutung als deviiierendes Moment und die Bewegungsrichtung des Eises wurde ganz vorwiegend von den regional tätigen Faktoren beherrscht. Bei einem gewissen Grade der Verdünnung der Eisdecke fingen die topographischen Verhältnisse an, einen starken Einfluss auf die Eisbewegungen auszuüben, und lokale Eisscheiden konnten über den höher gelegenen Geländegebieten zur Ausbildung kommen. Zuzolge spezieller topographischer Voraussetzungen hatten diese späten Eisbewegungen lokal solche Richtungen, die in diesem Teil des fennoskandischen Vereisungsgebiets sehr ungewöhnlich sind.

Angeführte Schriften.

- De Geer, G.: Beskrifning till kartbladet Strömstad med Koster. S. G. U. Ser. Ac. Nr 1. Stockholm 1902.
- Södra Sverige i sen-glacial tid. Öfversikt-karta med åsar, ändmoräner och räfflor. S. G. U. Ser. Ba. Nr 8. Stockholm 1910.
- Magnusson, N. H. och L. von Post: Beskrifning till kartbladet Säffle. S. G. U. Ser. Aa. Nr 167. Stockholm 1929.
- Sandegren, R.: Några nya bestämningar av högsta marina gränsen i Dalsland och sydvästra Värmland. G. F. F. 65. H. 1. Stockholm 1943.
- Sandell, A.: Tektonik och morfologi inom Dalformationen med omgivande urbergsterräng. Medd. fr. Lunds Univ. Geogr. Inst. Avh. V. Lund 1941.
- Törnebohm, A. E.: Några ord till upplysning om bladet »Åmål». S. G. U. Ser. Aa. Nr. 34. Stockholm 1870.
-

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNINGS SENAST
UTKOMNA PUBLIKATIONER ÄRO:

Ser. Aa. Geologiska kartblad i skalan 1 : 50 000 med beskrivningar.

		Pris kr
N:o 175	<i>Nya Kopparberget</i> av N. H. MAGNUSSON och G. LUNDQVIST 1932	4,00
› 176	<i>Storvik</i> av B. ASKLUND och R. SANDEGREN 1934	4,00
› 177	<i>Grängesberg</i> av N. H. MAGNUSSON och G. LUNDQVIST 1933	4,00
› 178	<i>Gävle</i> av R. SANDEGREN, B. ASKLUND och A. H. WESTERGÅRD 1939	4,00
› 179	<i>Forshaga</i> av R. SANDEGREN och N. H. MAGNUSSON 1937	4,00
› 180	<i>Färö</i> av H. MUNTHE, J. E. HEDE och G. LUNDQVIST 1936	4,00
› 181	<i>Smedjebacken</i> av G. LUNDQVIST och S. HJELMQVIST 1937	4,00
› 182	<i>Lidköping</i> av S. JOHANSSON, N. SUNDIUS och A. H. WESTERGÅRD 1943	4,00
› 183	<i>Visby och Lummelunda</i> av G. LUNDQVIST, J. E. HEDE och N. SUNDIUS 1940	4,00
› 184	<i>Hedemora</i> av G. LUNDQVIST och S. HJELMQVIST 1941	4,00
› 185	<i>Horndal</i> av R. SANDEGREN och B. ASKLUND 1943	4,00

Ser. C.

Årsbok 35 (1941)

N:o 438	ÖDMAN, OLOF H., Geology and ores of the Boliden deposit, Sweden. With 48 plates. 1941	8,00
› 439	DU RIETZ, T., Nyare undersökningar inom Remdalens malmtrakt och dess omgivningar. Med 4 tavlor. 1941	3,00
› 440	SAHLSTRÖM, K. E., Jordskalv i Sverige 1936—40. Med en karta. Resume: Erdbeben in Schweden 1936—40. 1941	0,50
› 441	SUNDIUS, N., Oljeskiffrar och skifferoljeindustri. 1941	3,00
› 442	WESTERGÅRD A. H., Skifferborrningarna i Yxhultstrakten i Närke 1940. Med 3 tavlor. Kemiska analyser av G. ASSARSSON. Summary: Borings through the alum shale in the neighbourhood of Yxhult in Närke made in 1940. 1941	2,00
› 443	GAVELIN, SVEN, Relations between ore deposition and structure in the Skellefte district 1941	0,50

Årsbok 36 (1942)

N:o 444	ÖDMAN, OLOF H., Copper ores of the «Red beds» type from Visingsö, Sweden. 1942	1,00
› 445	KULLING, O., Grunddragen av fjällkedjerandens bergbyggnad inom Västerbottens län Med 1 karta. 1942	6,00
› 446	LUNDQVIST, G., Sjösediment och deras bildningsmiljö. 1942	1,00
› 447	GRIP, E. and ÖDMAN, O. H., The telluride-bearing andalusite-sericite rocks of Mångfallberget at Boliden, N. Sweden. 1942	1,00
› 448	DU RIETZ, T., Kvartsitskollorna i Ormsjö-Tåsjötrakten. Med en karta. 1943	1,00
› 449	HJELMQVIST, SVEN, Stribergs malmfält. Geologisk beskrivning. Med 3 tavlor. Zusammenfassung: Der Striberger Erzbezirk. Geologische Beschreibung. 1942	3,00
› 450	JOHANSSON, S., Soil consolidation. Soil-settling process 1943	1,00
› 451	BROTZEN, F., Die Foraminiferengattung Gavelinella nov. gen. und die Systematik der Rotaliiformes. Mit 1 Tafel. 1942	2,00

Årsbok 37 (1943)

N:o 452	ÖDMAN, OLOF H., Geology of the copper deposit at Laver, N. Sweden. With 2 plates. 1943	1,00
» 453	HJELMQVIST, SVEN, Die Natronreiche Randzone des Granitmassivs nördlich von Smedjebacken in Dalarna. Ein Beitrag zum Studium der Granitbildung. 1943	1,00
» 454	GAVELIN, SVEN, On the distribution of metals at Rävliiden, N. Sweden, and in some other copper-zinc ores. 1943	1,00
» 455	THORSLUND, PER, Gränsen ordovicium—silur inom Storsjöområdet i Jämtland. Summary: The Ordovician—Silurian boundary in the Jemtland Storsjön area. 1943	1,00
» 456	LARSSON, W., Zur Kenntnis der alkalinen ultrabasischen Ganggesteine des Kalixgebiets, Nordschweden. 1943	1,00
» 457	LUNDQVIST, G., Norrlands jordarter. Med 2 tavlor. 1943	3,00
» 458	WICKMAN, F. E., A graph for the calculation of the age of minerals according to the lead method. With one plate. 1944	1,00

Årsbok 38 (1944)

N:o 459	WESTERGÅRD, A. H., Borringar genom Skånes alunskiffer 1941—42. Med 6 planscher. Kemiska analyser av G. Assarsson. Spektralanalyser av S. Landergren. Summary and description of fossils. 1944	3,00
» 460	SUNDIUS, NILS, On the substitution relations in the amphibole group. 1944	0,50
» 461	JOHANSSON, S., Om jord och vatten på Lanna försöksgård. 1944	1,00
» 462	ASSARSSON, G., Torrsubstansstillgång och vattenhalt i torvmarker i södra Sverige. 1944.	1,00
» 463	WESTERGÅRD, A. H., Borringar genom alunskifferlagret på Öland och i Östergötland 1943. Med 2 planscher. Kemiska analyser av G. Assarsson. Spektralanalyser av S. Landergren. Summary: Borings through the alum shales of Öland and Östergötland made in 1943. 1944	2,00
» 464	GRIP, E. and ÖDMAN, O. H., On Thucholite and natural gas from Boliden. 1944	1,00
» 465	BROTZEN, F., De geologiska resultaten från borringarna vid Höllviken. Prel. rapport. Del 1. Kritan. Med 4 planscher. Summary and description of Foraminifera. 1945	00
» 466	LARSSON, W., Zur Kenntnis der spätglazialen Eisbewegungen westlich des Wenersees, Schweden. 1945	1,00

Ser. Ca.

N:o 26	GRANLUND, ERIK, Beskrivning till jordartskarta över Västerbottens län nedanför odlingsgränsen. Karta i skalan 1:300 000. 1943.	8,00
» 30	MAGNUSSON, N. H., Ljusnarsbergs malmtrakt. Berggrund och malmfyndigheter. Med 2 tavlor. Summary: Geology and ore deposits of Ljusnarsberg. 1940	7,00
» 33	MOLIN, K., A general earth magnetic investigation of Sweden carried out during the period 1928—1934 by the Geological survey of Sweden. Part 3. Horizontal intensity. With 4 plates. 1941	10,00
» 34	MOLIN, K., A general earth magnetic investigation of Sweden carried out during the period 1928—1934 by the Geological survey of Sweden. Part 4. Vertical intensity. With 5 plates. 1942	10,00
» 35	GEIJER, PER och MAGNUSSON, N. H., De mellansvenska järnmalmernas geologi. Med 56 tavlor. 1944.	25,00