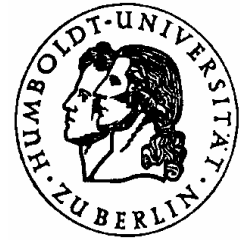


ARBEITSBERICHTE



Geographisches Institut, Humboldt-Universität zu Berlin

R. Kleßen, M. Ley (Hrsg.)

Exkursion nach Schweden

Zu ausgewählten Fragen der Geologie, Lagerstätten-genese,
quartären Reliefentwicklung, Küstenmorphologie und
Kulturgeographie

Heft 20 (2.Aufl.)

Berlin 2002

Arbeitsberichte
Geographisches Institut
Humboldt-Universität zu Berlin
Heft 20

Reinhard Kleßen, Matthias Ley (Hrsg.)

Exkursion nach Schweden

Zu ausgewählten Fragen der Geologie, Lagerstättengenese, quartären
Reliefentwicklung, Küstenmorphologie und Kulturgeographie
(Berichte der Exkursionsteilnehmer)

2. überarbeitete Auflage
Berlin 2002

ISSN 0947 - 0360

Geographisches Institut
Humboldt-Universität zu Berlin
Sitz: Chausseestr. 86
Unter den Linden 6
10099 Berlin
(<http://www.geographie.hu-berlin.de>)

Inhalt

| | | |
|------|--|-----|
| I. | Studentisches Vorwort | 5 |
| II. | Vorwort der Exkursionsleiter | 6 |
| III. | Klima und Hydrographie Skandinaviens unter besonderer Berücksichtigung Schwedens | 9 |
| IV. | Vegetationsentwicklung und heutige Vegetation | 17 |
| V. | Eckdaten der erdgeschichtlichen Entwicklung Schwedens | 25 |
| VI. | Bergbau in Schweden | 37 |
| VII. | Historische Siedlungsentwicklung in Schweden | 41 |
| | | |
| 1. | Hinfahrt, Hochmoor Store Mosse | 45 |
| 2. | Kinnekulle und Umgebung | 49 |
| 3. | Billingen und Umgebung | 59 |
| 4. | Halle-Hunneberg, Lundsbrunddelta | 67 |
| 5. | Fahrt nach Dalarna | 73 |
| 6. | Rättvik und Umgebung | 77 |
| 7. | Siljan - Rundtour | 83 |
| 8. | Bergwerk Falun, Säterdal | 91 |
| 9. | Fahrt nach Värmland, Klarälven | 99 |
| 10. | Arvika und Umgebung | 101 |
| 11. | Brattforsheide | 105 |
| 12. | Segerstad - Hammarö - Karlstad | 113 |
| 13. | Fahrt nach Halland - Dösebacka - Fjärås - Borrås Skåra | 115 |
| 14. | Hovs hallar - Laholmsbucht | 119 |
| | | |
| | Literaturverzeichnis | 123 |
| | Kartenverzeichnis | 125 |
| | Abbildungsverzeichnis | 126 |

I. Studentisches Vorwort

Der vorliegende Exkursionsführer beschreibt die 14-tägige Schweden - Exkursion des Geographischen Institutes der Humboldt-Universität Berlin im Sommer 1996 und kann als Anregung für weitere geographische Exkursionen dienen. Möglich wurde er durch die aufwendige Vorbereitung der Exkursionsleiter. Sie bestand nicht nur in der umfangreichen Sichtung der deutschen, englischen und - mit Matthias' Hilfe - schwedischen Literatur. Erste Voraussetzungen schuf Herr Kleßen bei einem Schweden-Urlaub in Värmland und einer Vorexkursion in Südschweden.

Gestalt nahm der Exkursionsablauf an durch die Erfahrungen, die Matthias von seinem Studienaufenthalt an der Uni Uppsala mitbrachte. Seine Sprachkenntnisse waren von großem Nutzen bei der Erkundung von Land und Leuten. Durch die individuellen Spezialisierungen der einzelnen Teilnehmer machten die Referate neugierig auf das Exkursionsgebiet. Die Unterbringung in Jugendherbergen und die damit verbundene Möglichkeit der Selbstverpflegung ist aus zwei Gründen zu empfehlen: Es ist finanziell günstiger als die Unterbringung in Hotels und so mancher anstrengende Exkursionstag konnte so angenehm in gemeinsamer Runde ausklingen. Die Verwaltung der Verpflegungskasse durch die Studenten trug zur Transparenz der eingezahlten Gelder bei. Alles in allem wurde so eine 14-tägige preiswerte Exkursion ermöglicht. Daß so manches Highlight sich nicht als Höhepunkt erwies, schmälert nicht die Tatsache, daß nicht ein für die Exkursion vorgesehener akademischer Rang, sondern Engagement die Exkursion zum Erlebnis macht.

Die Exkursionsteilnehmer:

Ines Schwerdtfeger

Ronny Poppschötz

Frank Ueberfuhr

Sigurd Eyrich

Steffi Schulz

Grit Schönbach

Steffi Lehmann

Heiko Schulz

Uwe Groß

Adrian Schischmanow

Anka Mietke

Katrin Bielig

Tobias Schneider

II. Vorwort der Exkursionsleiter

Den ersten, allgemeinen Teil des Exkursionsberichtes bilden einführende Überblicke zum Klima, zur Hydrologie und Vegetation Skandinaviens sowie zum Bergbau und zur Siedlungsentwicklung Schwedens. In die erdgeschichtliche (geologisch-tektonische und jungquartäre) Entwicklung wird durch ausgewählte Eckdaten und Übersichtskarten eingeführt.

Die Tagesprotokolle der Exkursionsteilnehmer wurden in ihrer Diktion nach Möglichkeit unverändert übernommen und widerspiegeln die jeweils individuelle Verarbeitungsleistung. Die zahlreichen Abbildungen wurden überwiegend durch die Exkursionsleiter ausgewählt und in die Texte eingefügt.

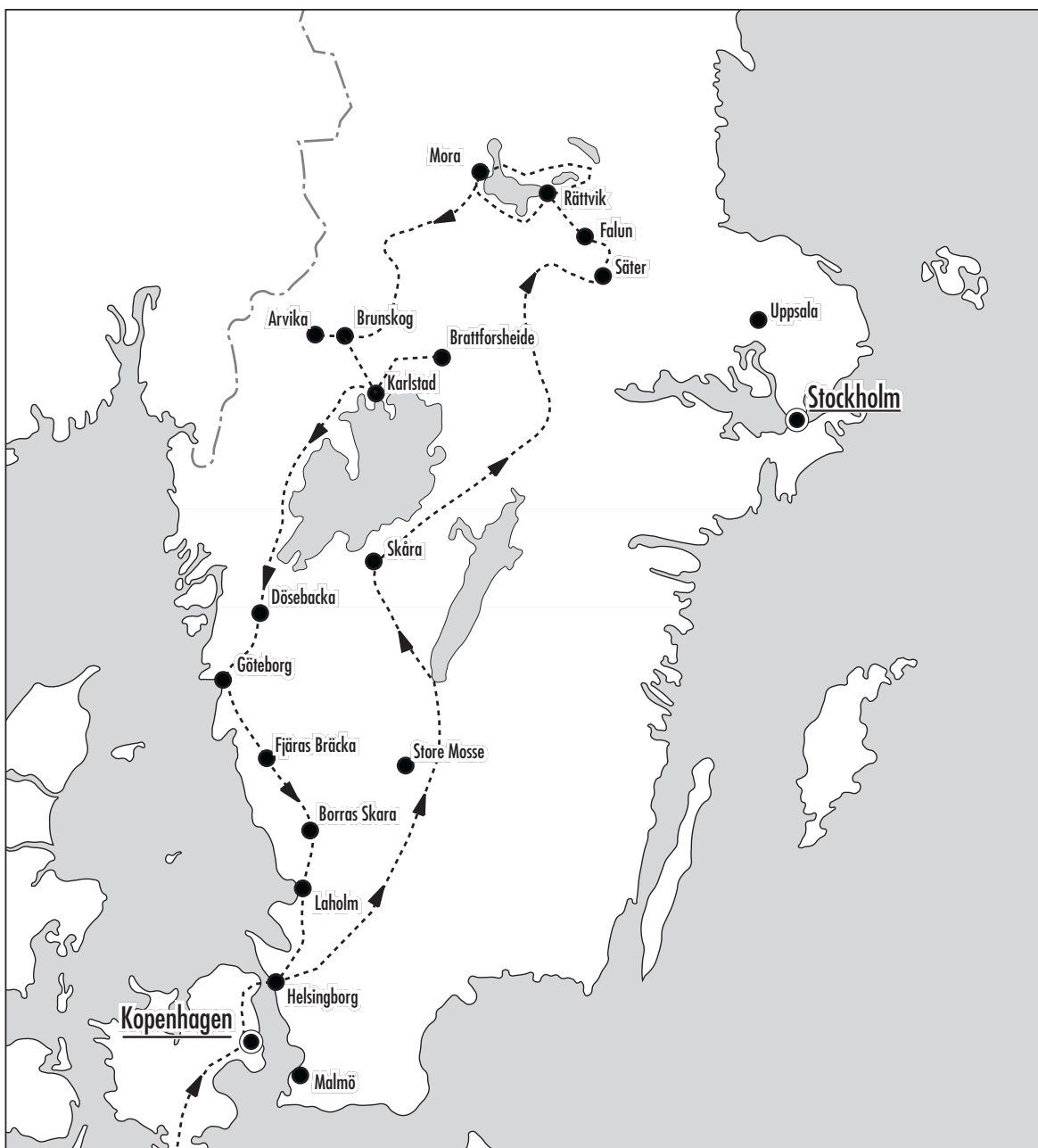
Beide Exkursionsleiter bedanken sich herzlich dafür, daß Herr Prof. Dr. sc. Bernhard Nitz die Anregung zu einer Schweden - Exkursion durch Matthias Ley mit der Vergabe eines entsprechenden Auftrages und der Genehmigung zur Benutzung der beiden Kleinbusse des Institutes unterstützt hat.

Matthias Ley

Dr. R. Kleßen

An dieser Stelle sei mir gestattet besonders hervorzuheben, daß Herr Matthias Ley von der Entwicklung der inhaltlichen Konzeption der Exkursion an, über die Gestaltung von Vorbereitungsseminaren, der Literaturbeschaffung und -übersetzung, der Organisation und Durchführung der Exkursion in Schweden bis hin zur Arbeit am vorliegenden Exkursionsbericht einen maßgeblichen Anteil am Gelingen der Lehrveranstaltung hatte. Für dieses große Engagement, die Zuverlässigkeit und die angenehme konstruktive Zusammenarbeit bedanke ich mich herzlich. Besonderen Dank auch an Michael Schnecke für die aufwendige technische Fertigstellung des vorliegenden Exkursionsführers.

Dr. R. Kleßen



Exkursionsroute

Exkursionsquartiere:

29. Juli - 2. August 1996
 2. August - 6. August 1996
 6. August - 10. August 1996
 10. August - 12. August 1996

Vandrarhem Skåra
 Vandrarhem Rättvik
 Vandrarhem Brunskog
 Vandrarhem Laholm

Abbildung 1 Die Exkursionsroute

III. Klima und Hydrographie Skandinaviens unter besonderer Berücksichtigung Schwedens

von Matthias Ley

1. Das Klima

Zur Charakterisierung des Klimas können genetische, effektive und spezielle Klimaklassifikationen herangezogen werden. Hier sollen jedoch nur die genetische Klimaklassifikation nach Hendl und die effektive Klimaklassifikation nach Köppen benutzt werden.

Das genetische Klimasystem auf Zirkulationsbasis nach Hendl basiert auf den Ursachen der räumlich unterschiedlichen Ausbildung des Klimas. Grundlage sind die atmosphärische Zirkulation und der Wärmehaushalt der Erdoberfläche als klimagenetische Hauptfaktoren.

Skandinavien liegt gänzlich im Bereich des außertropischen Zonenklimas. Den klimagenetischen Hauptfaktor bildet eine großturbulente Zirkulation mit wandernden zyklonalen Wirbelsystemen und einem häufigen Wechsel von differenten Luftströmungen. Während in Westskandinavien ein Luvseiten-Zyklonalklima ausgebildet ist, herrscht im übrigen Skandinavien ein temperiertes Zyklonalklima vor.

Temperiertes Zyklonalklima

Als klimagenetischer Hauptfaktor ist in diesem Bereich die ganzjährige Tätigkeit von Polarfrontzyklonen anzusehen. Die phänomenologischen Hauptkennzeichen stellen ganzjährige ergiebige zykloneninterne Frontalniederschläge, im kalten Winter der Festlandsregionen überwiegend als Schnee, und eine starke interdiurne Veränderlichkeit der Lufttemperatur bei geringer Schwankungsbreite in ozeanischen (10-20 K) und großer Schwankungsbreite in kontinentalen (30 K) Bereichen dar. Die Bewölkung ist sehr veränderlich. Als Beispiele für Schweden können die Temperaturamplituden der Stationen Halmstad - HA (vgl. Abb. 2) - ozeanischer - und Jokkmokk - JO (vgl. Abb. 2) - kontinentaler Bereich herangezogen werden.

Luvseiten-Zyklonalklima

In diesem Bereich ist der klimagenetische Hauptfaktor die orographische Verstärkung zykloneninterner frontaler Aufgleitvorgänge. Es treten Staueffekte in gebirgswärts gerichteten Strömungen auf. Als phänomenologisches Hauptkennzeichen ist ein ganzjähriger Bewölkungs- und Niederschlagsreichtum bei orographisch gesteigerter Niederschlagshäufigkeit anzusehen. Es treten ergiebige zykloneninterne Frontalniederschläge auf. Die Stationswerte von Bergen (BE) verdeutlichen diese Kennzeichen.

Effektive Klimaklassifikationen spiegeln die Auswirkungen des Klimas auf die räumliche Differenzierung von Naturerscheinungen wider. Bei Köppen sind die Schwellen der Klimatypenabgrenzung durch den Vergleich mit geeigneten Vegetationsgrenzen bestimmt oder stellen Zahlenwerte klimatischer Größen mit nachweislichem Einfluß auf die Vegetation dar.

Dänemark, Südschweden und Südostnorwegen sind durch ein immerfeuchtes warmgemäßigtes Regenklima mit warmen Sommern gekennzeichnet (Cfb, Beispielstation Halmstad - HA, vgl. Abb. 2). An der Westküste Norwegens geht dieses in ein immerfeuchtes warmgemäßigtes Regenklima mit kalten Sommern über (Cfc, Beispielstation Bodø - BO, vgl. Abb. 2).

Die anderen Teile Norwegens und Schwedens sowie ganz Finnland liegen im Bereich des immerfeuchten borealen Schneewaldklimas (Df). Auch hier können Gebiete mit kalten Sommern (Beispiel Jokkmokk - JO, vgl. Abb. 2, Dfc) und warmen Sommern (Bsp. Oslo - OS, vgl. Abb. 2, Dfb) unterschieden werden.

Eine Ausnahme davon bilden Teile der Skanden, in denen ein Tundrenklima (ET) vorherrscht (Beispielstation Fannaråken - FA, vgl. Abb. 2).

Die Klimaklassifikationen geben zwar eine allgemeine Einordnung, sagen aber wenig über regionale Besonderheiten im Vergleich zu anderen Regionen in diesen Breiten, den Jahresgang der Klimaelemente und über auftretende Großwetterlagen aus. Für die regionalen Besonderheiten des skandinavischen Klimas besitzen zwei Faktoren entscheidenden Einfluß. Dies sind die Lagen zwischen 50° und 70° nördlicher Breite, die mit einer negativen jährlichen Strahlungsbilanz gekoppelt sind, und die Lagen an der Westküste Eurasiens, am Nordatlantik und an der Ostsee. Das jährliche Strahlungsdefizit wäre noch größer, würden nicht die hellen, langen Sommernächte einen Ausgleich schaffen. Außerdem wird das Energiedefizit durch das Freiwerden latenter Wärmeenergie infolge Kondensation kompensiert. Der Niederschlag übersteigt die Verdunstung durchschnittlich um 200-300 mm, eine weitere Energiezufuhr ergibt sich durch die Advektion und die Meeresströmungen.

Die atmosphärische Zirkulation ist durch den Wechsel der vorherrschenden zonalen Westströmung und einer mehr meridionalen Zirkulation gekennzeichnet. In Abhängigkeit von der vorherrschenden Zirkulation bilden sich typische Sommer- und Winterwetterlagen aus. Reliefbedingt wirkt sich das durch die allgemeine Zirkulation bedingte Wetter jedoch recht unterschiedlich aus. Häufig tritt eine orographisch bedingte Niederschlagsverstärkung auf, aber auch das lebhafte Relief der Schären bewirkt im Sommer häufig Konvektionsniederschläge.

Obwohl der Golfstrom bzw. der Nordatlantikstrom ebenfalls hohe Energiebeträge nach Norden transportiert, ist auch dieser Energietransport eine Folge der vorherrschenden Winde, durch die er erzeugt wird. In vielen Teilen Skandinaviens bewirkt die Lage zum Meer einen relativ hohen Grad der Ozeanität.

2. Die Klimaelemente

Die Temperatur

Deutlich zeigt sich der Einfluß der Maritimität, gekennzeichnet durch geringe Schwankungen der Lufttemperatur im Jahresverlauf. Die Amplitude schwankt von 10 K an der Küste Norwegens bis zu 28 K im Innern Nordschwedens. Die Veränderungen der Amplituden sind vor allem meridional ausgeprägt und gehen erst in Finnland in zonal angeordnete Isothermen über.

Stark maritim beeinflusst sind die Westküste Norwegens und Dänemarks (Amplitude 10-15 K), geringer die Ostseeküsten Schwedens und Finnlands (16-20 K). Die Skanden bilden eine wirkungsvolle Barriere gegen den ozeanischen Einfluß von Westen. Deshalb wird im Lee des Gebirges in Ostnorwegen sowie in Mittel- und Nordschweden eine gewisse Kontinentalität erzeugt. Nur in Gebieten, in denen die Skanden niedrig liegen oder durch Pässe geöffnet sind, dringt der maritime Einfluß weiter nach Osten vor, wie z.B. am Storlienpass in Jämtland. Auch an den großen Seen Mittelschwedens treten lokale Abweichungen auf, da hier die relative Kontinentalität deutlich absinkt.

Die Breitenlage wirkt sich deutlich auf die Mitteltemperaturen aus. Während Kopenhagen ein Januarmittel von +0,4 °C aufweist, liegt es in Oslo bei -3,5 °C und in Stockholm bei -2,5 °C. Der Vergleich von Island mit -1,2 °C und Nordfinnland mit -15 °C zeigt die extremen meridionalen Unterschiede. Im Sommer treten in den kontinentalen Bereichen geringere Breitenunterschiede der mittleren Temperatur als in den maritimen Bereichen auf, da die Mittsommersonne im Binnenland einen erheblichen Ausgleich schafft.

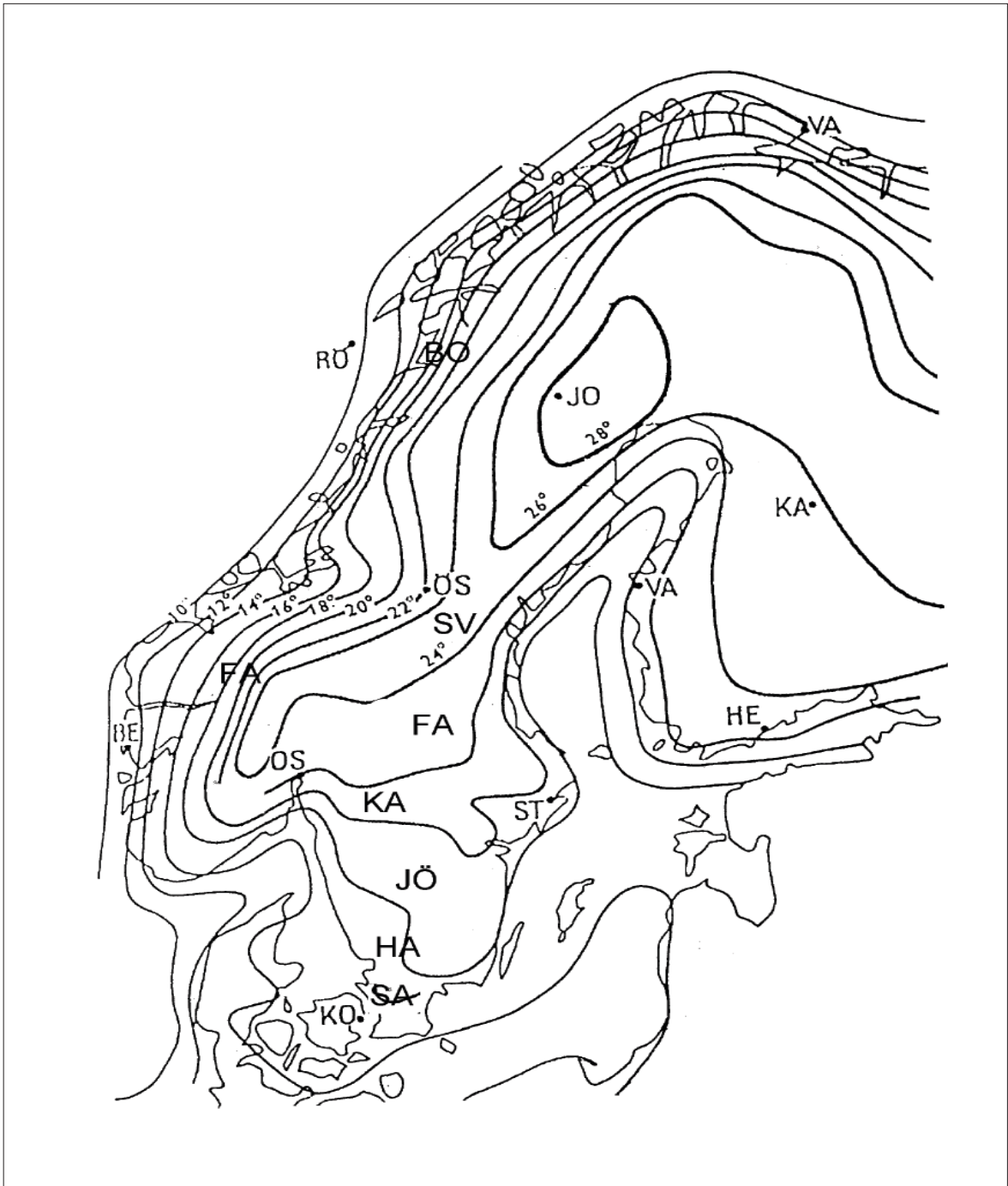


Abbildung 2 Jahresamplituden der Lufttemperatur in Skandinavien

Thermoisoplethendiagramm

von Uwe Groß

Um die charakteristischen Temperaturmerkmale des Exkursionsgebietes näher zu erläutern, wurde ein Thermoisoplethendiagramm entlang des vierzehnten Längengrades östlicher Länge erarbeitet (vgl. Abb. 3). Da die Klimastationen (vgl. Abb. 2) im genetisch gleichen Klimatyp (Temperiertes Zyklonalklima nach Hendl) liegen, ist eine Abnahme der Durchschnittstemperatur nach Norden (in Abhängigkeit zur Sonneneinstrahlung) zu erwarten.

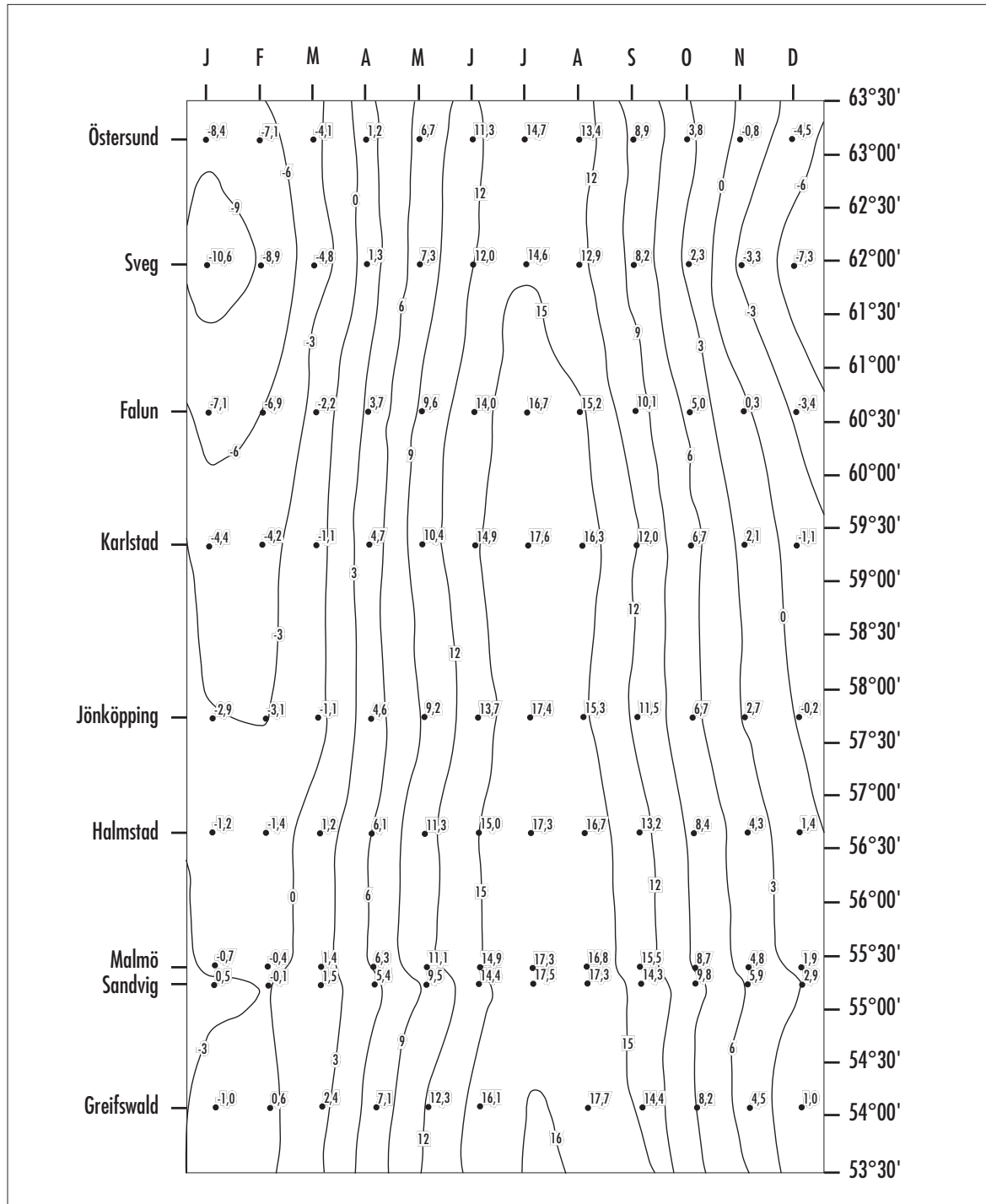


Abbildung 3 Thermoisoplethendiagramm entlang des 14. Längengrades östlicher Länge

Bei einem Temperaturmaximum im Sommer und einem Minimum im Winter ist der generelle Verlauf der Isothermen festgelegt. Kleinere Abweichungen in den erwarteten „glatten“ Kurven sind wahrscheinlich mesoklimatisch verursacht. In Sveg - SV (vgl. Abb. 2) ist ein Kulisseneffekt der Skanden zu beobachten. In Sandvig - SA (vgl. Abb. 2) verschieben sich die Maxima und Minima durch die höhere Wärmespeicherkapazität des Wassers gegenüber dem Festland. Auffällig ist dieser Effekt auch bei den anderen am Meer gelegenen Klimastationen und bei Jönköping (Vätternsee) - JÖ (vgl. Abb. 2).

Der Niederschlag

Abhängig von der Zirkulation erhalten die Westseiten mehr Niederschläge als die anderen Gebiete (vgl. Abb. 4). Diese fallen hauptsächlich im Winter, da die zyklonale Aktivität dann am größten ist. Die Höhe des Niederschlages wird vor allem von der Höhe über NN und dem Abstand zum Meer bestimmt. Während Dänemark und Finnland Niederschläge von 500-1000 mm aufweisen, fallen in den Berggebieten nördlich des Nordfjords in Norwegen bis 4000 mm pro Jahr. In Schweden gibt es zwei Hauptniederschlagsgebiete. Im Westen des südschwedischen Hochlandes fallen bis 1000 mm und im Sarekmassiv bis zu 2000 mm pro Jahr.

Die trockensten Gebiete liegen in Norwegen östlich des Jotunheimen mit 300-400 mm Niederschlag, in Schweden in Nordnorrland sowie im Südosten nahe der Ostsee mit ebenfalls 300-400 mm. Auf Öland und Gotland herrscht bei geringen Niederschlägen und hoher Verdunstung (400 mm) semiarides Klima, dessen Auswirkungen durch die Durchlässigkeit der anstehenden Kalke noch verstärkt werden.

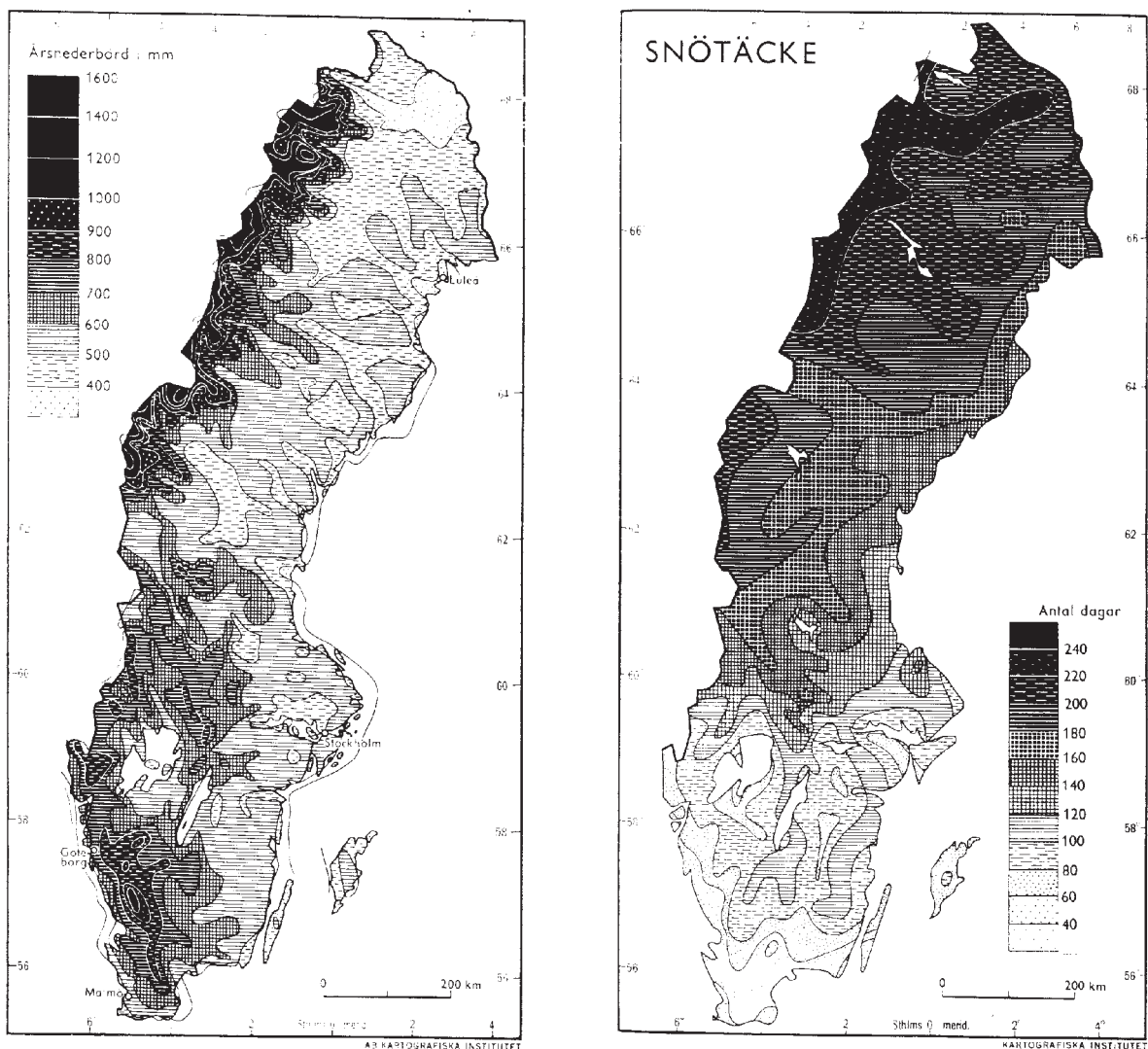


Abbildung 4 Jahresniederschläge und Anzahl der Tage mit Schneebedeckung in Schweden

3. Die Hydrologie

Insgesamt werden in Schweden ca. 10% der Fläche von Seen und Flüssen eingenommen, in Finnland ca. 11% und in Norwegen 5%.

Am besten werden die hydrologischen Verhältnisse durch die jährlichen Abflussschwankungen charakterisiert, die sich aus dem Verhältnis der Niederschläge zur Evapotranspiration ergeben. Der jährliche Abfluß ist in der Abbildung 5 dargestellt. Insgesamt variiert der Abfluß vor allem mit den Niederschlägen (vgl. Abb. 4), Verzögerungen kommen durch die Speicherung als Schnee und die ausgleichende Wirkung der Seen zustande.

Im Allgemeinen haben die Flüsse ein Abflußmaximum zur Schneeschmelze im Frühjahr und Minima im Spätwinter und im Sommer. Entsprechend den Abflußverhältnissen können sie in vier Gruppen eingeteilt werden. Die Gebirgsflüsse im Norden weisen zwei bis drei Maxima auf, eines zur Schneeschmelze in der unteren Waldregion, ein zweites und drittes zur Schnee- und Gletscherschmelze in den oberen Bergregionen im Spätfrühjahr und Sommer. Die weiter im Süden liegenden Flüsse weisen meist nur ein bis zwei Maxima auf, die zusätzlich durch die Seen im Einzugsgebiet oft verwischt werden, besonders in Mittelschweden und Finnland. Eine dritte Gruppe bilden die Flüsse in den maritimen Gebieten Südnorwegens, Dänemarks und Südwestschwedens. Hier kann ein zweites Maximum zur Zeit der oft starken Herbstniederschläge auftreten. Eine weitere Gruppe bilden die Abflüsse der großen Seen mit einer im Jahresverlauf sehr ausgeglichenen Abflußkurve.

Ein großer Teil der benötigten Elektroenergie der skandinavischen Länder wird durch die Wasserkraftnutzung gewonnen. In Schweden sind dies ca. 50% der verbrauchten Energie.

Durch Wasserkraftausbau entstand bei vielen Flüssen ein stark von den natürlichen Verhältnissen abweichender jährlicher Abflußverlauf. Unausgebaut und gesetzlich geschützt sind nur noch die Flüsse Torneälv, Kalix, Pite und Vindelälv.

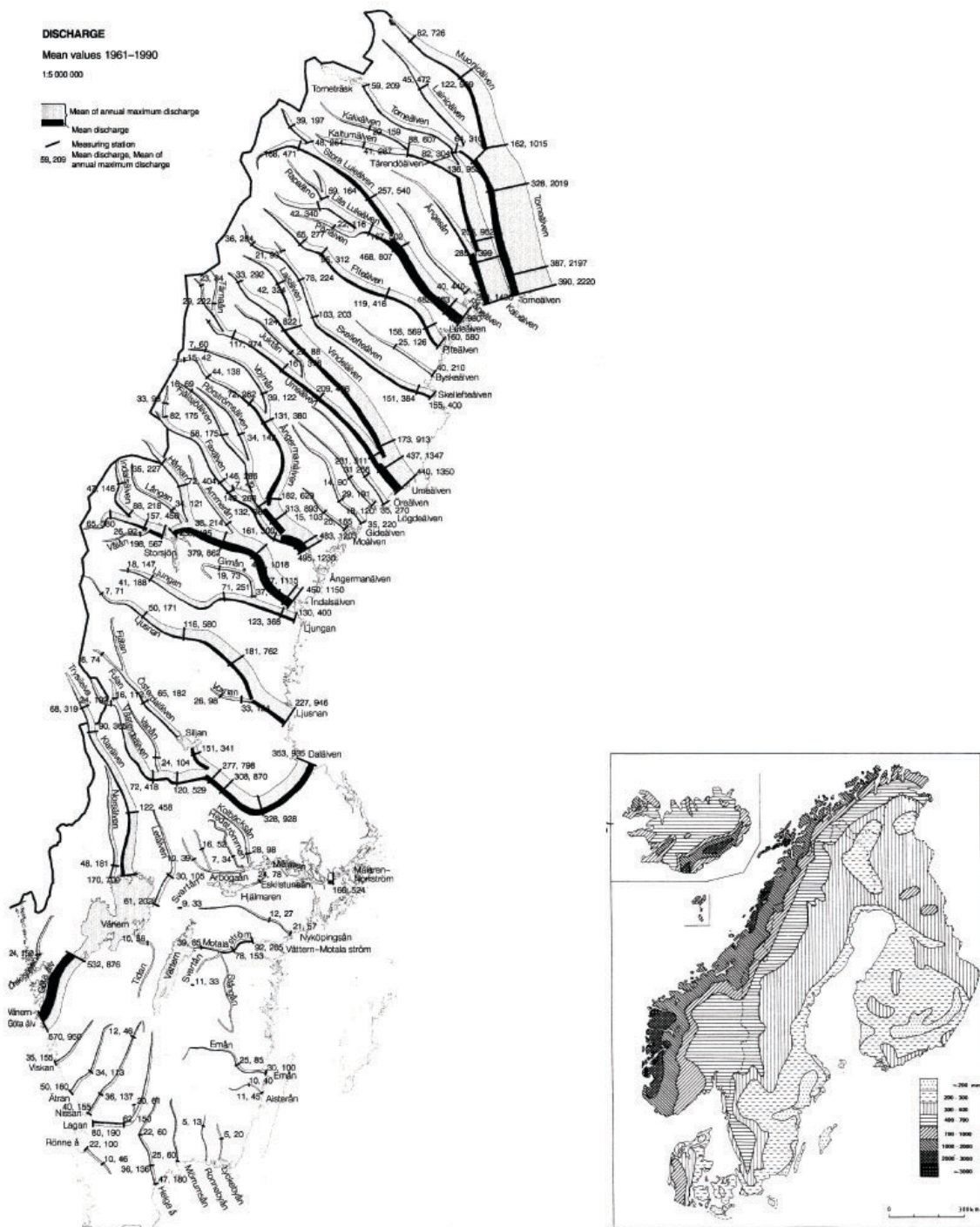


Abbildung 5 Mittlerer und maximaler Abfluß der schwedischen Flüsse der Jahre 1961-1990 und mittlerer jährlicher Abfluß in Skandinavien 1931-1960 in mm

IV. Vegetationsentwicklung und heutige Vegetation

von Matthias Ley

1. Allgemeine Charakteristika

Die Vegetation Skandinaviens wird vom Nadelwald dominiert, gegenüber gleichen Breiten reicht der Wald jedoch weiter nach Norden als in den anderen Teilen der nördlichen Hemisphäre. Die Pflanzenwelt ist sehr jung, da eine Einwanderung erst nach der Weichseleiszeit möglich war. Daraus erklärt sich die relative Artenarmut der Vegetation. Außer den klimatischen Bedingungen beeinflussen auch die Verteilung kalkhaltiger Böden und die Lage der höchsten Küstenlinie die Vegetationszusammensetzung besonders stark.

2. Vegetationsentwicklung nach der Weichsel-Eiszeit

Die Vegetation folgte dem abschmelzenden Eis und konnte erst nur die südlichen Landesteile besiedeln. Bis zur Älteren Dryas (bis 11700 b.p.) bildete sich nach einer ersten Immigrationswelle verschiedener Pflanzen eine Steppentundra heraus, zusammengesetzt aus Gebirgs- und Steppenpflanzen. Im Alleröd (bis 10900 b.p.) wanderten in einer zweiten Welle die ersten Bäume ein. Es bildete sich eine „Parktundra“ aus Birken, Kiefern, Espen und Wildkirschen heraus. In der Jüngeren Dryas (bis 10200 b.p.), die durch eine nochmalige Kältephase charakterisiert ist (Mittelschwedische Eisrandlage), wurden die Bäume nochmals zurückgedrängt; wahrscheinlich konnte sich nur die Birke in geschützten Lagen halten.

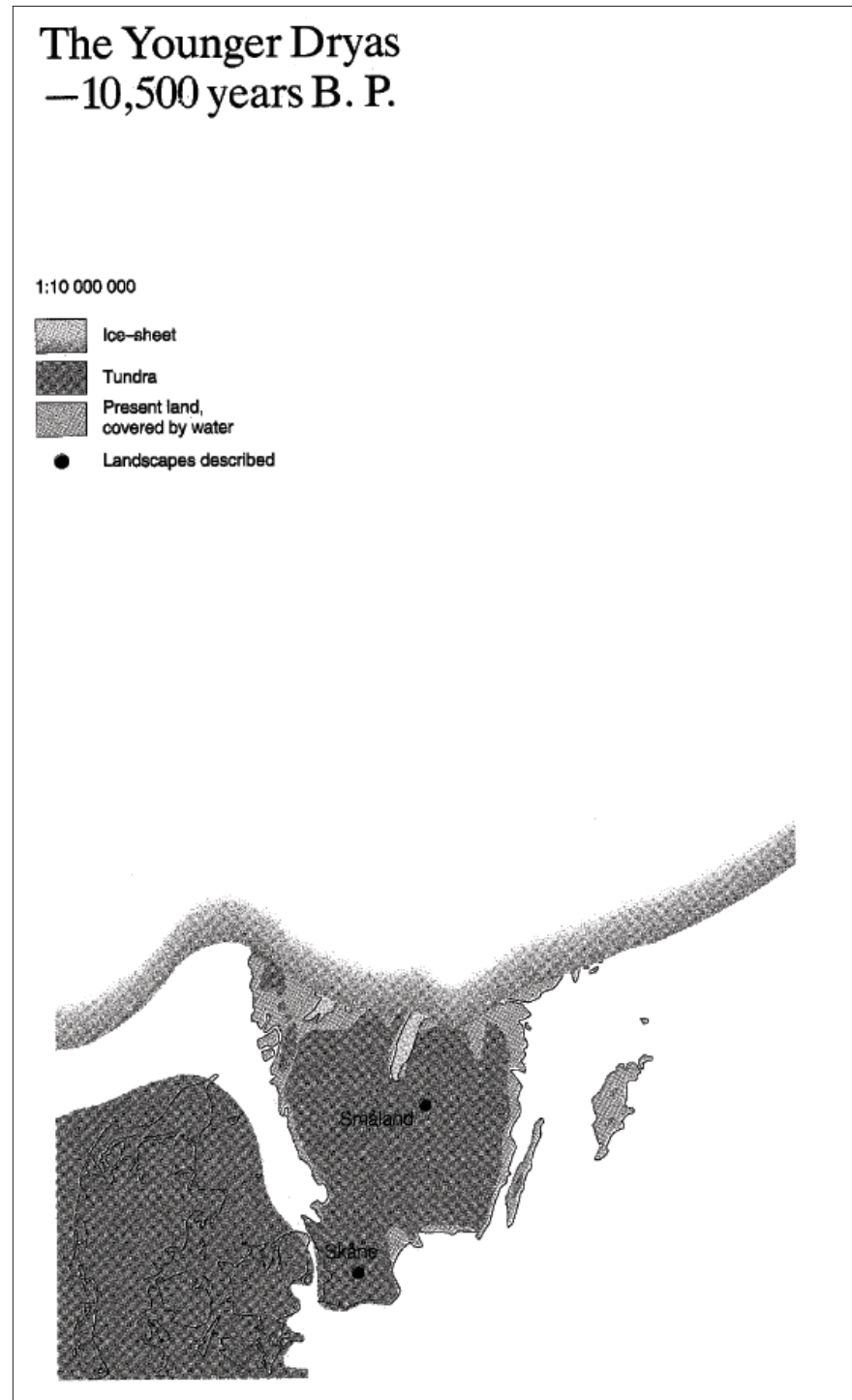


Abbildung 6

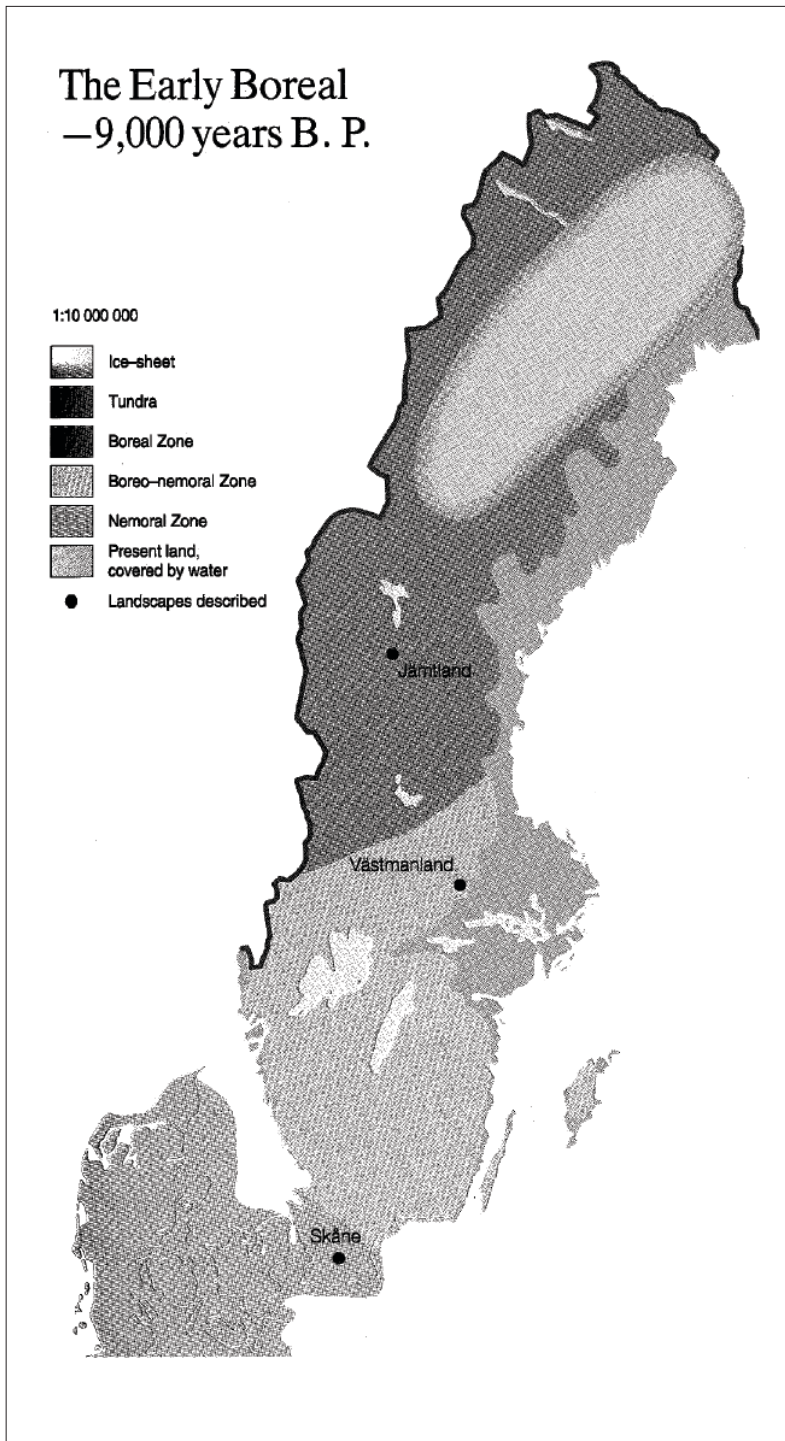


Abbildung 7

Im Präboreal (bis 9000 b.p.) wanderten die Bäume erneut ein, die ersten geschlossenen Birken- und Kiefernwälder entstanden. Das Eis hatte sich inzwischen bis zur Mündung des Dalälven nach Norden zurückgezogen. Im Boreal (bis 7500 b.p.) bildeten sich in Südschweden relativ artenreiche Wälder heraus. Zunächst wurden diese von Haseln dominiert, die dann nach und nach von Eichen, Ulmen, Eschen und Linden abgelöst wurden. Auch in Nordschweden breiteten sich nun nach dem endgültigen Eisabtau Wälder aus. In trockenen Gebieten bildeten sich Birken- und Kiefernwälder, während sich in feuchten Gebieten Weiden und Grauerlen ansiedelten.

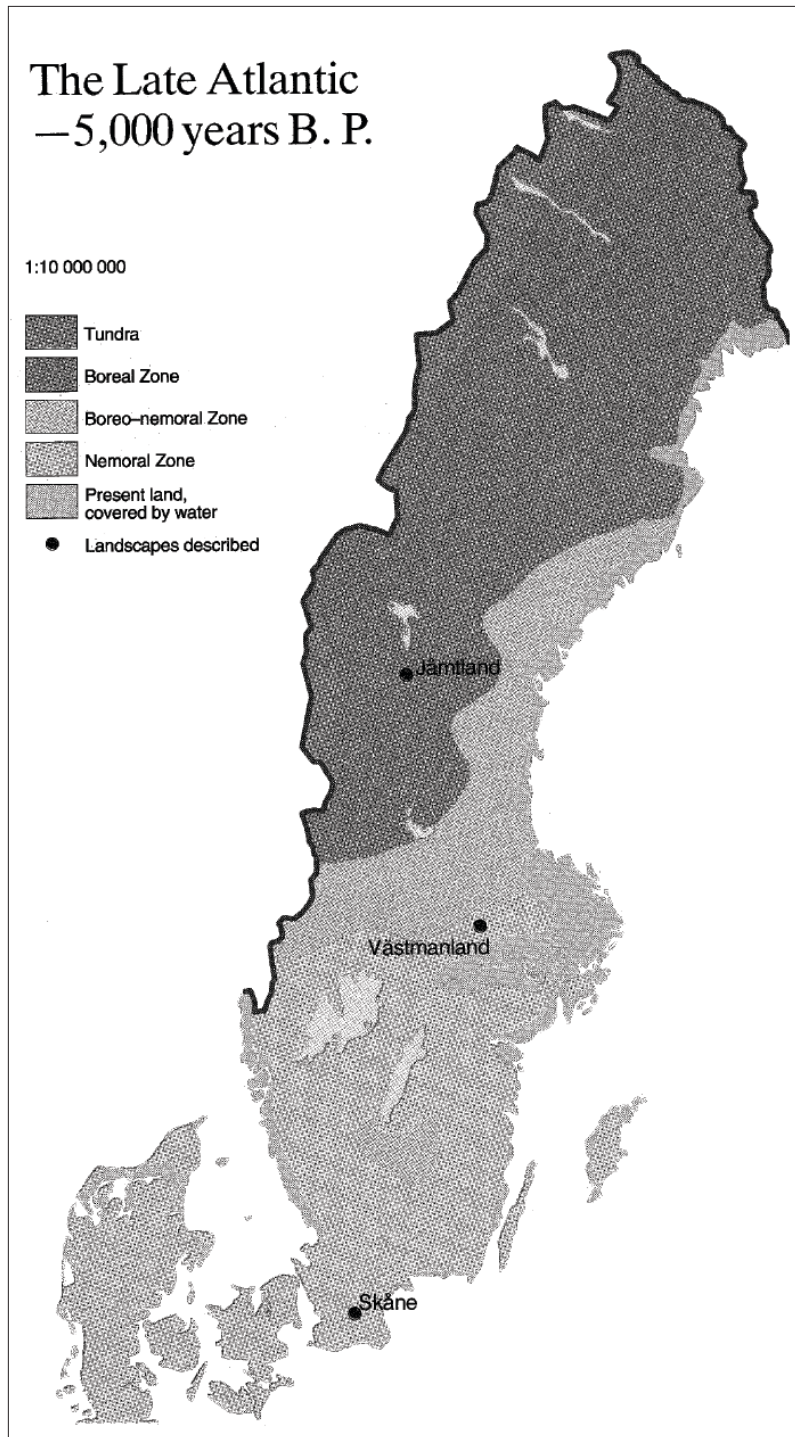


Abbildung 8

Im Atlantikum (bis 4500 b.p.) dominierten die Laubwälder in Südschweden. Kiefern wuchsen fast nur noch auf flachgründigen Böden. Die Laubwälder waren bis zur Südküste Norrlands verbreitet. In Nordschweden herrschen weiterhin Birken- und Kiefernwälder vor.

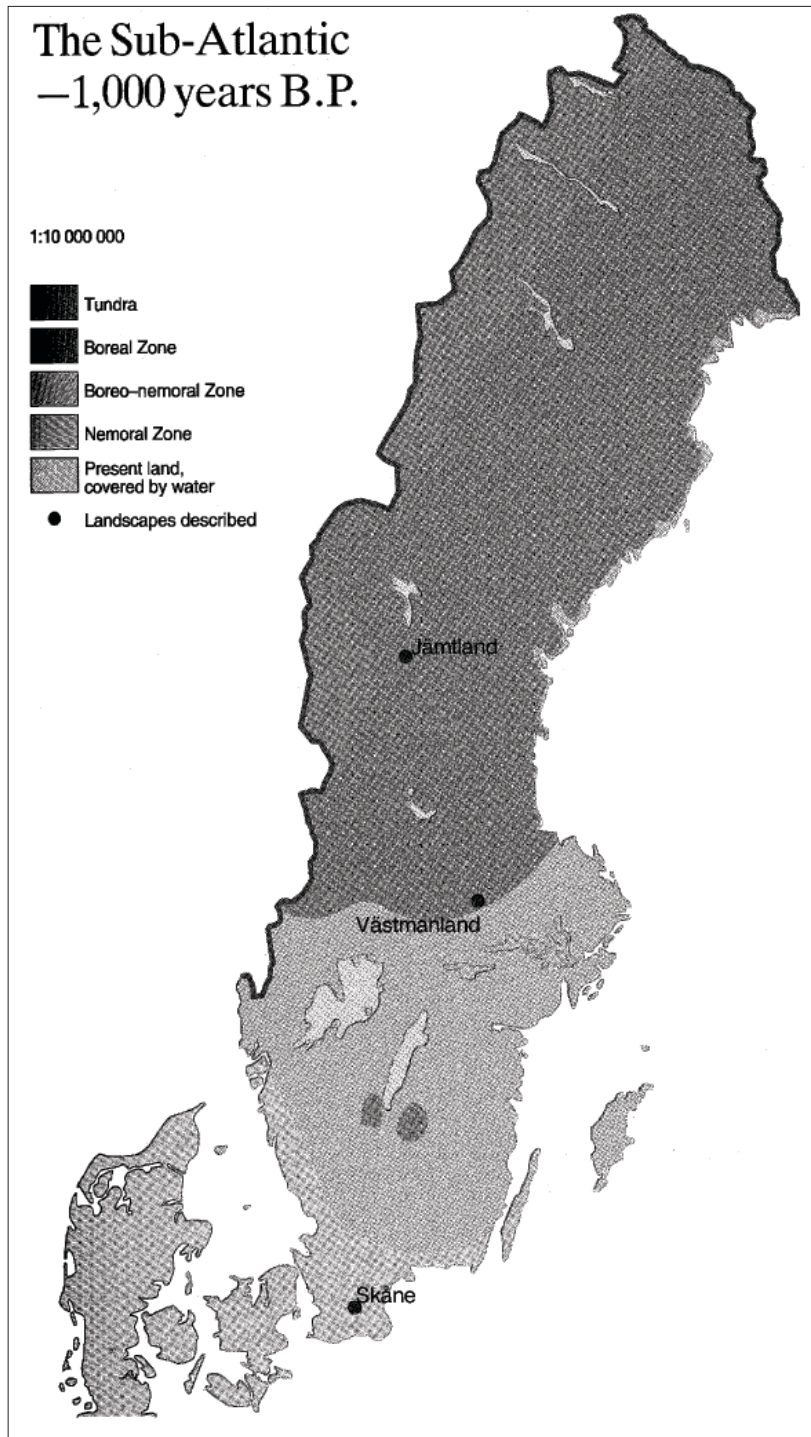


Abbildung 9

Das Subboreal (bis 3000 b.p.) und das Subatlantikum sind durch kältere und feuchtere Klimaabschnitte sowie durch den Einfluß des Menschen charakterisiert. Durch den Ackerbau und die Viehzucht wurden die Wälder oder auch einzelne Baumarten zurückgedrängt, wodurch ausgedehnte Weiden und Heiden entstanden.

Noch im Subboreal wanderten Buche und Hainbuche von Süden her ein. In Nordschweden wurden die Laubbäume zurückgedrängt, die von Nordosten eingewanderte Fichte breitete sich immer stärker aus und wurde ab ca. 2000 b.p. dominant.

3. Heutige Vegetationszonen

Die Einteilung in Vegetationszonen ergibt sich entsprechend der klimatischen Differenzierung; innerhalb der Zonen gibt es allerdings lokalklimatisch oder menschlich bedingte Ausnahmen. Der menschliche Einfluß auf die Vegetation reicht bis in die Steinzeit zurück und tritt am deutlichsten in der Misch- und Laubwaldzone hervor. Ausgehend von der potentiellen natürlichen Vegetation wären nur die Regionen oberhalb der Baumgrenze sowie Moore und andere Feuchtgebiete waldfrei. Durch die heute in weiten Landesteilen dominierende forstliche Nutzung wurden in vielen Gebieten in den letzten Jahrzehnten vorher offene Landschaften wieder aufgeforstet. Die Verteilung der Zonen in Skandinavien zeigt die Abbildung 10 (aus SÖMME 1967).

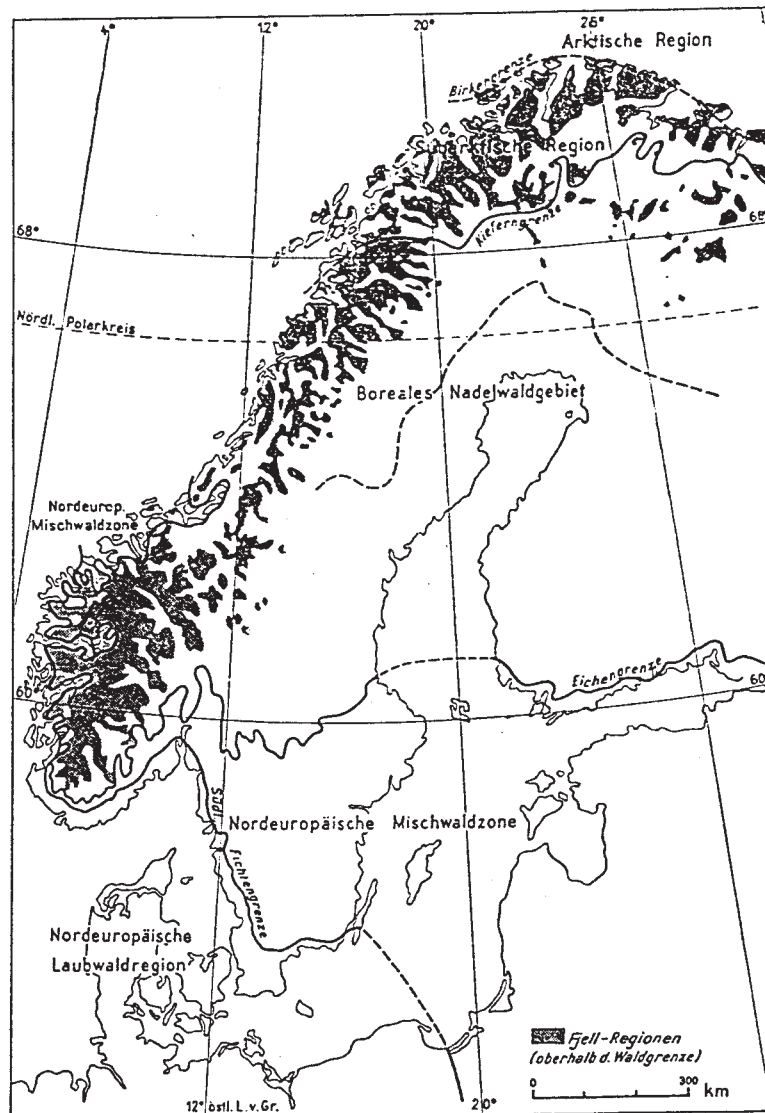


Abbildung 10 Pflanzengeographische Regionen in den Nordischen Ländern (aus SÖMME 1967)

Arktische Zone und Alpine Zone

Die arktische Zone liegt nördlich der polaren und die alpine oberhalb der von Birken gebildeten Baumgrenze. Bäume treten in diesem Gebiet nicht mehr auf, es dominieren Zwergsträucher (Zwergbirke, Zwergweide, Krähenbeeren). Die arktische Zone findet sich nur in Nordnorwegen, während sich die alpine Zone in den Skanden von Südnorwegen bis nach Lappland ausbreitet. Die alpine oder Fjällzone kann in drei Unterregionen unterteilt werden. Die Vegetation der unteren Fjällregion setzt

sich aus Zwergbirken, Weiden und zahlreichen Blütenpflanzen zusammen, die mittlere Fjällregion aus Krähenbeeren, Gräsern und Matten sowie Blütenpflanzen, während in der oberen Fjällregion nur noch Flechten und sehr wenige Blütenpflanzen (z.B. *Ranunculus glacialis* - Gletscherhahnenfuß) vorkommen.

Subarktische Zone und Fjällbirkenwaldzone

Diese Zone, die fast ausschließlich von Birkenwäldern gebildet wird, stellt den Übergangsbereich zum borealen Waldgebiet dar. Die Südgrenze bilden Nadelbäume, hauptsächlich Kiefern, z.T. aber auch Fichten.

Borealer Nadelwald

Der boreale Nadelwald als westlicher Ausläufer der Taiga stellt einen sehr artenarmen, einheitlichen Nadelwald dar, in dem die Fichte dominiert. Laubbäume (Birken, Erlen, Zitterpappeln, Weiden, Ebereschen) treten nur in geringer Zahl auf und erreichen in ihrer Nordausdehnung zum Teil fast die Waldgrenze (Zitterpappel). In dieser Zone befinden sich auch ausgedehnte Moorgebiete auf ca. 30% der Fläche.

Nordeuropäische Mischwaldzone

Die Nordgrenze dieser Zone bildet die Verbreitungsgrenze der Eiche. Die Südgrenze entspricht der Grenze der natürlichen Verbreitung der Fichte. 75% der Bäume sind Nadelhölzer, vor allem Fichten, jedoch treten daneben regelmäßig Laubbäume, wie z.B. Winterlinde, Spitzahorn, Ulme, Hasel, Esche, Eichen auf. Die Nordgrenzen dieser Laubbäume (*limes norrlandicus*) liegen in Norwegen und Schweden enger beieinander als in Finnland, wo ein klimatischer Ausgleich durch die zahlreichen Seen stattfindet. Im Süden kommen auch Buche und Hainbuche hinzu. Auch in dieser Zone sind Moore sehr stark verbreitet.

Nordeuropäische Laubwaldregion

Die nur im äußersten Süden anzutreffende Laubwaldzone zeigt sich im Vergleich zu Mitteleuropa relativ artenarm. Waldbildend sind Eiche und Buche sowie eingestreute Ulmen und Eschen. Das Hauptmerkmal dieser Region sind Buchenwälder sowie anthropogen bedingte Acker- und Heideflächen.

V. Eckdaten der erdgeschichtlichen Entwicklung Schwedens

1. Präquartär

Mrd. Jahre vor heute (siehe auch Abb. 11)

| | |
|-------------|--|
| 0.07 | Hebung der Skanden |
| 0.16 | Vulkanismus in Schonen |
| 0.30 | Abtragung der Kaledoniden. Old-Red-Sedimentation seit dem Devon. Der größte Teil Fennoskandiens erlebte vom Silur bis zum Quartär keine marine Transgression, so daß hier eine der größten Schichtlücken der Erdgeschichte vorliegt (Ausnahmen: Südrand Fennoskandiens mit Schonen und dem Oslo-Graben). |
| 0.36 | Grenze Devon/Karbon: Meteoritenimpakt im Siljan-Gebiet |
| 0.40 | Hauptphase der Kaledonischen Orogenese. Bildung der Kaledoniden. |
| 0.57 | Ab dem Kambrium greift ein Epikontinentalmeer weit nach Osten auf den Kontinent über. Bildung einer kambrosilur. Sedimentdecke mit Transgressionskonglomerat und unterkambr. Sandsteinen an der Basis und darüber folgend bituminöse Alaunschiefer, ordoviz. Tonsteine und Kalksteine sowie silur. Schluffsteine und Tonsteine. |
| 0.60 | Öffnung der Kaledonischen Geosynklinale (Iapetus-Ozean) am Westrand des Urkontinents. |
| 0.68 - 0.57 | Wendium (oberstes Riphäikum): Bildung der Sparagmitserie. Schichtlücke nach der dalsländischen Orogenese. Bildung der subkambrischen Peneplain. |
| 0.80 | Sedimente der Visingsö-Gruppe (Vätternsee). |
| 0.90 | Svekonorwegische Orogenese (Dalsländische oder Telemarkische): Bildung der SW-Skandinavischen Provinz. Durch das „Anschweißen“ dieses jüngsten, präkambrischen Orogens im SW werden die älteren „Gotiden“ stark überprägt (Mylonitzone als randliche Zerrüttungszone). Der langgezogene, transskandinavische Granitgürtel wird als Zentraliden-Zone der Gotiden interpretiert. Der sedimentäre Mantel der Gotiden ist nur in Resten (Bornholm) erhalten. |
| 1.0 | Grenze Mittel-/Oberproterozoikum |
| 1.6 | Beginn der Tafelsedimentation roter Molassesedimente (in Gräben und breiten Senken erhalten; saure Vulkanite, Subjotnium, Jotnium - Dala-Serie) |
| 1.6 - 1.8 | Gotische Orogenese. Bildung des transskandinavischen Granit- u. Porphyrgürtels (Småland-Värmland-Granite, Dala-Granite, Dala-Porphyre) |
| 1.8 - 1.9 | Svekokarelische Orogenese. Bildung der svekokarelischen Gesteinsprovinz Nord- und Mittelschwedens. |
| 2.5 - 3.0 | Bildung der archaischen Gesteinsprovinz im nördlichsten Schweden. (Granitgneise von Råstojaure und Kukkola: präjätul. Orogenese 2.7) |

(Kleßen zusammengestellt nach WASTENSON, 1994 a; SMED und EHLERS, 1994)

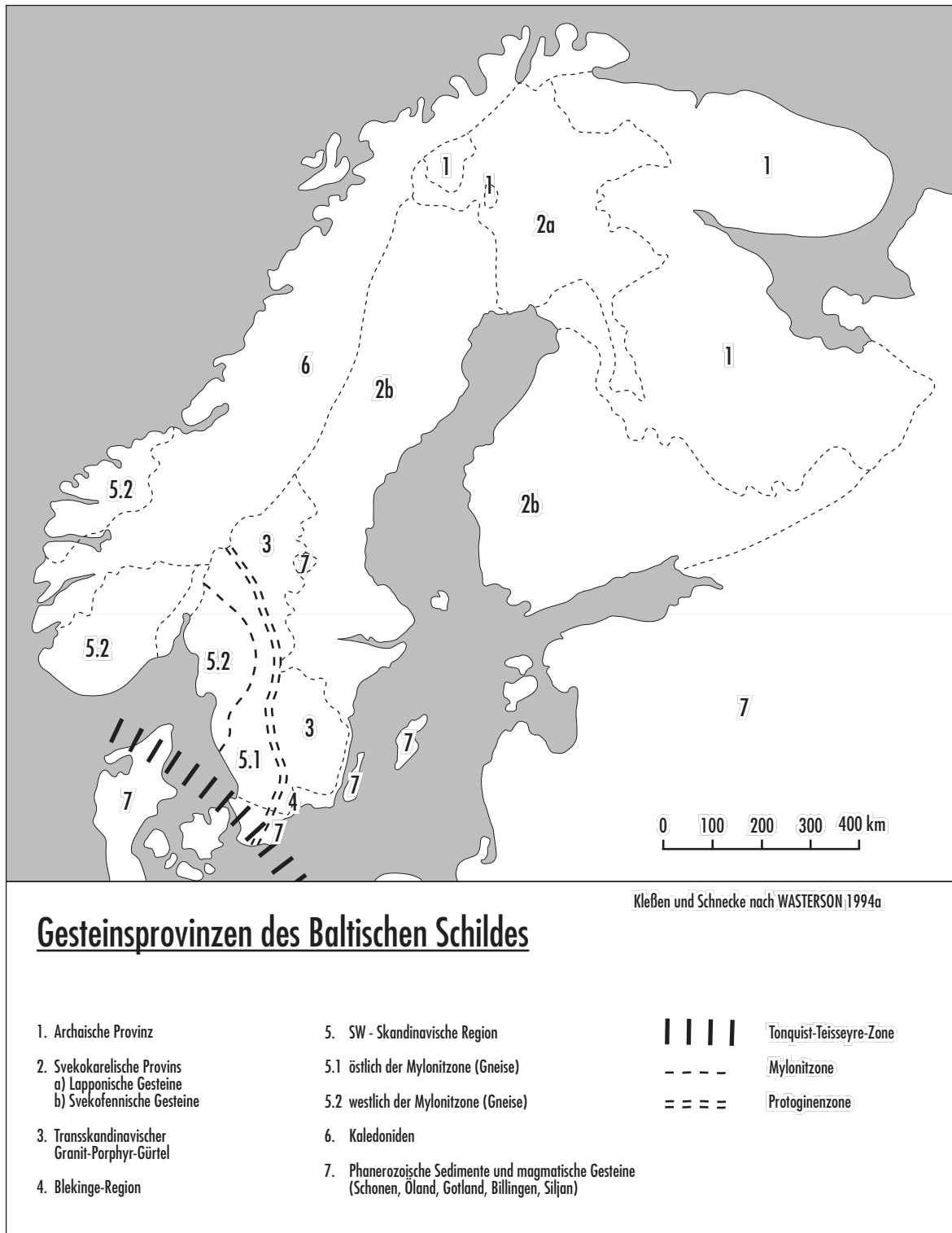
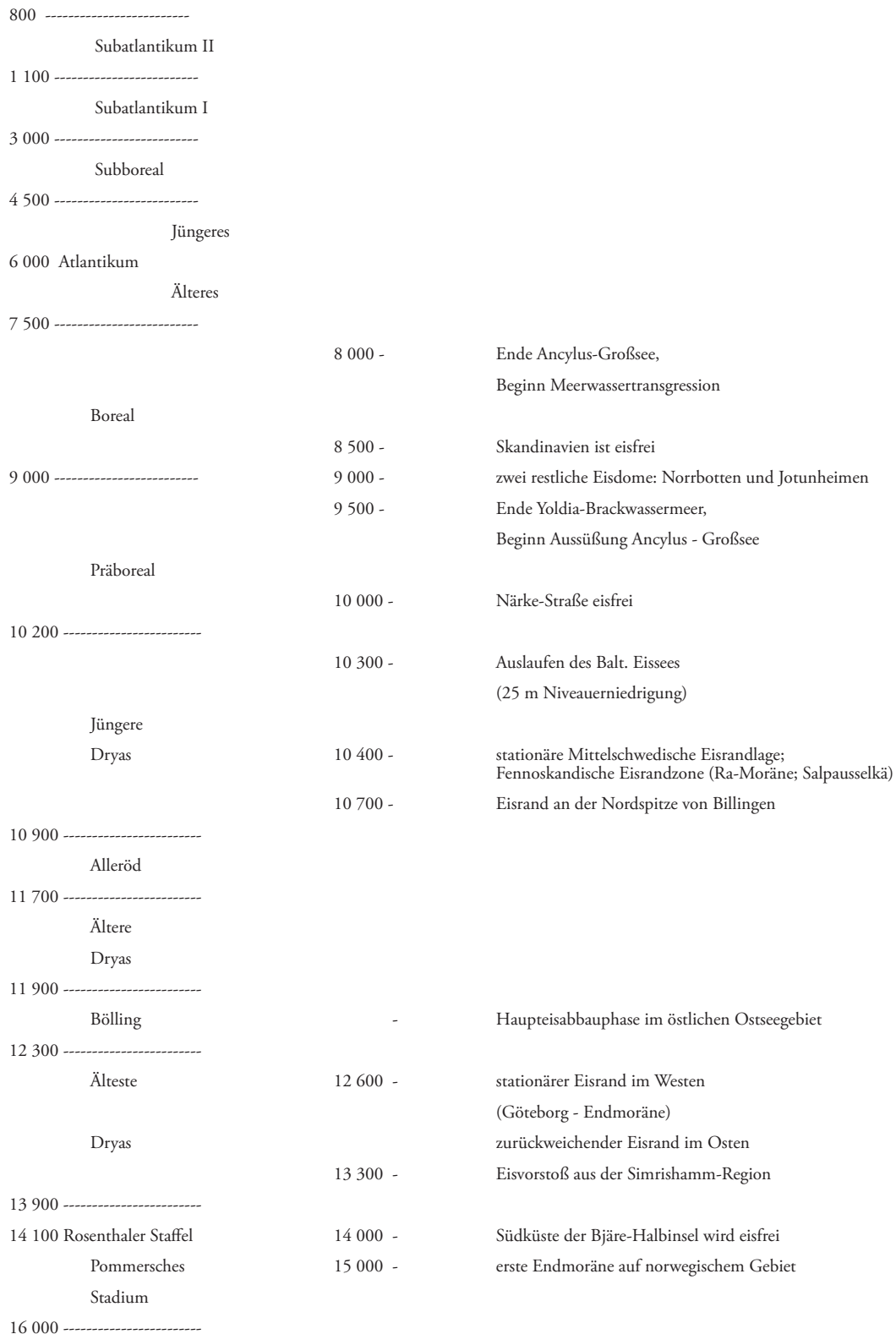


Abbildung 11

2. Eckdaten der jungglazialen Deglaziation in Schweden (14 000 bis 8 500 J. v. h.)

Jahre vor heute

(siehe auch Abb. 12 - 18)



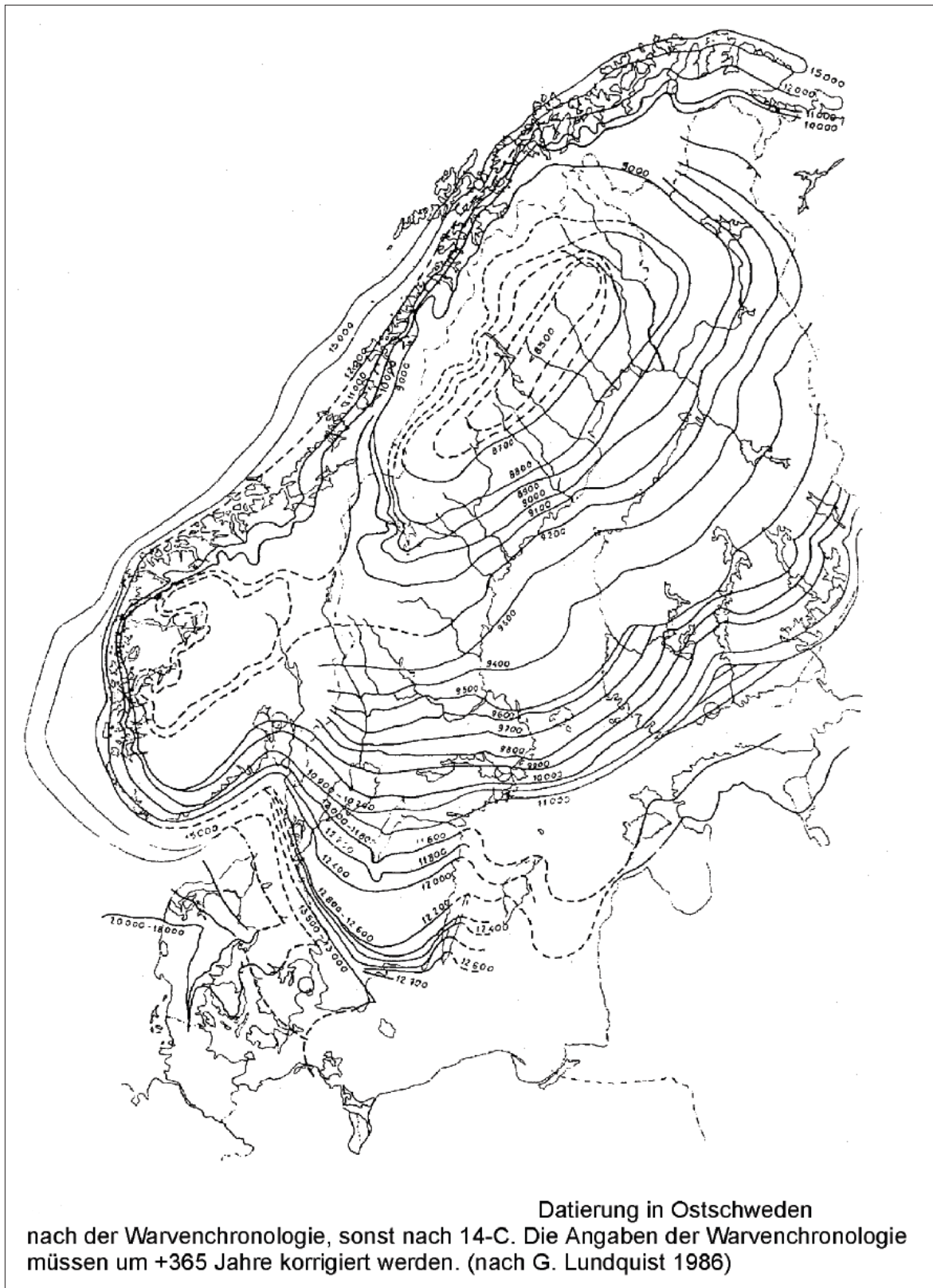
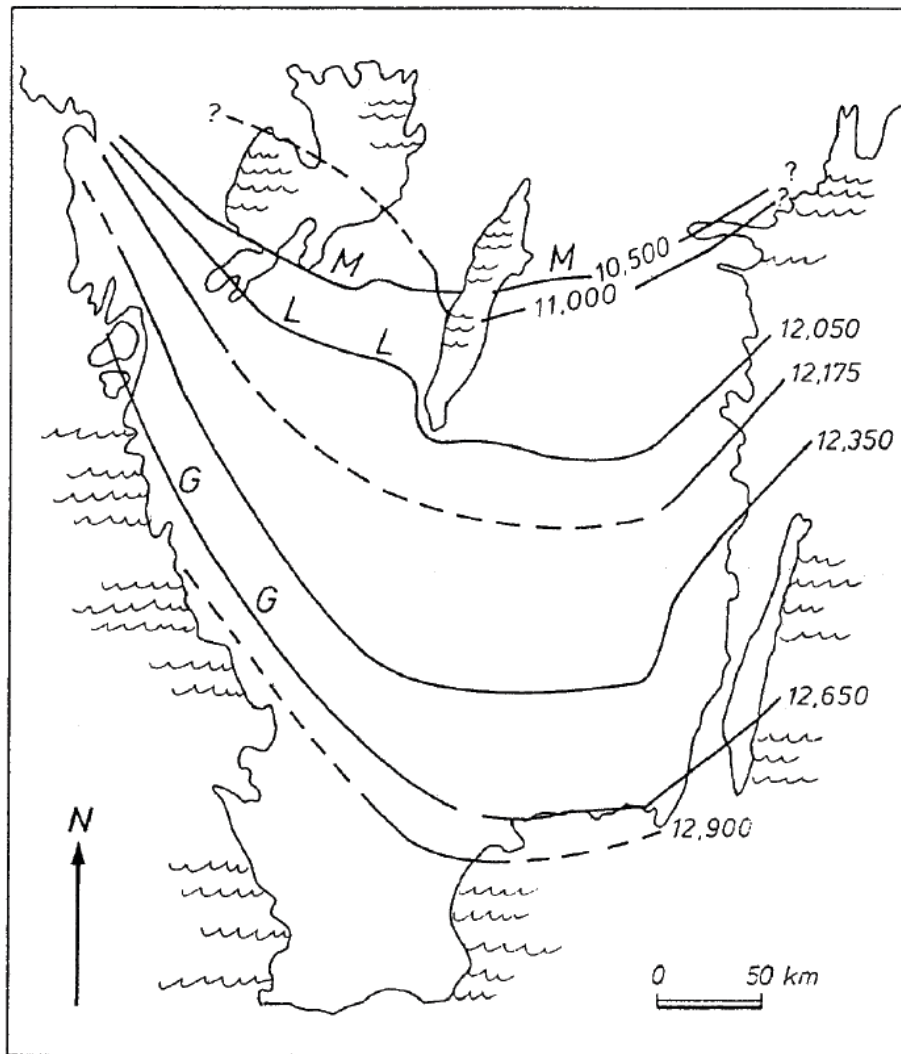


Abbildung 12 Rezessionslinien zum Eisabtau in Skandinavien



G - Göteborg Endmoräne
 L - Levene - Em
 M - Mittelschwedische Eisrandlage
 (Jahreszahlen nach 14-C, nach Björck 1988)

Abbildung 13 Eisrandlagen in Südschweden während der Deglaziation

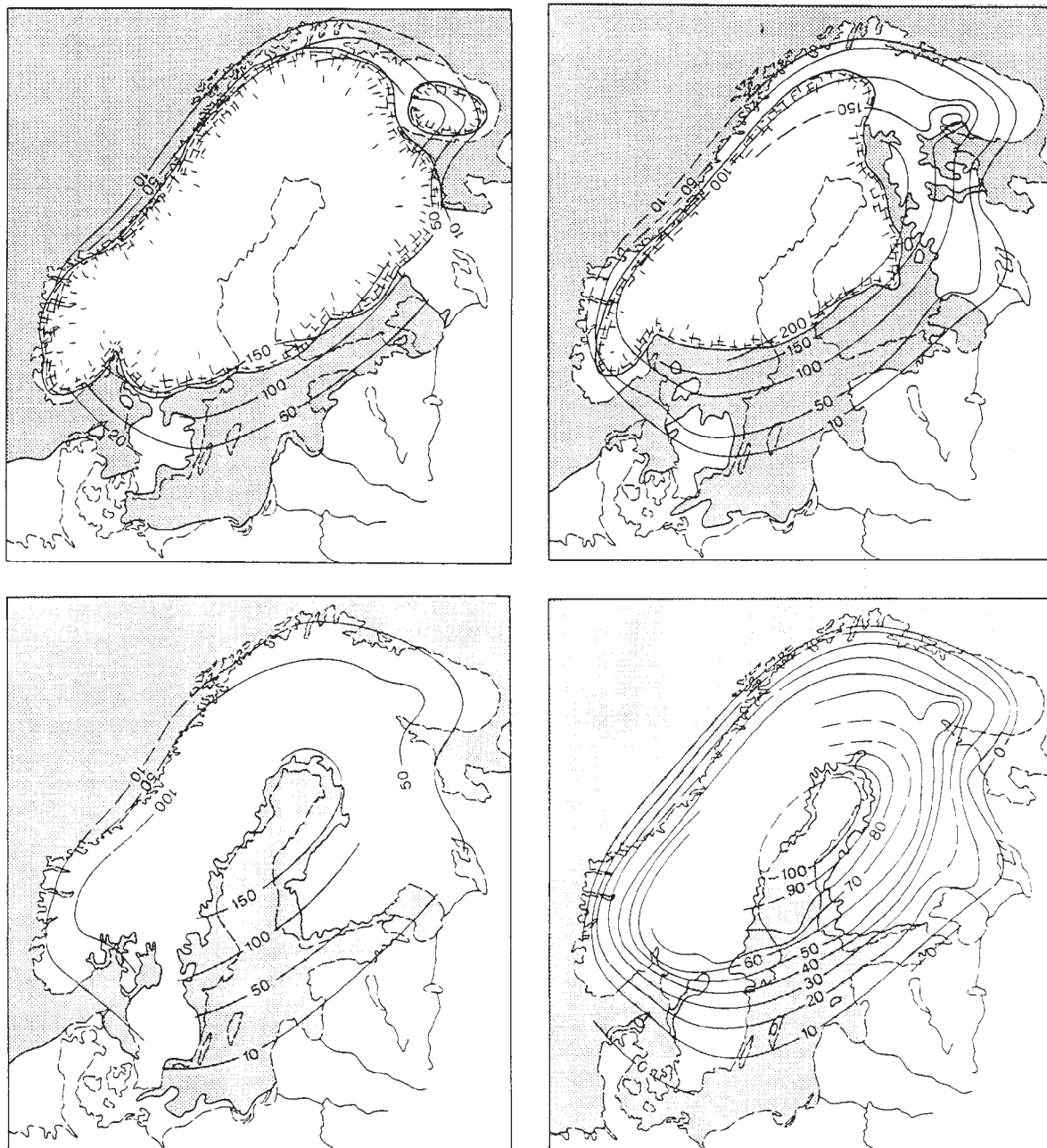


Abbildung 14 Entwicklungsstadien der Ostsee, von links nach rechts: Baltischer Eisstausee, Yoldia-See, Ancylus-See, Littorina-See (nach IGNATIUS et al. 1981, aus EHLERS, J. 1994:216)



Abbildung 15 Höchste Küstenlinie (HKL) und Verbreitung der wichtigsten Eisstauseen in Schweden

3. Die Oberflächengestalt Schwedens

Nach einer einfach gegliederten Höhengestaltungskarte (vgl. Abb. 16) läßt sich das über 1500 km in N-S-Richtung langgezogene Territorium Schwedens in die drei Großeinheiten Schwedisches Tiefland, Südschwedisches Hochland und Nordschwedisches Gebirgs- und Bergland gliedern.

Schwedisches Tiefland

Das unter 200 m NN gelegene Tiefland nimmt den schmalen nordöstlichen Küstenbereich und das mittlere und südlichste Schweden ein. Markant durchschneidet die Mittelschwedische Seensenke von der Ostseeküste im NO bis zur Kattegatküste im SW das durchschnittlich 300 km breite Schweden im südlichen Drittel. Am tiefsten liegt in der Senke die Stockholmer Halbinsel, das Land um den Mälarsee (0,6 m NN) und um den Hjelmarsee (23 m NN). Etwas höher erhebt sich der Senkenbereich in Vester- und Östergötland um die beiden größten skandinavischen Seen, den Vänern (5 808 Km², 44 m NN) und den Vättern (1 900 km², 88 m NN). Reine Tieflandsebenen finden sich im nördlichen Uppland, Östergötland, um den Vänerseesee und auf den Inseln Öland und Gotland, während das Tiefland ansonsten einen recht hügeligen Charakter hat, denn relative Höhen von 50 m sind weitverbreitet, solche von mehr als 100 m selten.

Südschwedisches Hochland

Flächen mit Höhen über 200 m NN, die den südlichen Teil des Vättern - Sees umgeben, werden als Südschwedisches Hochland bezeichnet. Das relativ isolierte Hochland steigt mit dem höchsten Punkt, dem Tomtabacken südwestlich von Nässjö, auf 377 m NN an und geht nach Süden fast unmerklich in das südlichste Tiefland über, das durch die tiefliegende Bruchschollenlandschaft Schonens gebildet wird und durch NW-SE-streichende Horste (Romeleasen, Linderödsasen, Söderasen, Hallandsas) höhenmäßig gegliedert ist.

Nordschwedisches Bergland und Gebirgsland

Alle Höhen über 500 m NN werden auf der Abbildung 16 als Berg- und Gebirgsland Schwedens zusammengefasst ohne eine weitere höhenmäßige Differenzierung. Von Dalarna bis Lappland reicht der schwedische Streifen der Skanden mit einer stark wechselnden Breite von 25 bis 140 km. Dieses schwedische Gebirgsland, zuweilen auch als Skandinavisches Hochgebirge bezeichnet, erreicht im südlichen Teil mit dem Sylarna 1762 m und im nördlichen Teil mit dem Sarek 2089 m bzw. mit dem Kebnekaise 2111 m NN. Dieses letztgenannte höchste Gebiet Schwedens weist Hänge von 1000 m relativer Höhe auf, während sonst 400 bis 700 m relative Höhenunterschiede im Gebirgsland die Regel sind. Ganz überwiegend werden die höchsten Lagen der Skanden (meist 700 bis 800 m NN) durch baumlose ebene Hochflächen, die Fjelds (Fjälle öde) gebildet, weshalb die Bezeichnung Hochgebirge eigentlich nicht für das Gebirgsland als Ganzes zutreffend ist.

Östlich der Skanden neigt sich das Bergland allmählich oder stufenförmig zur Küste bei absoluten Höhen von 200 bis 500 m, relativen Höhen zwischen 100 und 200 m, nur örtlich können mehr als 200 m Höhenunterschied erreicht werden. Dieses Berg- und Hügelland trägt das typische Norrlandrelief. Der morphologische Übergang zum Tiefland tritt im Klima, der Vegetation und der Besiedlung deutlich hervor und wird als Limes Norrlandicus bezeichnet. Auf der folgenden Abb. 17, Relieftypen in Schweden ist die Grenze des Norrland - Gebietes markiert. Erläuterungen zur Karte sind auf den S. 44 bis 54 des Nationalatlas, Bd. Geologie zu finden.

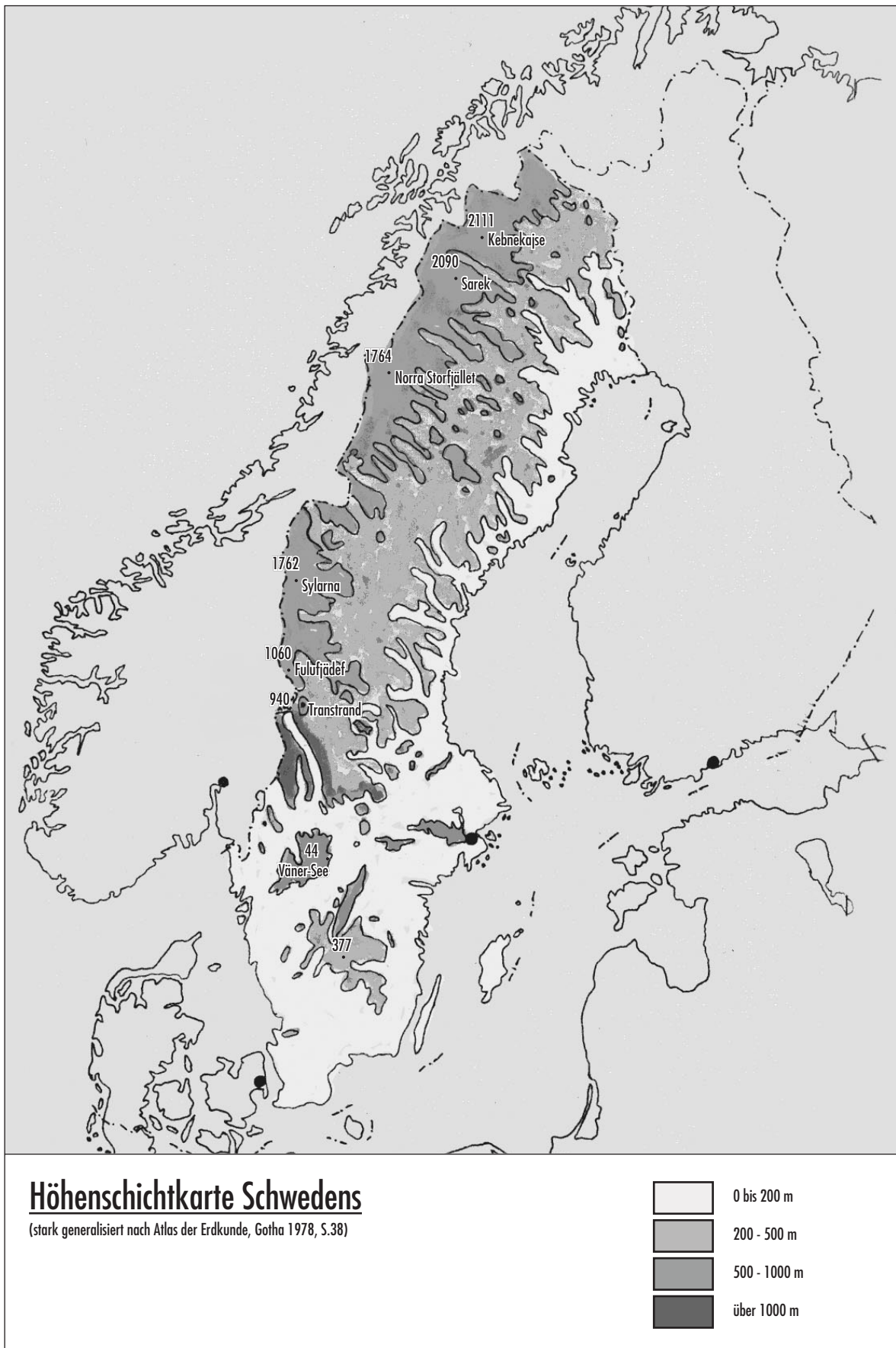


Abbildung 16

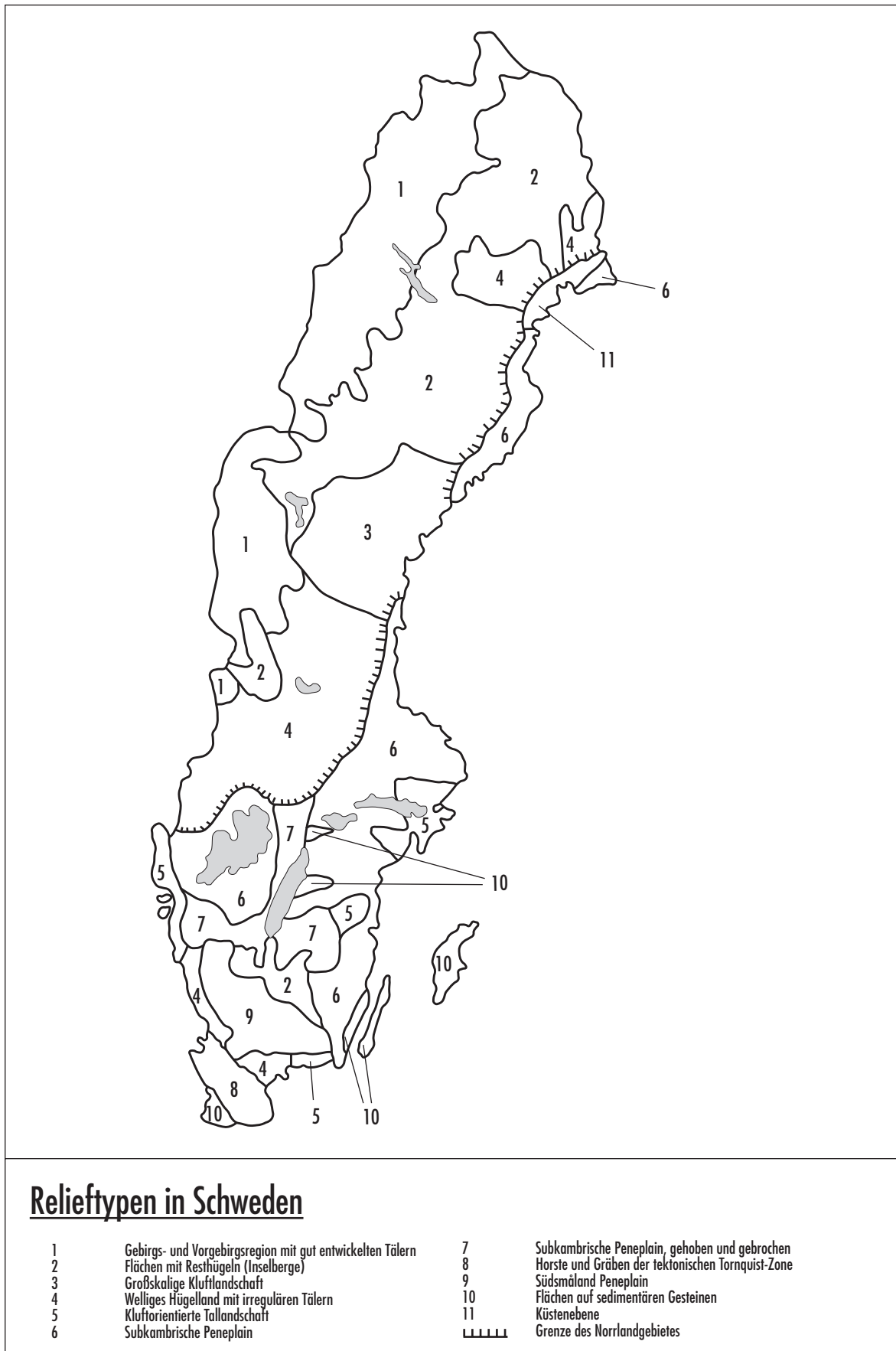


Abbildung 17

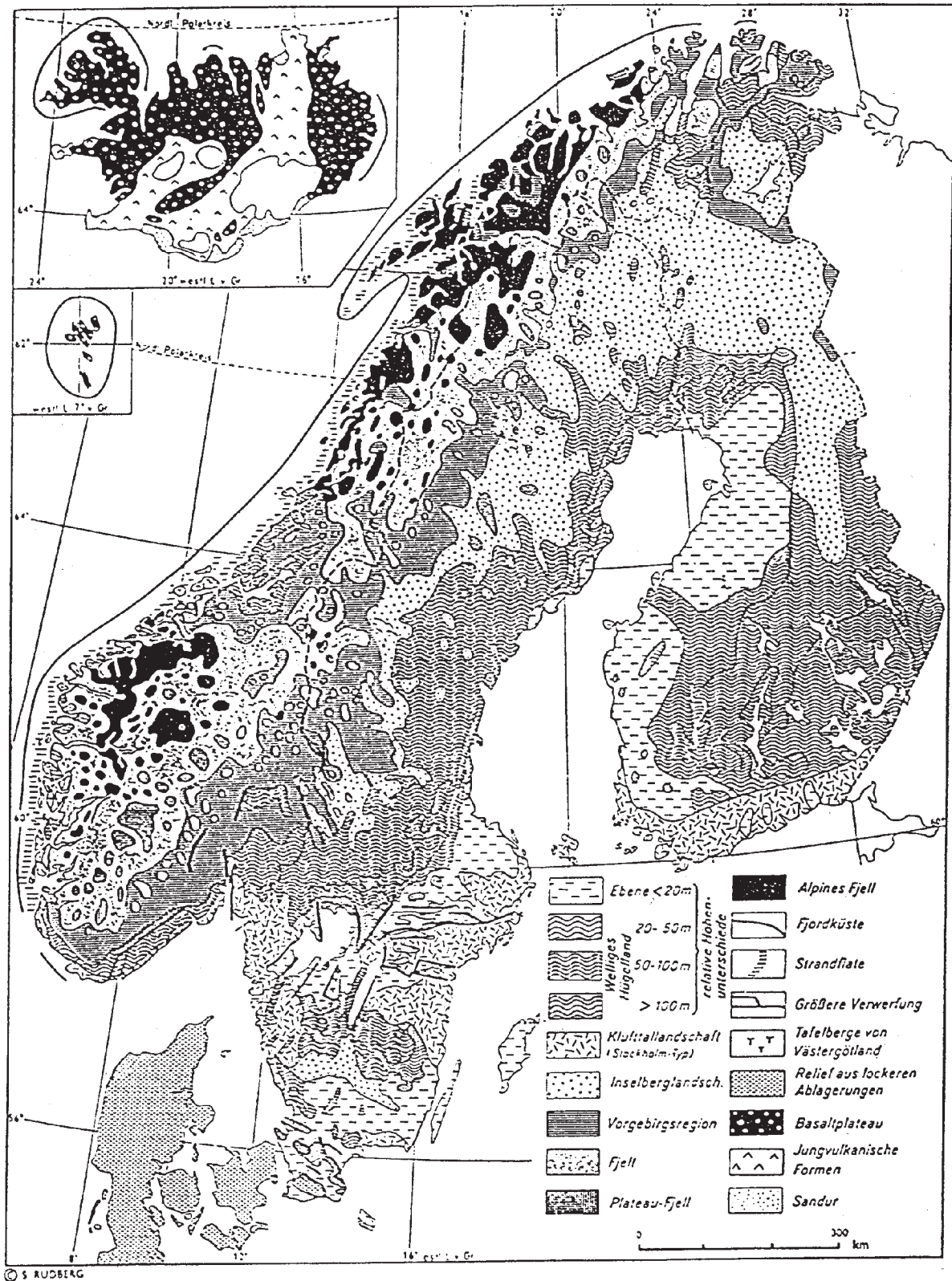


Abbildung 18 Morphologische Typenlandschaften Slandinaviens. Rudberg, S. (1960): A Geography of Norden.

VI. Bergbau in Schweden

von Frank Ueberfuhr

1. Zum heutigen schwedischen Bergbau

Zum rezenten Bergbau in Schweden ist festzuhalten, daß von den 1890 über 400 betriebenen Gruben 1993 noch 18 existierten. Der schwedische Bergbau wird in die vier Regionen: Bergslagen, Kaledoniden, Norrbotten und Skellefte - Bezirk eingeteilt (WASTENSON, 1994a) - vgl. Abb. 20.

Der Bereich Bergslagen (Zentral - Schweden) stellte das wichtigste Bergbaugesamt Schwedens bis zum Ende des 19. Jh. dar. Heute arbeiten lediglich noch die beiden Gruben Garpenberg und Zinkgruvan. Dabei werden in erster Linie Zink-, Blei-, Kupfer- und Silbererze abgebaut. Die schwedische Traditionsgrube in Falun wurde am 8.12.1992 ausgefahren. Mit 150 Mio. Tonnen wurde die größte Menge Eisenerz in Grängesbergfältet von 1500 bis 1989 abgebaut. Die größte Mn-Grube war von 1481 bis 1992 in Dannemora in Betrieb. Dabei zeichnete das abgebaute Erz hohe Mn- (1-10%) und Fe-Gehalte (30-50%) aus.

Von großer Bedeutung sind die Erzvorkommen im Skellefte - Bezirk. Dieser ist ca. 100 km lang und 15 km breit. Die Lagerstätten liegen dabei meist zwischen Porphyren und bilden Linsen. Diese können bis zu 500 m streichen und eine Mächtigkeit von bis zu 50 m erreichen. Die Erzvorkommen sind dabei durchschnittlich bei 300 m geteuft (Kraume 1964). Die abbauwürdigen Erzlinen bestehen in der Regel aus Pyrit, aber auch aus Zinkblende und Kupferkies. Als Begleiter tritt dabei immer Galenit auf. In der Grube Boliden wird zudem Arsenkies als Begleiter abgebaut. Bolidens gruvfält stellte mit 15,5 gr/t das größte Goldvorkommen Europas dar. So wurden von 1925 bis 1967 8,3 Mio. t Erz abgebaut, davon 128 t Gold und 0,57 t Arsen gewonnen. In der Grube Kristineberg wurden seit Grubenöffnung 1940 16,3 Mio. t Erz, davon überwiegend Zinkblende und Kupfererz, abgebaut.

Im Eisendistrikt Norrbotten arbeiten z.Z. fünf Gruben. Dabei stellt die Grube in Kiruna die größte schwedische Eisenerzgrube und eine der höchsten Fe-Konzentrationen in der Welt dar. 1991 wurden hier über 40 Mio. t Eisenerz abgebaut, dies sind 83,5% der schwedischen Gesamtproduktion. Der Erzgang ist 4 km lang und besitzt einen Eisengehalt von 55-67% mit einem Phosphorgehalt von sagenhaften 0,02-2%. Seit 1898 wurden in Kiruna bisher 968 Mio. t gefördert. Bis zu 800 Mio. t stehen noch zur Verfügung. Die größte gegenwärtige Bedeutung kommt aber der Aitikgruvan zu. Sie ist Europas größte Kupfermine und Schwedens größte Goldmine. Das Erz hat einen Reinanteil von 0,5% Cu und 0,5 gr/t Au. 1991 wurden 13,9 Mio. t Erz gefördert mit einem Anteil von 47 t Cu, 34 t Ag und 1,645 kg Au.

Neben diesen drei Großräumen des schwedischen Bergbaus existieren noch zahlreiche andere über ganz Schweden verteilte Gruben, in denen u.a. Nickel, Titan, Vanadium und Uran (in 30 Minen) abgebaut werden. Weiterhin erfolgt natürlich auch ein Abbau zahlreicher Gesteine und Minerale zur industriellen Verarbeitung, wie z. B. Baryt, Bauxit, Dolomit, Feldspat, Sandstein, Quarz, Schiefer, Olivin und Talk (WASTENSON, 1994a).

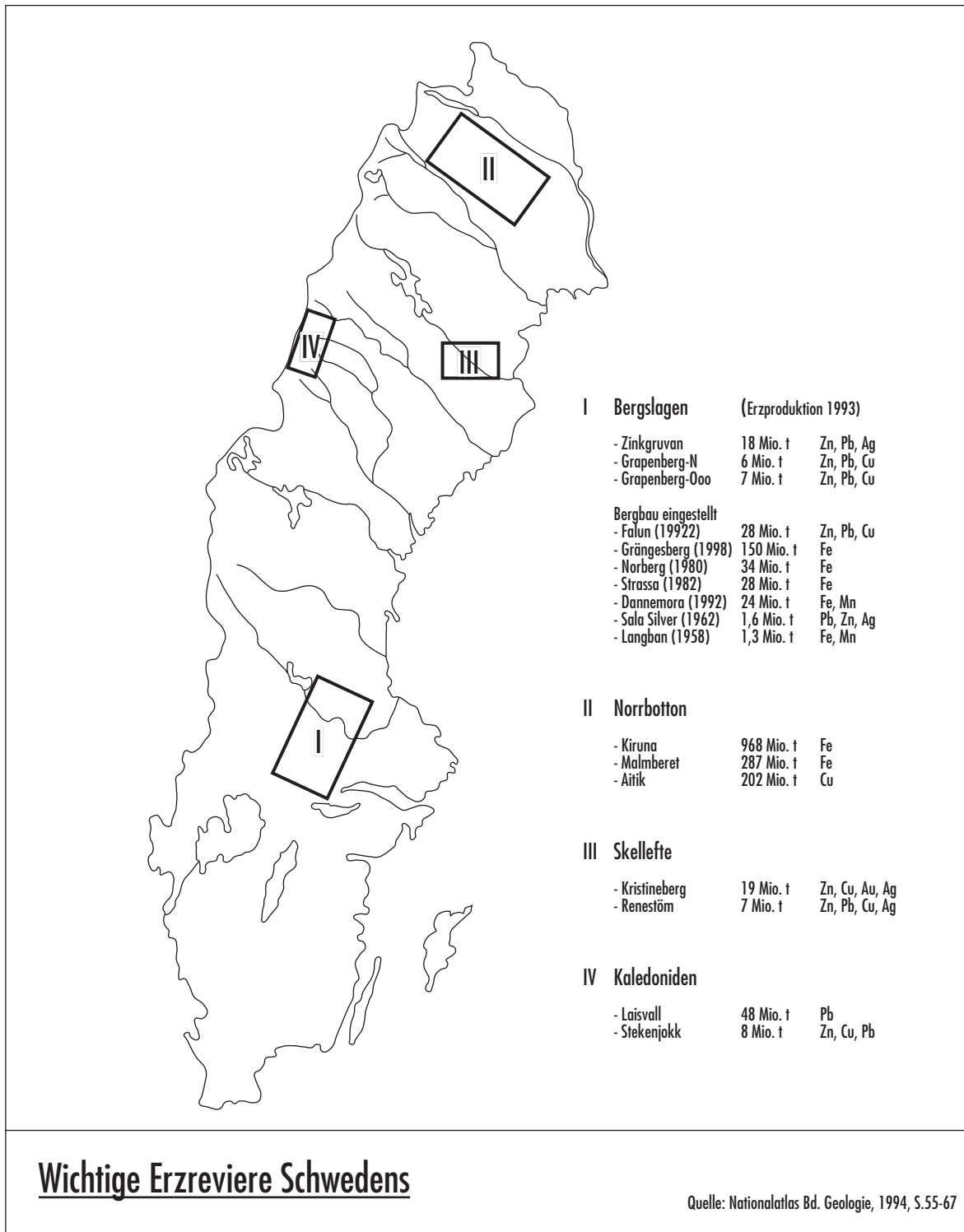


Abbildung 20

2. Zur historischen Erzwirtschaft Mittelschwedens

Das Mittelschwedische Bergbaugesamt erstreckt sich zwischen dem Gebiet des Vänernsees und der Stadt Gävle in den Provinzen Värmland, Närke, Västmanland, Dalarna, Uppland und Gästrikland. Diese Region wird als Bergslagen bezeichnet (Credner 1926). Begonnen hat alles im 13. Jh. durch deutsche Bergleute, die vorerst das Erz über Tage abbauten. Aufgrund des geringen Phosphatgehaltes des Erzes konnte es auch schon durch primitive Methoden verhüttet werden und lieferte seit jeher ein qualitativ hochwertiges Eisen. Dagegen konnten die phosphorhaltigeren Erze Norrbottens erst im letzten Jh. mit Erfindung des basischen Thomas - Verfahrens abgebaut und verhüttet werden. Die Qualität des schwedischen Eisens war über Jahrhunderte das Beste seiner Art auf der Welt und die schwedische Eisenproduktion war mit 38% im 18.Jh. an erster Stelle in der Welt. Durch die massiven industriellen Entwicklungen im Hüttenwesen und den immer größer werdenden Bedarf an Eisen konnte Schweden seine Vormachtstellung nicht über das 18.Jh. hinaus halten. Einer der wichtigsten Gründe dafür war das erdgeschichtlich bedingte Fehlen von fossilen Brennstoffen. In den Anfängen des Bergbaus wurden große Holzbestände gerodet, um unter Tage das Gestein durch Feuer stark zu erhitzen. War es heiß genug, wurde das Gestein mit Wasser schockartig abgekühlt und es bildeten sich Risse, mittels derer der Bergmann das Gestein abbauen konnte. Anschließend erfolgte die Weiterverarbeitung in Schmelzöfen, die mit Holzkohle und in Pochwerken, die mit Wasserkraft betrieben wurden (Credner 1926). Im 16.Jh. unter Gustav Wasa expandierten die Pochwerke und der Erzabbau. Es wurden neue fündige Gruben erschlossen. Dieser Expansionsdrang führte aber alsbald zu einem Holzmangel und im 18. Jh. und 19. Jh. zu einem Verfall des schwedischen Berg- und Hüttenwesens. Erst der Anschluß an die Eisenbahn vermittelte der Region wieder Aufschwung, was zu einer Ballung von Mensch und Arbeit vor allem an durch Lage und Wasserkraft begünstigten Flecken führte. Es kam überwiegend zu einer Ansiedlung von großen Eisenkonzernen am Klarälvs und Dalälvs. Den Auf- und Niedergang verdeutlichen u.a. Filipstads Bergslag. 1611 angelegt, 1694 abgebrannt, wurde sie 1835 als Stadt neugegründet, um das eisenerzreiche Leptitgebiet zu nutzen. Ebenso erging es Kristinehamn - 1572 gegründet, 1582 Stadtrecht als Stadt Bro erhalten, anschließender Verfall bis sie 1642 neugegründet wurde (Braun 1926).

VII. Historische Siedlungsentwicklung in Schweden

von Matthias Ley

Mit dem Abschmelzen des Inlandeises, dem Freiwerden der südlichen Landesteile und vor allem der Einwanderung des Rentiers begann auch die menschliche Besiedlung des skandinavischen Subkontinents ab ca. 11500 b.p.. In der Älteren Steinzeit (ab 9000 v. Chr.) lebten die Menschen von der Nutzung der natürlichen Ressourcen als Jäger, Fischer und Sammler in periodischen und episodischen Siedlungen an begünstigten Plätzen. Gejagt wurden vor allem Rentiere, später auch Bisons, Auerochsen und Elche.

In der Jüngeren Steinzeit (ab 4000 v. Chr.) gab es nur vereinzelte und einfache Siedlungen, in denen ab ca. 3000 v. Chr. auch Ackerbau und Viehzucht betrieben wurde. Dies war vor allem im Süden der Fall, während im Norden die Jäger- und Sammlerkultur fortbestand. Ackerbau und Viehzucht führten zu einer beginnenden Öffnung der Waldlandschaft.

In der Bronzezeit (1500-500 v. Chr.) wurde die Besiedlung weiter nach Norden ausgedehnt, vor allem entlang der Küste, wo die Menschen vom Fischfang lebten. Im Süden kam es zu permanenter Besiedlung, das kultivierte Land wurde weiter ausgedehnt und die Landschaftsöffnung schritt voran.

In der Eisenzeit (500 v. Chr. - 1050 n. Chr., davon 800-1050 Wikingerzeit) nahm die Besiedlung im Süden und entlang der Küste auch bis weit in den Norden zu. Kontinuierliche Siedlungen bildeten sich heraus, die ersten größeren Dörfer entstanden.

In der Jüngeren Eisenzeit und im Mittelalter wurden weitere Gebiete kolonisiert, es kommt zu einer starken Bevölkerungszunahme vor allem in den Ebenen. Der Hauptteil der heutigen offenen Kulturlandschaft entstand in dieser Zeit. Der Handel erlebte einen starken Aufschwung und erste Straßennetze wurden angelegt.

Ab ca. 1000 n. Chr. begann die Christianisierung, es bildeten sich erste staatsähnliche Gebiete heraus. Vor allem unter dem Einfluß der Hanse entstanden im Mittelalter die ersten Städte. Nur wenige wurden vor mehr als 1000 Jahren gegründet, vor 1100 entstanden nur Skara, Sigtuna und Lund. Die nördlichste mittelalterliche Stadt ist Gävle. Die Städte bildeten sich vor allem an der Küste und in den dichter besiedelten Ebenen. Außer Stockholm und Visby wurden sie aus Holz aufgebaut, so daß heute aufgrund zahlreicher Brände nur noch wenige Bauwerke aus dieser Zeit erhalten sind.

Aus einigen Siedlungsnamen läßt sich die Entstehungszeit der Dörfer ableiten. Aus der mittleren Eisenzeit stammen die Siedlungen mit Endungen auf -inge, -löv und -lösa, aus der späten Eisenzeit die auf -hem, -by und -sta(d) und aus dem Mittelalter die auf -torp, -ryd, -hult und -åker enden.

Ab 1350 kam es unter anderem als Folge der Pest zu einer Wüstungsperiode, die aber zu geringen Veränderungen führte, da die Dörfer ab 1500 meist wieder in Besitz genommen wurden. In den nördlichen Landesteilen war diese Wüstungsphase weniger stark ausgeprägt.

Auf dem Land wurde ab 1650 Großgrundbesitz geschaffen. Damit verbunden war die Entstehung zahlreicher verstreut liegender Kätnerhöfe (heute meist „torps“), die das gepachtete Land bewirtschafteten. Die Dörfer selbst waren insgesamt relativ klein, außer in Schonen und anderen landwirtschaftlichen Gunstgebieten, wie z.B. der Västgötaebene.

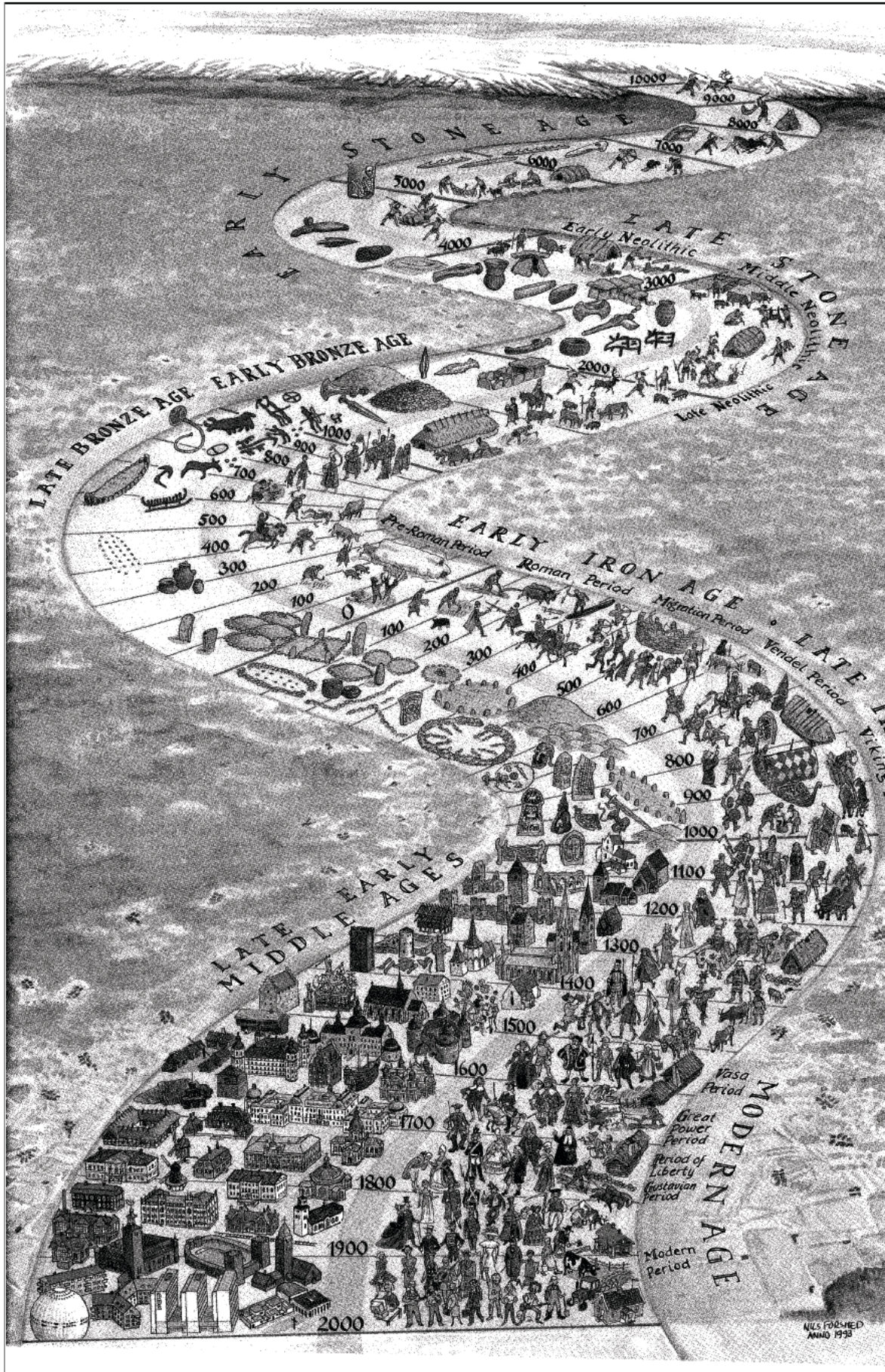


Abbildung 21 Überblick über die Kultur- und Siedlungsgeschichte Schwedens

1750 fand die erste Bevölkerungszählung statt, bei der 1,8 Millionen Einwohner gezählt wurden. Vor allem zwischen 1820 und 1860 nahm die Bevölkerung stark zu. Dies führte zu einer ländlichen Überbevölkerung. Aufgrund der angewandten Realteilung konnte die Ernährung oft nicht mehr gesichert werden. Zwischen 1850 und 1900 wanderten ca. 1 Mio. Schweden (ein Viertel der damaligen Bevölkerung) nach Amerika aus. Die Auswanderungsrate lag prozentual über dem europäischen Durchschnitt.

Ebenfalls in der Mitte des 19. Jahrhunderts wurden verschiedene Bodenreformen durchgeführt, in deren Ergebnis es in den meisten Landesteilen zur Auflösung der bis dahin bestehenden Dörfer kam, da die Höfe zu den Äckern verlegt wurden. Dabei entstanden die zahlreichen, heute so typischen einzeln liegenden Höfe. Das Ackerland wurde durch diese Reformen um 200-300% ausgedehnt. Nur in Dalarna setzte sich diese Reform nicht durch, weshalb dort noch heute die traditionellen Großdörfer erhalten sind.

Bereits seit Ende des 18. Jahrhunderts entstand eine Vielzahl neuer Industriestädte an den traditionellen Standorten der Grundlagenindustrie (z.B. Bergbau) und in anderen Gunsträumen. Im 19. Jahrhundert gründeten sich vor allem an den neu entstehenden Kanälen und Eisenbahnlinien neue Städte. Vor allem durch den Bau von Eisenbahnen wurde auch das Landesinnere erschlossen. Seit 1880 nahm die Landbevölkerung ab, verbunden mit einem raschen Anwachsen der Städte.

Auch im 20. Jahrhundert führte der Eisenbahnausbau zu zahlreichen Stadterweiterungen im mittelschwedischen Inland. Vor allem an den Knotenpunkten der Eisenbahn entwickelten sich aus den Stationshäusern und -siedlungen recht häufig kleinere Städte. Es entstanden eine große Anzahl von Einfamilienhäusern um kleine Verwaltungszentren. Von 1920 bis 1970 verdoppelte sich der Anteil der in urbanen Regionen lebenden Bevölkerung.

1992 lebten 8,6 Mio. Einwohner in Schweden, davon 35% in drei Städten (Stockholm, Göteborg und Malmö) bzw. 85% in Göta- und Svealand. Entsprechend der schwedischen Definition urbaner Siedlungen leben heute ca. 75% der Bevölkerung in Städten, der Staat versucht aber der weiteren Verstädterung und auch der weiteren Abnahme der Bevölkerung im Norden durch planerische Maßnahmen entgegenzuwirken.

1. Hinfahrt, Hochmoor Store Mosse

von Ines Schwerdtfeger

Nachdem wir von Helsingborg auf der E 4 bis Värnamo gelangt waren, bogen wir nach Westen ab, um den Exkursionspunkt zu erreichen (vgl. Abb. 1).

1.1 Einleitung

Store Mosse („Großes Moor“) ist Schwedens größtes Moorgebiet südlich Lapplands. Es breitet sich nördlich des Bolmen - Sees auf den Sanden des ehemaligen, spätglazialen Seebodens aus und besteht aus fünf Hochmooren, die durch Sumpfbiete, Seen und Moorinseln voneinander abgegrenzt sind.

1982 wurde der Nationalpark Store Mosse gegründet. Seine Gesamtfläche beträgt ca. 10.000 Hektar, davon sind 6.780 Hektar Moor- und Sumpfbiete. Die Moore sind zu einem großen Teil baumlos, der Waldflächenanteil beträgt nur 650 Hektar. In ihren Randgebieten wachsen Kiefern- und Auwälder. Store Mosse liegt 15 km NW von Värnamo (vgl. Abb. 1.1). Innerhalb dieser Moorregion liegt auch der als Vogelsee bekannte Kävsjön (1) - vgl. Abb. 1.1. Insgesamt gibt es sieben Vogelbeobachtungstürme und Aussichtspunkte. Derzeitig existieren 270 Hektar Wasserflächen (früher 1.320 ha) und 50 Hektar Weideflächen. Von den Gesteinsarten her betrachtet, liegt der Nationalpark Store Mosse in einer Übergangszone, die sich zwischen Skåne und Värmland erstreckt. Im Osten dominiert der Smålandgranit, während im Westen jüngere Gneise überwiegen. Beide Gesteinsarten kommen hier deformiert (schiefrig oder feinkörnig) vor, was vor allem im östlichen Teil des Nationalparks beobachtet werden kann. Die Landschaft besteht aus einer großen Ebene aus Urgestein mit nur niedrig aufsteigenden Restbergen; diese existierte bereits vor 570 Millionen Jahren. Im Nationalpark ist der Felsgrund meist nicht direkt sichtbar.

1.2 Entwicklung des Moorkomplexes

Die Entwicklung des großen Moorkomplexes hat vor etwa 11.500 Jahren begonnen, als die damals in diesem Gebiet liegende Eiskappe langsam abschmolz. Die Geschichte dieses Moores begann mit dem eiszeitlichen See Fornbolmen, der einst das gesamte Gebiet bedeckte. Vor etwa 8.000 Jahren trocknete der See aus, und der weite, ebene Sandgrund wurde freigelegt. Später, als das Klima wieder feuchter wurde, versumpften große Flächen. Bedingt durch den Sauerstoffmangel der Sümpfe können abgestorbene Pflanzenteile nicht zersetzt werden und lagern sich so halbverrottet in immer stärker anwachsenden Schichten ab und werden zu Torf. Allmählich überragen die Torfschichten den Wasserspiegel des Gebietes. Im niederschlagsreichen und kühlen Klima des südschwedischen Hochlandes kann sich die Torfbildung jedoch weiter fortsetzen. Im Hochmoor ist die Torfschicht dicker (3 bis 7 m) als auf den angrenzenden Böden. Dies hat zur Folge, daß die einzigen Nährstoffe, die hier überhaupt zugeführt werden können, die geringen Mengen aus dem Regenwasser sind. So können nur wenige Pflanzen auf diesem kargen Boden wachsen.

Im Gegensatz zum Hochmoor werden dem Niedermoor nicht nur durch Niederschläge Nährstoffe zugeführt, sondern vor allem durch das angrenzende Terrain. Ein Beispiel für ein solches Gebiet ist „Blådöpet“ (3) vgl. Abb. 1.1, ein breiter Sumpfstreifen, zugleich das größte Niedermoor im Nationalpark.

1.3 Vom Niedermoor zum Hochmoor

Das Niedermoor entwickelte sich dann zu kuppelförmigen Hochmooren, die in verschiedenen Zeitepochen unterschiedlich schnell wuchsen. Einige Jahre vor Christi Geburt bekam Store Mosse etwa sein heutiges Aussehen, in den letzten 1.500 Jahren bildeten sich nur die oberen zwei Meter der Torflage. Der Torf kann zudem als eine Art historisches Archiv bezeichnet werden, an dem man den Unterschied zwischen Hoch- und Niedermoortorf erkennen oder die Vegetationsgeschichte mit Hilfe der Pollenanalyse ablesen kann.

Im Bereich der Niedermoore findet man Traunsteiner Knabenkraut, Echter Sumpfwurz (beides Orchideen) und auch die Verschiedenblättrige Kratzdistel. An trockenen Stellen der Hochmoore wachsen Besenheide, Glockenheide und Zwergbirke. An den Randgebieten sind Krüppelkiefern vorherrschend.

In den Hochmooren existieren verschiedene Torfmoose, Moosbeeren, Rundblättriger Sonnentau, Scheidenwollgras und Weißes Knabenried. Weitere Pflanzen des Store Mosse-Nationalparks sind Fieberklee, Sumpflutauge, verschiedene Seggenarten.

1.4 Erdschichten

Der Torf liegt auf einem Untergrund aus Sand und Moränenmaterial. Die Schmelzwasserflüsse führten den Sand mit, als das Inlandeis vor ca. 12.000 Jahren abschmolz. Zu dieser Zeit war das Gebiet des heutigen Store Mosse-Nationalparks sowie des Bolmen ein einziger großer See, der sogenannte Urbolmen (schw.: Fornbolmen). Weil die Landhebung im Norden größer war als im Süden, neigte sich die Landschaft langsam, und der Fornbolmen trocknete von Norden her aus. Der Sand auf dem Grund des ausgetrockneten Sees verteilte sich vor ca. 10.000 Jahren durch die damals herrschenden Ost- und Nordwinde und bildete langgestreckte Dünen in Nord-Süd- bzw. Ost-West-Richtung. Diese Dünen werden Rocknarna genannt (siehe unten).

1.5 Vogelturm

Vom Vogelturm aus konnten wir auf das Gebiet Stora Gungflyet (2) vgl. Abb. 1.1 - („Großer Schwingrasen“) schauen. Dieses Gebiet entstand nach der Absenkung des Wasserspiegels des Kävsjön, indem der ehemalige Seegrund von Sumpfgewächsen, deren Wurzelgeflecht jetzt wie ein Filz auf dem Wasser treibt, besiedelt wurde. Seine Oberfläche hebt und senkt sich mit dem Wasserstand des Kävsjön. Teile des Schwingrasens werden gemäht und als Viehfutter verwendet; auch Büsche und Bäume breiten sich aus. Die hier brütenden Kraniche (7 bis 10 Paare) können vom Vogelturm aus beobachtet werden. Wo Moor ist, wächst auch Wollgras, welches man hier vom Turm aus gut sehen konnte. Anstelle einer Blüte trägt das Wollgras einen Wattebausch. Wollgras sowie Kopfried gehören zu den Ried- oder Sauergräsern, die oft dreikantige Stengel haben - niemals hohle Halme mit Knoten wie die echten Süßgräser. Die schmalen Blätter bilden Horste und Rasen, aus denen zur Blütezeit hohe Blütenstengel sprießen.

1.6 Rundwanderung

Teile von Store Mosse sind durch Torfabstechungen gekennzeichnet. Anfang des 20. Jahrhunderts wurde auf einem Sandhügel an der Eisenbahnlinie eine Torfmüllfabrik errichtet. Torfhütten schossen zu Hunderten aus dem Boden. Durch den 2. Weltkrieg sank die Nachfrage nach Torf. Als man 1934 begann, Torf nach Amerika zu exportieren, konnten wieder viele Arbeitsplätze geschaffen werden. Die Exporttätigkeit währte - mit Unterbrechung durch den 2. Weltkrieg - insgesamt 30 Jahre. 1943 brannte die Fabrik nach einem Blitzeinschlag nieder, wurde aber in kurzer Zeit wiedererrichtet. 1966 brach erneut ein Feuer aus, und diesmal wurde die Fabrik nicht mehr aufgebaut. Die Torfmüllfabrik Hörle

Torf in Ådalen, östlich des Nationalparks, verarbeitet noch heute in großem Umfang Torf. Der Torf wurde mit speziellen Spaten gestochen. Zum Trocknen wurde er beiderseits der Gräben gestapelt. Der feinere Torfmull wurde exportiert und der gröbere Torfmull vorwiegend an die Bauern verkauft, die ihn als Streu in ihren Viehställen verwendeten.

1.7 Besonderheiten des Store Mosse-Nationalparks

Eine Besonderheit, die wir sehen konnten, waren die Rocknarna. Dies sind trockene, aus Flugsand bestehende und mit Kiefern bewachsene Dünen. Sie bilden ein System von Hügeln und gewundenen Höhenrücken in der Moorlandschaft. Die Dünen entstanden vermutlich vor etwa 8.000 Jahren, als das Inlandeis abschmolz, der Fornbolmen trockenfiel und während des damals trockenen und kalten Klimas der Sand des Seegrundes zu Dünen zusammengeweht wurde. Als das Klima allmählich wieder feuchter wurde, entstanden Moore, wobei sich auf höherliegenden, trockenen Dünen Wald ansiedelte.

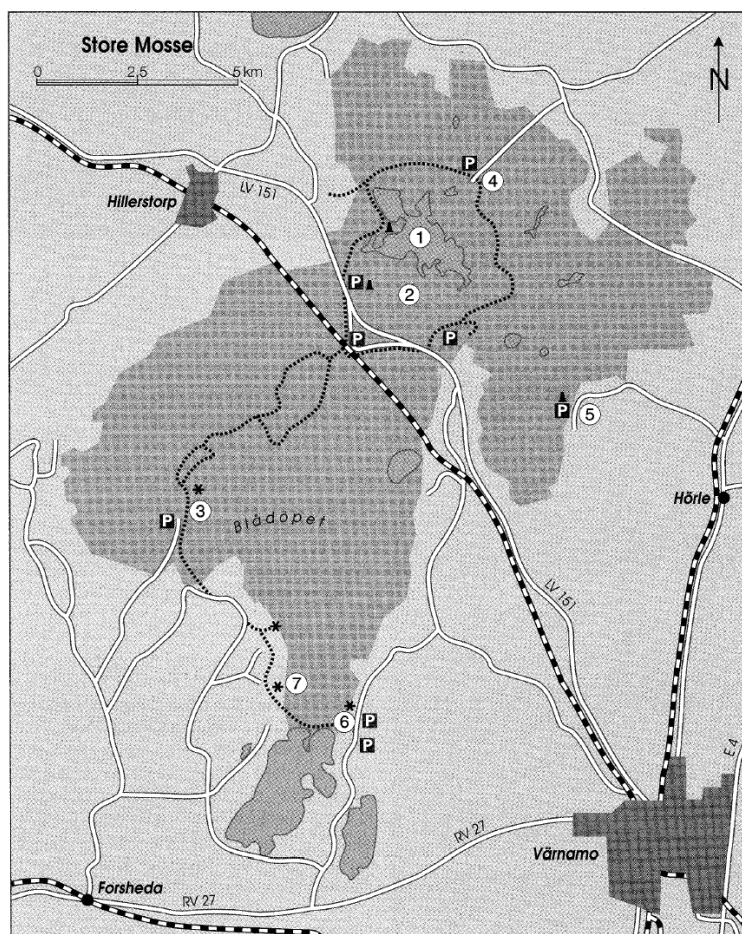


Abbildung 1.1 Der Nationalpark Store Mosse

2. Kinnekulle und Umgebung

von Ronny Poppshötz

2.1 Einleitung

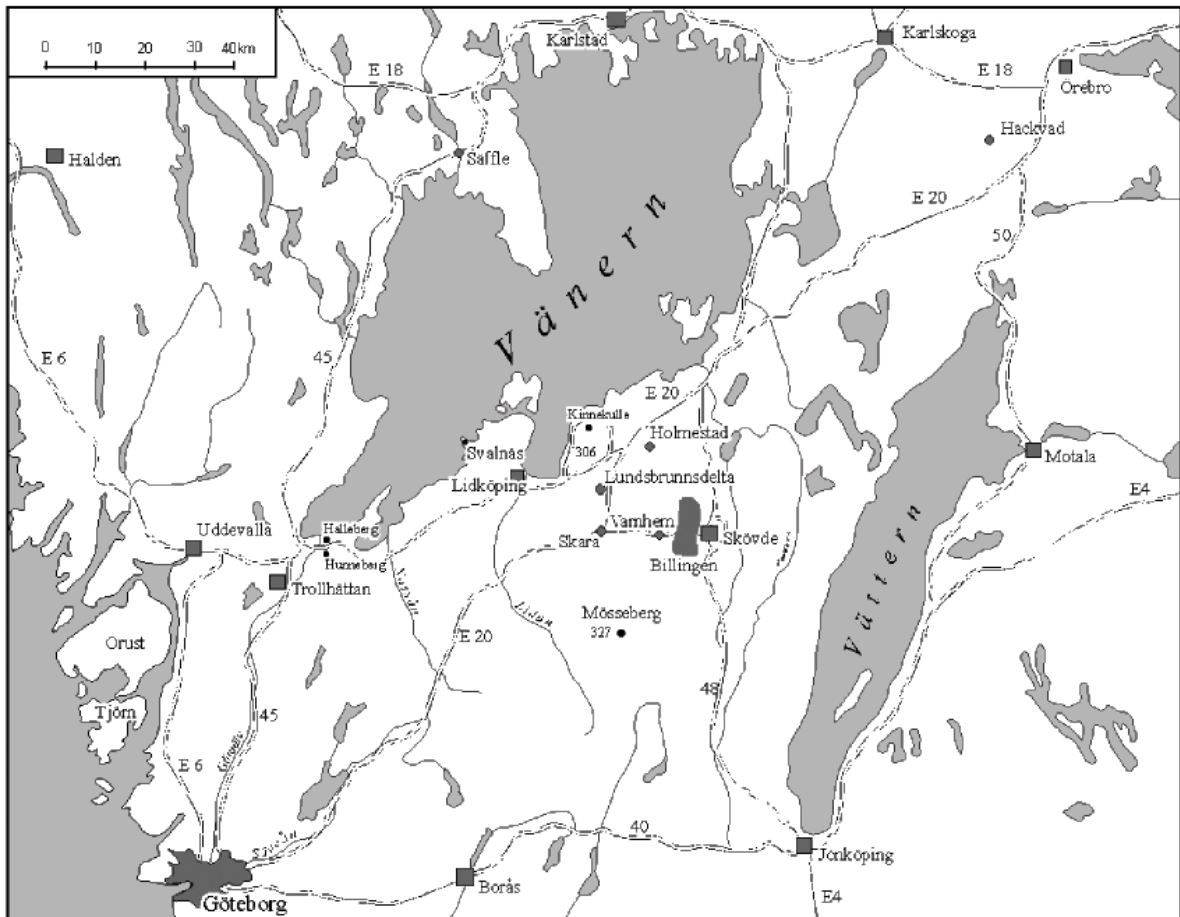


Abbildung 2.1 Das Exkursionsgebiet in Västergötland

Dieser Exkursionstag war der erste, der dem Kambrosilur Västergötlands gewidmet wurde. Doch bevor ich zum Exkursionsgebiet komme, möchte ich einige einleitende, mehr oder weniger allgemeingültige Sätze voranstellen. „Kambrosilur“ ist ein Kunstwort und dient der Zusammenfassung der Systeme Kambrium, Ordovizium und Silur. Dieser Zeitabschnitt begann vor etwa 570 Mio. Jahren und wurde vor rund 400 Mio. Jahren (siehe Abb. 2.4) abgeschlossen. Selbige Zeitspanne könnte man auch als „Zeitalter der marinen Wirbellosen“ bezeichnen, da die Fossilien aus dieser Zeit vor allem Cephalopoden (Kopffüßer), Archaeocyathen¹ (Fußnoten 1-19 am Ende des Abschnittes), Brachiopoden (Armfüßer), Trilobiten, Graptoliten, Nautiloideen, Korallen und Ostracoden (Muschelkrebse) sind.

Erst im Mittelsilur werden die ältesten Landpflanzen, die noch stark ans Wasser gebunden waren, gefunden. Spärliche Funde von Agnathen (Kieferlose) und Placodermen (Panzerfische) weisen im Silur auf erste Vertebraten (Wirbeltiere) hin.

Doch erst mit Beginn des Devons findet man Spuren von Chondrichthyes (Knorpelfische), Osteichthyes (Knochenfische) und im Oberdevon dann die ersten Landwirbeltiere in Form von Amphibien (Lurche).

Die ersten Landtiere waren wohl die Insekten, die man bereits aus dem Unterdevon kennt. Folglich spielte sich die Evolution des höheren Lebens², die mit dem Kambrium begann, für ca. 170 Mio. Jahre vorwiegend im Meer ab.

Zu Beginn des Kambriums lag der Baltische Schild isoliert von anderen Landmassen weit südlich des Äquators. Im Oberen Ordovizium bewegte er sich dann langsam nach Norden in Richtung Äquator und nahe an den östlichen Rand von Laurentia. Das Meer zwischen beiden Landmassen, der Iapetus-Ozean, wurde mehr und mehr verengt, bis er schließlich verschwand und die Kaledoniden im Obersilur/Unterdevon herausgehoben wurden. Laurentia und Baltica bildeten gemeinsam für lange Zeit den Old-Red-Kontinent.

Auf dem schwedischen Festland kann man ungefaltete Sedimente aus dem Kambrium, Ordovizium und dem Silur finden. Diese Gesteine wurden auf einer ziemlich ebenen Peneplain abgelagert. In Skåne und in der Ostsee findet man auch Ablagerungen jüngerer phanerozoischer Systeme.

Die Peneplain wurde durch Einebnung proterozoischer Gebirge geformt und wird meist aus hochmetamorphen bzw. magmatischen Gesteinen aufgebaut. Das Anstehende enthält z.T. Verwitterungsreste, wie z.B. Kaolinit. Das Tonmineral Kaolinit entsteht nur unter terrestrischen, tropischen Bedingungen. Daraus kann man folgern, daß die Einebnung der Peneplain bereits vor der im Kambrium erfolgenden Transgression erfolgte. Die Peneplain stellt von der Genese also keine Abrasionsplattform dar.

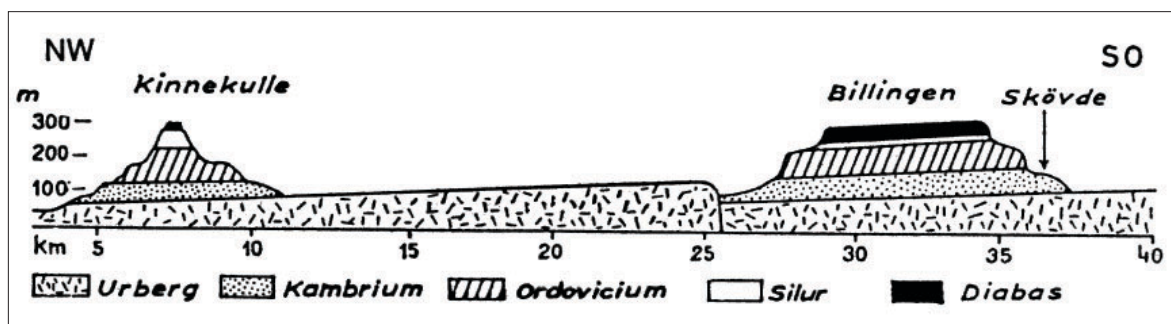


Abbildung 2.2 Profil der Tafelberge Kinnekulle und Billingen

Außerhalb der westlichen Gebirgskette, den Kaledoniden, liegt das Kambrosilur nur noch in Form von vereinzelt Inseln vor. Der größte Teil der Sedimente wurde erodiert. Nur in bevorzugten Gebieten konnten sich einige Zeugen dieser Zeit erhalten. Die Inseln Öland und Gotland sind Teile großer Schichtpakete der baltischen Synklise. Sie stellen eine Art untergetauchter Schichtstufenlandschaft dar, bei der die Trauf aus der Ostsee ragt.

Durch tektonische Bewegung, insbesondere durch Abschiebung bewahrten Jämtland, Närke, Östergötland und Skåne das Kambrosilur vor dem Abtrag. In Västergötland bot eine Decke aus Diabas Schutz, der diese Schichtenfolge in Form von Schichttafelbergen bewahrte (vgl. Abb. 2.2). Im Siljangebiet wurden die kambrosilurischen Ablagerungen durch einen Impakt als ringförmige Meteoritenkraterstruktur erhalten.

Durch die Verwendung von Fossilien war es möglich, eine relative Altersbestimmung durchzuführen. Mit diesen Daten konnte eine stratigraphische Korrelation der voneinander isolierten Gebiete gewonnen werden. Darauf aufbauend wurde die Entwicklungsgeschichte des Kambrosilurs in Schweden, bzw. Västergötland rekonstruiert (vgl. Abb. 2.4).

Im mittleren Unterkambrium kam es von Süden her zur Transgression. Diese Transgression erreichte die nördlichsten Gebiete erst im Mittelkambrium. In Västergötland kam es zur Ablagerung von Transgressionsedimenten, die auf der präkambrischen Peneplain abgelagert wurden. Es sind vorwiegend sandig-konglomeratische Strandablagerungen. Über eine dünne basale Schicht aus Konglomeraten folgt eine etwa 10 m mächtige, harte, dünnsschichtige Sandsteinfolge, der sogenannte Mickwitzia Sandstein. Darüber folgt etwa 24 m mächtig der lockere, feinkörnige Lingulid-Sandstein. Mickwitzia und Lingula

sind kleine Brachiopoden mit einer „hornigen“, Kalziumphosphat-Schale, die man zum Teil im Sandstein findet. Der Sandstein besitzt oft Rippelmarken und Trockenrisse sowie „Wurmgänge“ (=Scolithos-Sandstein). Dies kennzeichnet eine Flachwasserfazies. Zwischen dem Unter- und Mittelkambrium haben wir eine erste Schichtlücke bzw. Erosionsdiskordanz. Ähnliche Diskordanzen unterbrechen auch in den darauffolgenden Systemen immer wieder die Sedimentation. Über dem Unterkambrium folgen mittelkambrische und oberkambrische Sedimente. Es kam zur Ablagerung von dunklen Schiefertönen, hauptsächlich Alaunschiefer³. Diese dunklen Schiefertone sind fossile Sapropel⁴ und kennzeichnen euxinische Verhältnisse⁵. Das euxinische Milieu herrschte wahrscheinlich bereits in geringer Meerestiefe, wie Wellenrippeln und zahlreiche Diskordanzen es andeuten. Auch gibt es zahlreiche Einschaltungen von Linsen und Bänken aus Kalkstein (lokal Orsten genannt). Die Fauna wird von Trilobiten beherrscht, wie z.B. Peltura, die vor allem im Orsten gut erhalten sind. Am Kinnekulle endet das Kambrium mit einer Orsten-Bank, die oft konglomeratisch ausgebildet ist. Die Oberfläche weist oft Korrosionsrinnen oder Spalten auf, die von ordovizischen Ablagerungen gefüllt wurden. Die Grenze zum Ordovizium, eine Erosionsdiskordanz, ist meist scharf. Im Unteren Ordovizium bestimmt vor allem Kalkstein das Bild. In vereinzelt Gebieten Västergötlands findet man zunächst noch Alaunschiefer. Dieser beinhaltet Dictyonema, einen sehr ursprünglichen, stark verästelten Graptolithen. Am Kinnekulle und Billingen setzt die Sedimentation erst später mit Kalkstein ein. Die Fauna dieser Kalksteine wird vor allem durch Trilobiten (Ceratopyge, Megistaspis, Asaphus, Niobe, Illaenus) dominiert. Es gibt aber auch Orthoceren.

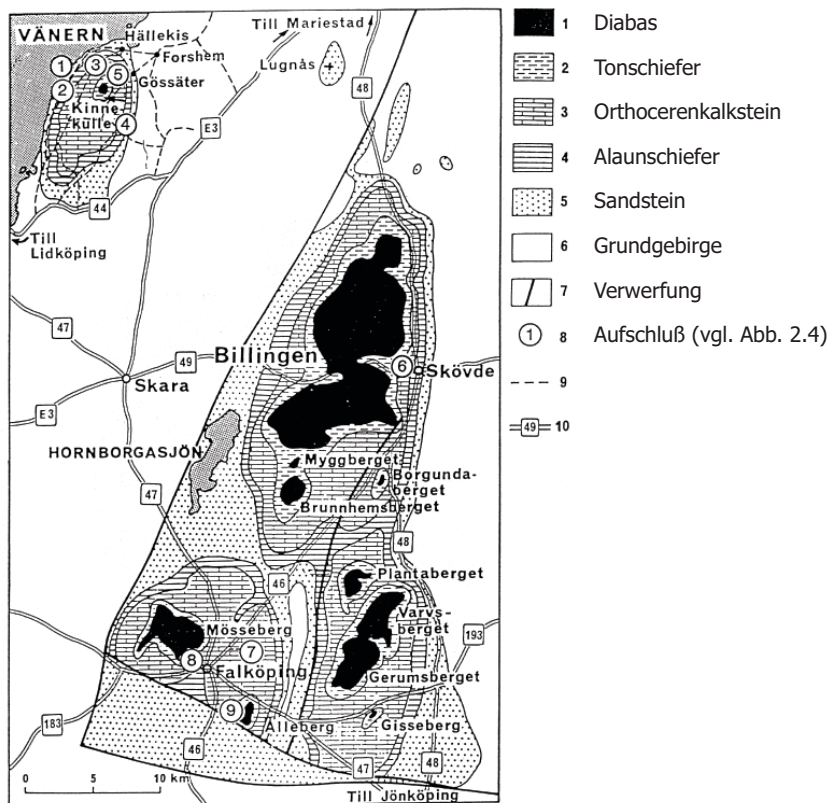


Abbildung 2.3 Die Tafelberge Västergötlands

Im Mittelordovizium setzte sich die Ablagerung von Kalkstein fort, die zum Teil durch Erosionsdiskordanzen und Einschaltungen von Siltstein⁶ unterbrochen wurde. Im oberen Bereich kam es zur Ablagerung von Bentonit⁷. Im Oberordovizium wurden Tone und Schluffe abgelagert, die zu Beginn noch mit Kalksteinlinsen unterbrochen wurden. Es treten synsedimentäre⁸ Strukturen wie Rippeln und Kreuzschichtung auf. Die Fauna setzte sich aus Brachiopoden, Trilobiten, Korallen und Muscheln zusammen. Das Untersilur bildet in Västergötland die jüngsten Teile des Kambrosilurs. Ton- und Schluffsteine, in denen man Abdrücke von Graptolithen findet, bilden den Abschluß. Diese wurden

durch eine Diabasdecke⁹ abgedeckt und vor Abtragung geschützt. Dieser Schutz bildete sich im Perm, als Basalt in verschiedene Stockwerke der silurischen Ablagerungen als Lakkolith intrudierte. Die unter dieser Diabasdecke liegenden Schichten wurden durch die Kontaktmetamorphose verschieden stark gefrittet und in Metamorphite umgewandelt. Der Kontakthof reicht teilweise bis 25 m nach unten.

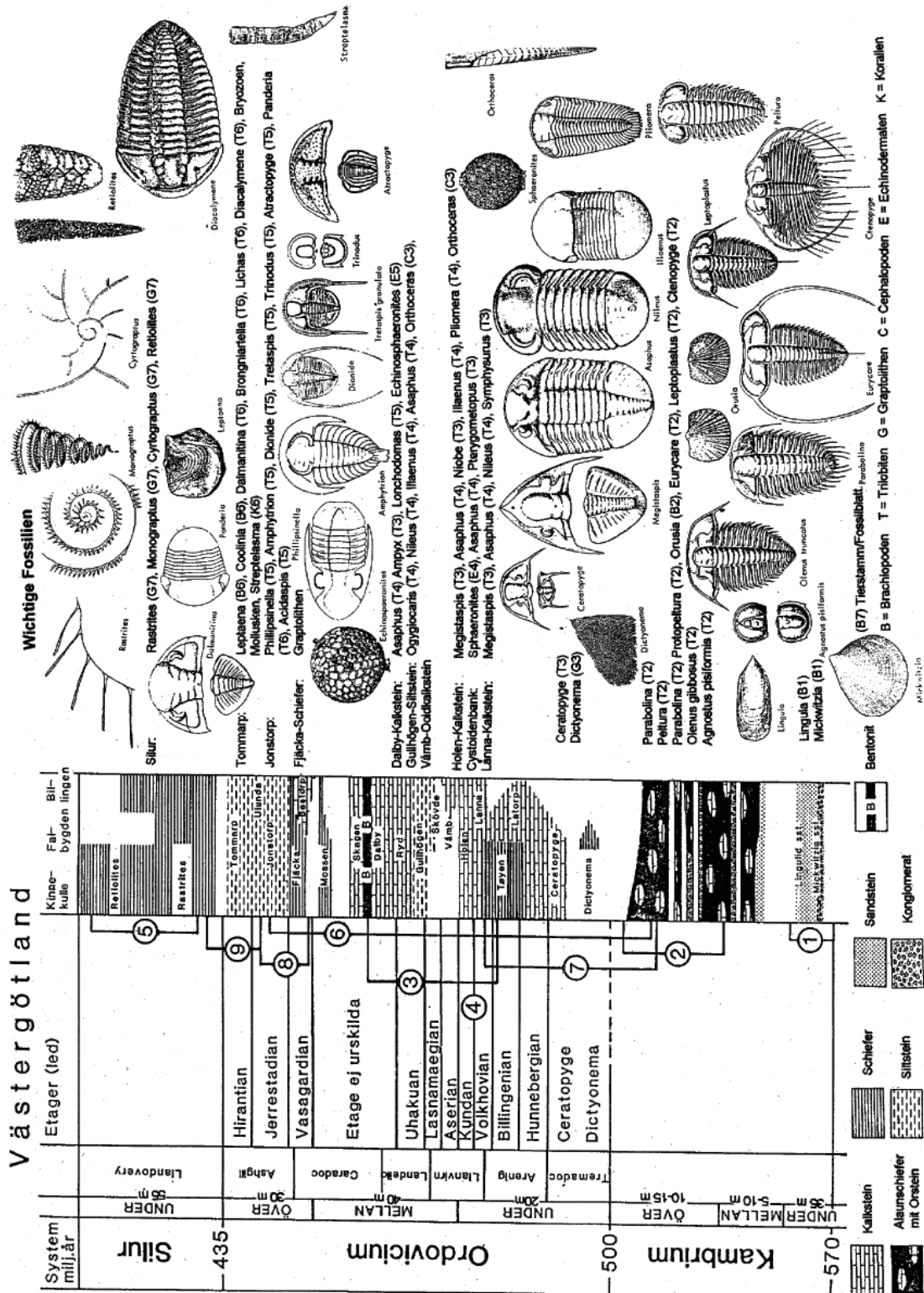


Abbildung 2.4 Das Kambrosilur Västergötlands und ausgewählte Fossilien

2.2 Halt: Källby Hallar (vgl. Abb. 2.3, Exkursionspunkt 10)

An einer sehr alten Handelsstraße in der Nähe von Lidköping, standen zwei etwa 5 m in die Luft emporreichende Runensteine. Die Geländeoberfläche ließ erkennen, daß Sie auf einem Gräberfeld stehen. Das Gräberfeld, welches aus drei Hügelgräbern und vier runden Steinsetzungen besteht, stammt aus der Eisenzeit (500 v.u.Z. - 1050 u.Z.). Die Runensteine wurden aus ordovizischem Kalkstein gearbeitet und enthielten Schriftzüge in Runenschrift: „Ulv und Ragnar, die beiden, errichteten diesen Stein nach Fare, ihren Vater ..., einen christlichen Mann. Er hatte starken Glauben an Gott.“¹⁰ bzw. „Syraker setzte diesen Stein nach Kaur, seinem Vater.“. Der zweite Stein wurde erst im 17.Jh. dorthin überführt und enthielt außerdem eine Zeichnung einer Figur. Sie stellt entweder den Gott Thor mit dem kraftspendenden Gürtel oder den gefesselten Teufel dar.

2.3 Halt: Bilder aus der Bronzezeit bei Flyhov (vgl. Abb. 2.3, Exkursionspunkt 11)

Auf einer ziemlich ebenen Sandsteinplatte¹¹ in der Nähe von Husaby sind verschiedenste Figuren und Bilder „eingemeißelt“. Es sind meist Schiffe, Fußsohlen und Wagenräder bzw. Sonnenräder dargestellt. Durch Vergleich dieser Abbildungen mit dem ersten Auftreten der abgebildeten Elemente konnte festgestellt werden, daß die Bilder durch die Arbeit mehrerer Generationen in der Bronzezeit zwischen 1500 und 500 v.u.Z. entstanden sind. Dieser Platz hatte wahrscheinlich kultische Bedeutung. In seiner Nähe befanden sich auch Weideplätze und Gräber. Die kultischen Handlungen dienten vielleicht dem Fruchtbarkeitskult, denn die Menschen dieser Zeit betrieben Jagd, Ackerbau und Viehzucht. Sie könnten aber auch dem Sonnenkult gedient haben, dann würden die Wagenräder Sonnen entsprechen. Die Schiffe, die mit Kiel und Steven, z.T. mit Besatzung oder Spanten dargestellt sind, könnten den Übergang ins Totenreich symbolisieren. Fußzeichnungen lassen Götter vermuten, denn diese durften nicht direkt abgebildet werden. Ein Vogelmann stellt vermutlich einen Zeremonienmann dar. Die Zeichnungen wurden aufgemeißelt und wahrscheinlich mit roter Farbe (Ockerfarbe) nachgezeichnet. Neben den Zeichnungen existieren auch noch Schalenrinnen. Sie wurden vielleicht für Opfergaben angelegt. Sie könnten aber auch durch das Mahlen von Nahrung gebildet worden sein. Neben diesen kulturhistorischen Elementen betrachteten wir auch Spuren des Inlandeises. So waren auf dem Sandstein deutlich Gletscherschrammen zu erkennen, die durch Eis, welches aus nördlicher Richtung kam, gekratzt wurden. An mehreren Stellen konnten wir sich in spitzem Winkel schneidende Gletscherschrammen beobachten. Eine weitere Struktur sind die sogenannten Sichelwannen. Dies sind halbkreisförmige, entgegen der Bewegungsrichtung des Eises geöffnete und wenige Zentimeter in den Sandstein eingetiefte Mikroformeln.

2.4 Halt: Råbäckshamn (vgl. Abb. 2.3, Exkursionspunkt 1)

Im Hafen von Råbäck befanden wir uns direkt am westlichen Fuß des Kinnekulle, unmittelbar am Vänern-See. Hier begann unsere Betrachtung des Kambrosilurs Västergötlands. Das breite Ufer des Vänern wird durch die präkambrische Peneplain gebildet. Nur an wenigen Stellen konnte die Vegetation Fuß fassen. Die Peneplain besteht dort aus Gneis, der während der svekofennidischen Tektogenese¹² gebildet wurde. An einzelnen Störungszonen bildeten sich Pegmatite mit riesigen Feldspatkristallen. Die Oberfläche ist ziemlich eben. Unebenheiten erheben sich nur wenige Dezimeter über das durchschnittliche Niveau. Der Gesteinskörper wird durch Klüfte und Spalten zergliedert, in denen sich zum Teil kambrische Transgressionssedimente erhalten haben. Bei der Herausbildung der Oberfläche der Peneplain spielten äolische Prozesse eine wichtige Rolle, worauf vereinzelt Windkanter aus Quarzit hindeuten, die im Transgressionsskonglomerat enthalten sind. Dieses lagerte sich im Unterkambrium auf der Peneplain ab und geht in eine etwa 10 m mächtige Mickwitzia-Sandsteinfolge über. Im angrenzenden ufernahen Wald, der übrigens einige Pflanzen vom Gefleckten Knabenkraut aufwies, befindet sich ein fossiles Kliff. Dieses

Kliff wurde zur Zeit der Litorinatransgression im Atlantikum¹³ herausgearbeitet. An einigen Stellen ist dort der lockere Lingulid-Sandstein aufgeschlossen und man konnte Strukturen wie Rippeln und „Wurmgänge“¹⁴ erkennen. Diese Strukturen lassen auf eine flachmarine Fazies schließen.

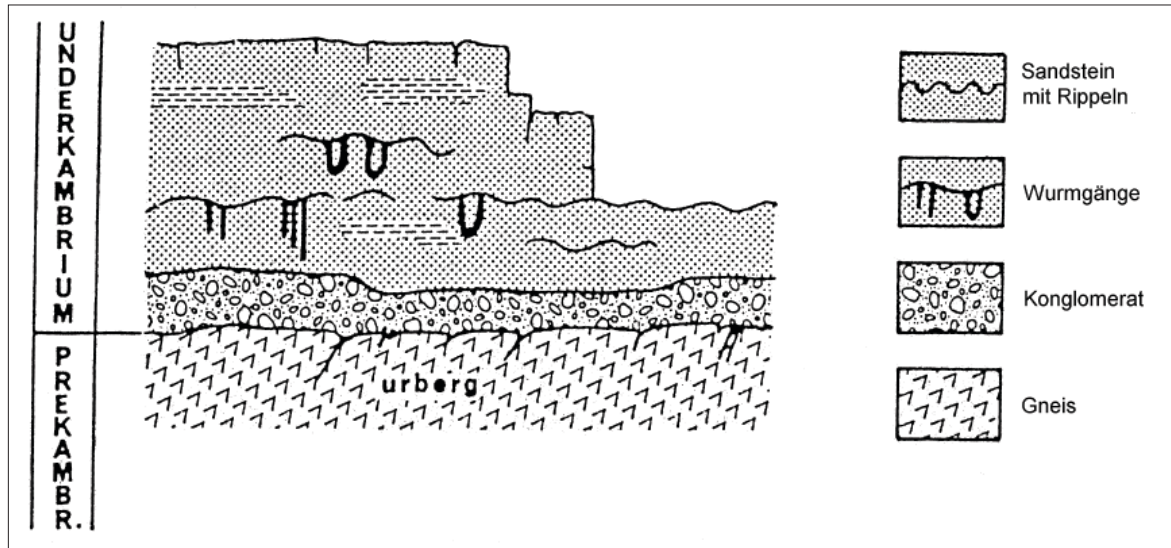


Abbildung 2.5 Profil bei Råbäckshamn

2.5 Halt: Råbäcks Alaunschiefergrube (siehe Abb. 2.3 Exkursionspunkt 2)

Dort befanden wir uns stratigraphisch bereits im Oberkambrium. Dieser ehemalige Steinbruch wurde ursprünglich zur Gewinnung von Alaunschiefer angelegt. Alaun, $\text{KA}_1(\text{SO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$, fand früher vielseitige Verwendung: in der Heilkunde als adstringierendes¹⁵ Mittel, als Basis für Papierleime, als Gerbstoff und Beizmittel u.v.a.. Alaunschiefer ist ein Schwarzschiefer oder auch Sapropelit, dessen Bildung also unter anaeroben Bedingungen stattfand. Aufgrund der Armut an Sauerstoff wurden die auf den Meeresgrund abgesunkenen organischen Reste nur unvollständig zersetzt, was zum einen die schwarze Farbe des Schiefers hervorruft, als auch dessen Gehalt an Bitumen erklärt. Der Alaunschiefer

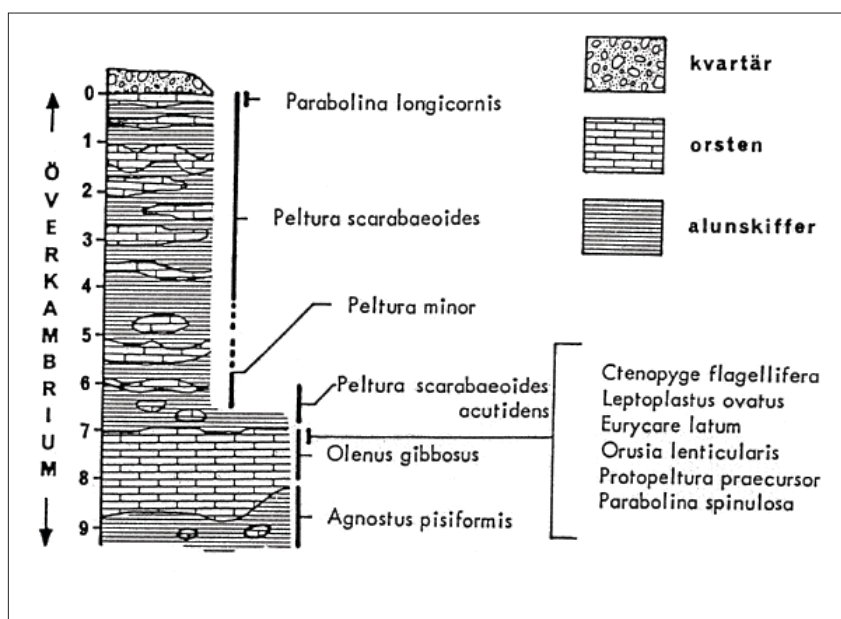


Abbildung 2.6 Profil durch Råbäcks Alaunschiefergrube

stellt also eine Art Erdölmuttergestein dar. Auch der Orsten wurde mit Bitumen angereichert, so daß dieser stenglige Calcit (Anthrakonit) beim Zerschlagen kräftig nach Maschinenöl riecht, weshalb man ihn auch als Stinkkalk bezeichnet. Durch die extremen Lebensbedingungen war die fossile Fauna dieser Schicht relativ artenarm, dafür aber individuenreich¹⁶. Im Steinbruch erschien uns das Gestein erst gar nicht dunkel, sondern eher ockerfarben, dies wurde durch Salzausblühungen hervorgerufen. Leider blieb uns an den Aufschlüssen nur wenig Zeit, um sie nach Fossilien abzusuchen. Dennoch fanden wir einen Brachiopoden, der in der Hanghalde lag.

2.6 Halt: Mönchswiesen (siehe Abb. 2.3 östlich von Exkursionspunkt 2)

Unser nächster Aufschluß führte uns in das Untere Ordovizium. In einem Wald versteckt, befand sich ein beachtliches fossiles Kliff, welches durch das Yoldia-Meer¹⁷ geformt wurde. Dieses Meer arbeitete sich in den roten Orthoceratiten-Kalk/Lanna-Kalk hinein. Verschiedene Niveaus von Brandungshohlkehlen deuten auf einen ehemals schwankenden Wasserspiegel hin. Diese Schwankungen wurden wahrscheinlich durch die isostatischen Bewegungen Skandinaviens verursacht. Auch konnte man Quellaustritte beobachten, die an wasserstauende Schichten wie z.B. Tonschichten gebunden waren.

2.7 Halt: Steinbruch Sylten bei Österplana Kirche (siehe Abb. 2.3 Exkursionspunkt 4)

Dieser Kalksteinbruch befindet sich ebenfalls im Unterordovizium. Erschließbar war der untere Rotstein, der noch zur Lanna-Gruppe gehört, und darüber der graue Täljsten und der obere Rotstein, die beide zur Hølen-Gruppe gehören. Hier wurde trotz der knappen Zeit endlich das Fossilsammlerherz beglückt. Wir fanden dort Unmengen an Ortho- und Endoceratiten. Auch die Cystoidbank¹⁸ des Täljsten konnte ausgemacht werden.

2.8 Halt: Osthang Högkullen (siehe Abb. 2.3 östlich von Exkursionspunkt 5)

Direkt am Straßenrand auf dem Weg zum Gipfel des Kinnekulle befindet sich ein Aufschluß in untersilurischen Schichten. Damit hatten wir die Serien Mittelordovizium, Oberordovizium und die ältesten Abschnitte des Untersilurs übersprungen. Die Kalksteine, Schluffsteine und Tonsteine dieser Serien betrachteten wir uns aber am nächsten Tag am Billingen (Halt Jättadalen). An dem Hang des Högkullen liegen Schiefertone, die in den jüngeren Abschnitten des Untersilurs abgelagert wurden. Dieser Schiefertone wird auch aufgrund seiner Fossilien Retiolitesschiefer genannt. Fossilien dieser Schicht sind vor allem Graptolithen der Gattung Retiolites und Cyrtograptus. Trotz der Suche nach Abdrücken von Graptolithen konnten wir hier keine finden. Ebenso gelang es uns nicht, die in der Literatur beschriebenen weißgelblichen Bentonitbänder (gul slamsten, vgl. Abb. 2.7) zu erspähen, die 9 und 12 m unterhalb der Diabasgrenze lagern sollen.

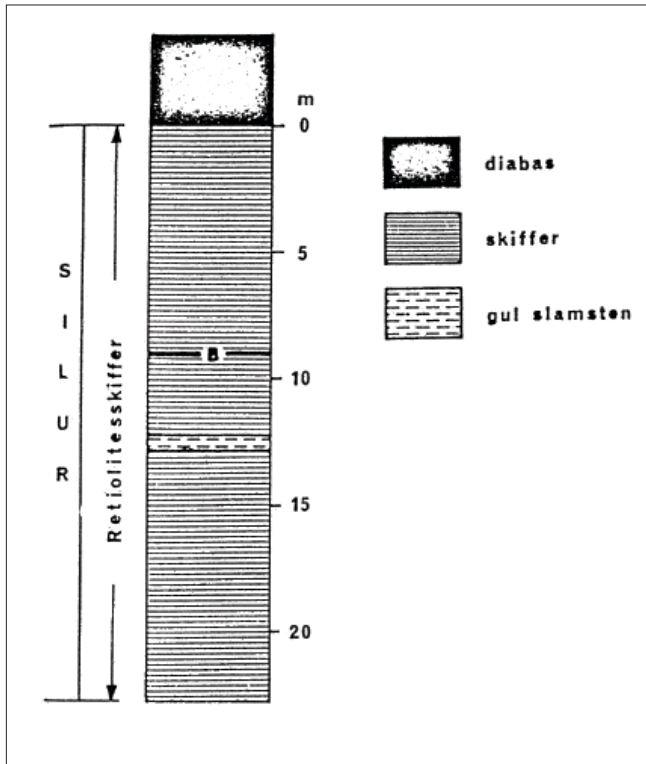


Abbildung 2.7 Profil am Osthang des Högkullen

2.9 Halt: Högkullen (siehe Abb. 2.3 Exkursionspunkt 5)

Zu Fuß ging es nun zum höchsten Punkt des Kinnekulles, der sich in 306 m Höhe befindet. Am Morgen befanden wir uns noch auf der Penneplain, die in etwa 44 m NN liegt. Damit haben wir uns mit diesem Tag ca. 250 m Kambrosilur erschlossen. Oben angelangt, standen wir direkt auf dem Diabas. Dieser intrudierte im Perm als Sill in verschiedene Niveaus des silurischen Schichtpaketes. Am Kinnekulle ist der Diabas der hangende Abschluß über den Retiolitesschiefern. Er bildete eine ziemlich ebene Oberfläche. Abschließend gingen wir auf den hölzernen Aussichtsturm, der dort auf dem höchsten Punkt steht. Er gewährte uns noch einmal einen abschließenden Blick auf den Kinnekulle und seine Umgebung sowie auf den riesigen Vänern.

Fußnoten

- ¹ *entspricht wahrscheinlich Basalskeletten von Poriferen (Schwämme)*
- ² *hier wird höheres Leben mit Metazoa (entspricht Mehrzelligkeit) verbunden*
- ³ *Alaunschiefer sind durch Bitumen dunkelgrau gefärbte, schiefrige Fe₂S-haltige Pelite (<0,063mm), bei deren Verwitterung Alaun (Doppelsalz aus Kaliumsulfat und Aluminiumsulfat) ausblüht.*
- ⁴ *Faulschlamm*
- ⁵ *sauerstoffarmes Milieu*
- ⁶ *Schluffgestein, Einzelminerale 0,063-0,002mm*
- ⁷ *Montmorillonitton aus verwitterten vulkanischen glasreichen Aschen und Gesteinen*
- ⁸ *mit der Sedimentation entstanden*
- ⁹ *Diabase sind alte Basalte mit Pyroxen und Plagioklas. Durch sekundäre Mineralumwandlung (Alterung) wurden aus dunklen Mineralen grüne (Chlorit und Serpentin). Man spricht von Vergrünung der Basalte. Man spricht auch von Paläobasalt.*
- ¹⁰ *Die Christianisierung in diesem Gebiet erfolgte im 10./11. Jahrhundert*
- ¹¹ *wahrscheinlich Mickwitzia-Sandstein aus dem Unterem Kambrium*
- ¹² *Unter/Mittel Proterozoikum vor etwa 1,9 Mrd. Jahre*
- ¹³ *5500-2500 v.u.Z.*
- ¹⁴ *Es wird diskutiert, ob diese Gänge von Phoroniden (Hufeisenwürmer), die zu den Tentaculaten und nicht zu den Anneliden (Ringelwürmer) gehören, angelegt wurden.*
- ¹⁵ *blutstillend*
- ¹⁶ *Thienemannsche Regel*
- ¹⁷ *8000-7000 v.u.Z.*
- ¹⁸ *Cystoiden sind ausgestorbene Echinodermata (Stachelhäuter) von runder Gestalt. Die bis zu 2000 unregelmäßig angeordneten Kalkplatten fossilisieren jeweils in Form von kalzitischen Einkristallen, so daß man einen drusenartigen Körper von wenigen Zentimetern Durchmesser erhält.*
- ¹⁹ *horizontaler Lagergang*

3. Billingen und Umgebung

von Grit Schönbach

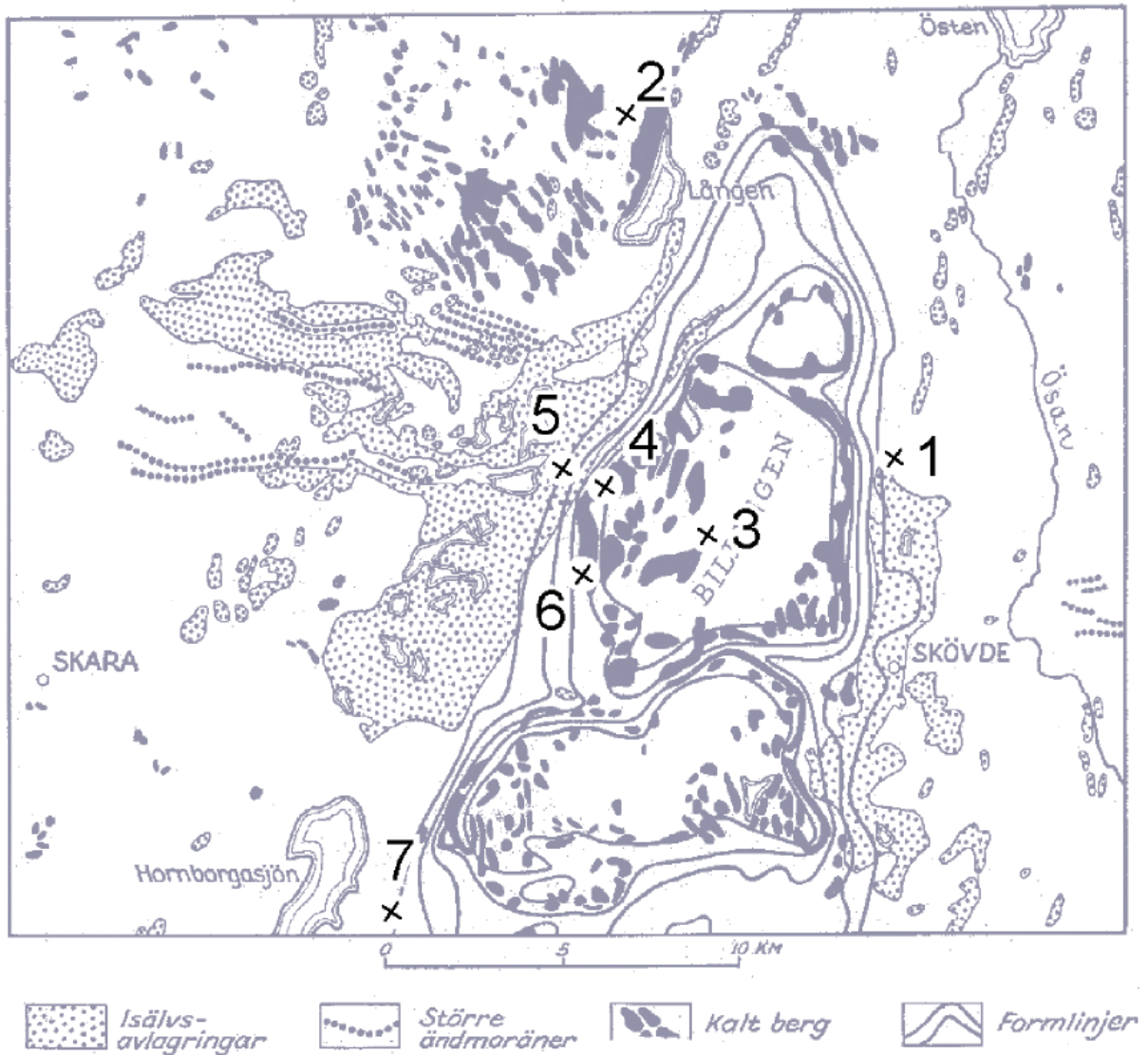


Abbildung 3.1 Exkursionsroute am 3. Tag

3.1 Gaparörs- Naturreservat am Osthang des Billingen (vgl. Abb. 3.1)

Das Reservat wurde zur Erhaltung einer historischen Kulturlandschaft angelegt. Ein Rundwanderweg führt durch das Reservat, an dem Informationstafeln auf Zeugen ehemaliger Besiedlung oder besondere Naturserscheinungen hinweisen (vgl. Abb. 3.2).

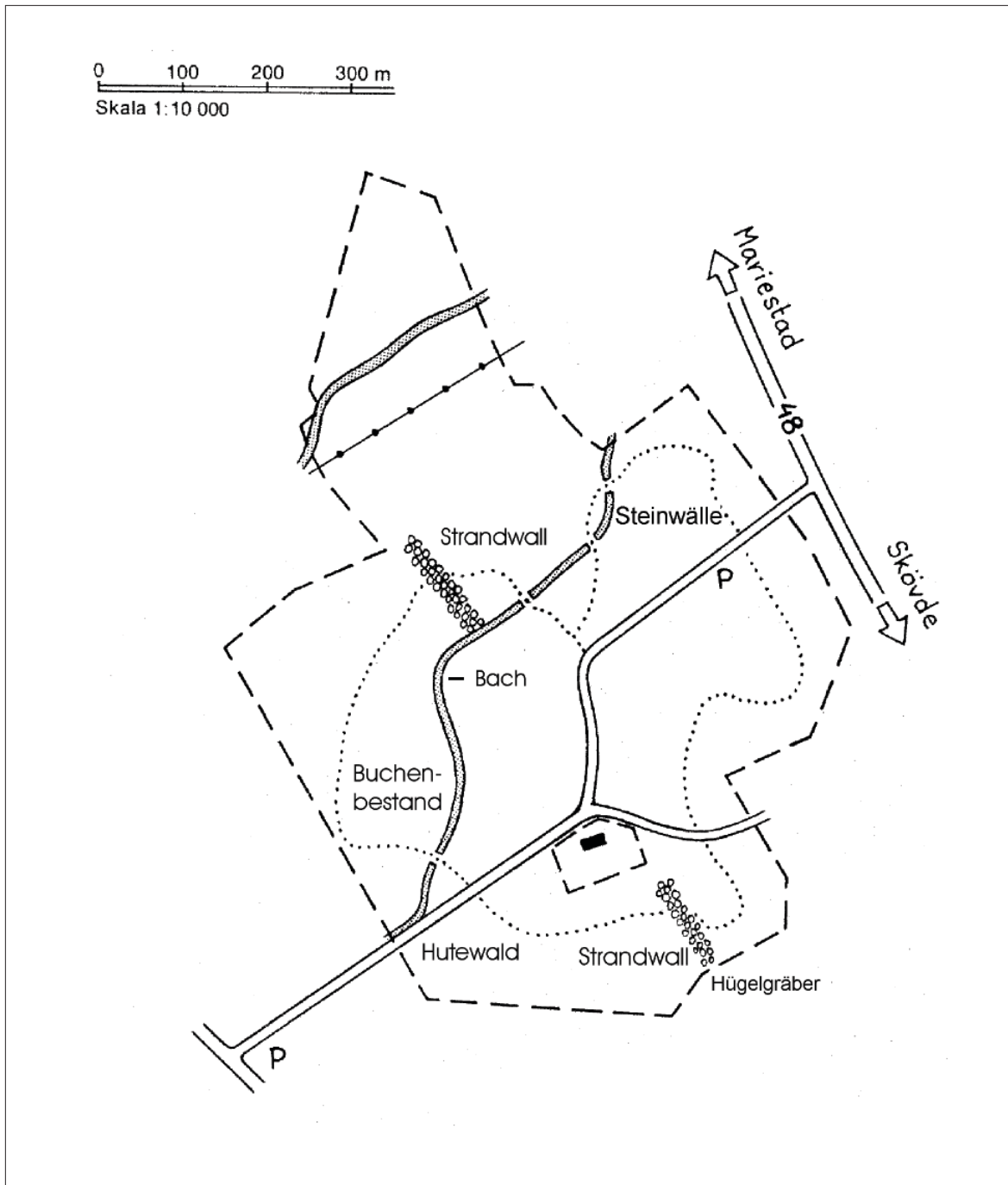


Abbildung 3.2 Garparörs Naturreservat

Steinwälle

Die ca. einen Meter hoch aufgebauten Steinwälle dienten im Mittelalter als Weidezäune und sollten das im Wald weidende Vieh von den umliegenden Feldern fernhalten. Die alten Weiden werden heute noch durch Rinder offengehalten, da sonst die natürliche Vegetation des Waldes diese Räume wieder einnehmen würde.

Kleiner Bach

Zum Zeitpunkt der Exkursion gab es eine nur geringe Wasserführung, aber eine Informationstafel weist den Bach als ehemaligen Mühlbach aus. Da die Mühle immer auf eine ausreichende Wassermenge

angewiesen war, konnte nicht zu jeder Zeit gemahlen werden. Da sich das Mehl aber nicht lange hielt, buck man nur zwei bis drei Mal im Jahr Sauerteigbrot und sogenanntes hartes Brot, was möglicherweise die Erfindung des Knäckebrots war. Erst durch den Bau kleiner Staudämme oberhalb der Mühle konnte die Betriebszeit verlängert werden.

Strandwall

Ein Strandwall aus Geröllschottern bei 125 m NN liegt isohypsenparallel am Hang, was einen Fluß als Voraussetzung der Schotterablagerungen ausschließt. Im Osten des Berges Billingen liegt der höchste Strandwall des Baltischen Eisstausees allerdings bei 151 m NN, während im Westen die höchste Küstenlinie des Weltmeeres mit ca. 130 m NN angegeben wird. Es handelt sich also um einen Höhenunterschied von mehr als 20 Metern. Vermutlich trennte der Billingen den Baltischen Eisstausee im Osten und das Weltmeer im Westen (vgl. Abb. 3.3). Als vor ca. 10.200 Jahren die Nordspitze des Billingen eisfrei wurde, bekam der Baltische Eisstausee Verbindung zum Weltmeer, und es entstand das Yoldiameer. Dieser Strandwall mußte demnach schon yoldiazeitlich nach einem plötzlichen Ausgleich des Höhenunterschiedes sein.

Hutewald

Der Weg führt über eine Wiese mit Bäumen, deren merkwürdiger Wuchs gleich auffällt. Gabelungen im unteren Kronenbereich und krüppelige vereinzelt Äste bestimmen das Aussehen. Der Grund dafür liegt darin, daß Äste und Zweige junger Bäume als Winterfutter für das Vieh dienten und auf diese Weise die natürliche Wuchsform der Bäume verändert wurde. (Gegenwärtiger Baumbeschnitt dient der Erhaltung dieser Erscheinungen.)

Steinhügelgräber

Ihr Alter wird auf 3500 bis 2500 Jahre geschätzt (Bronzezeit). Sie hatten für eine Person einen Durchmesser von 15 Metern mit einer zentralen Senke, die zur Konstruktion gehörte.

Die Gräber befinden sich 125 Meter über dem Meeresspiegelniveau im Bereich des yoldiazeitlichen Strandwalles, der das Material für das Steinhügelgrab bereitstellte.

3.2 Klyftamon (Forst) (vgl. Abb. 3.1, Punkt 2)

Wir befinden uns im Nordteil eines Kahlfelsengebietes aus Gneis nordwestlich des Billingen, das eine besondere Bedeutung im Zusammenhang mit dem vermutlich katastrophalen Abfluß des Baltischen Eisstausees hat (vgl. Abb. 3.3). Die typische Moränenbedeckung fehlt hier oberhalb von 125 m NN völlig. Eine Längsausrichtung von Ost-/Südost nach Nord-/Nordwest ist die vorherrschende Streichrichtung der Kahlfelsen.

Die unterschiedlichen Meeresspiegelhöhen zwischen Baltischem Eisstausee und Weltmeer führten zu dem Schluß, daß eine enorme Menge Wasser abgeflossen sein muß und das in einer Zeitrelation von ein paar Tagen bis zu einem halben Jahr. Auf diese Annahme hin suchte man nach Formen, die das belegen. Vor einer solchen Form befinden wir uns: einem schätzungsweise dreißig Meter langen, nach Nordwesten abbiegenden Gneisfelsen, dessen Oberfläche rundgeschliffen ist und dessen Form an einen Rundhöcker erinnert. Daß diese Form auf die beschriebene Art und Weise entstanden ist, ist schwer vorstellbar. Unvorbereitet würden wir sicher Glazialerosion vermuten. Zweifel an der einen oder anderen Erklärung regen die Exkursionsgruppe zu eigenen Vorstellungen und Vermutungen an. Als weiteres Indiz werden in der Literatur grobe Schotter angeführt, die sich im nordwestlichen Leebereich der Kahlfelsen bei ca. 100 m NN zum Teil unter Moor- und Moränenbedeckung befinden. Sie lassen auf die ehemalige Abflußrichtung des Baltischen Eisstausees schließen.

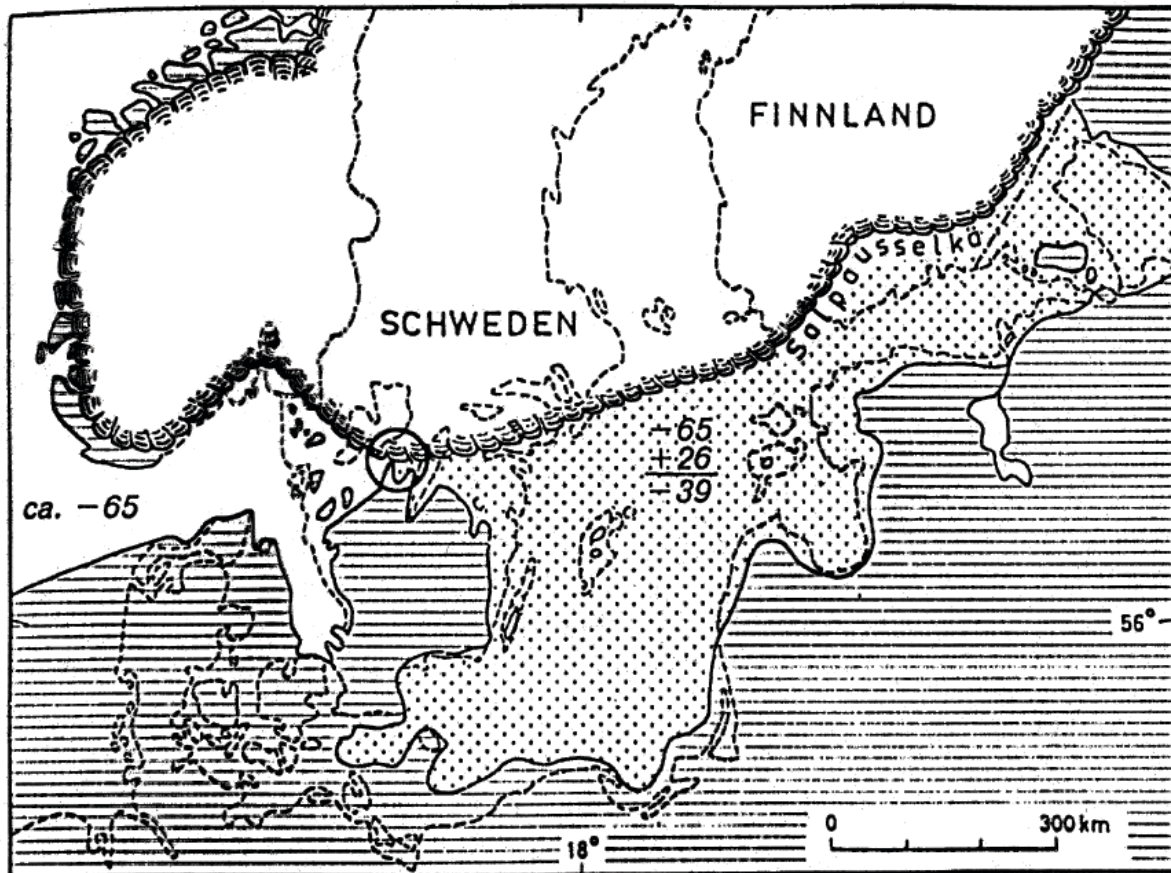


Abbildung 3.3 Baltischer Eisstausee um 10.300 b.p. (im Kreis der Berg Billingen)

3.3 Blängsmossen (Hochmoor) (vgl. Abb. 3.1; Punkt 3)

In einer Höhe von 280 bis 300 Metern befinden wir uns im größten Hochmoor des Billingen. Es gibt auf diesem Tafelberg mehrere Moore aufgrund der relativen Dichte des Diabases und seiner fast ebenen Lage. Niederschlag fließt somit kaum ab, es entstand ein Versumpfungsmoor, aus dem das Hochmoor aufwuchs. In dem fast 500 Hektar großen Moor wurde Torf abgebaut; seit 1948 ist es aber als Naturrenaturservat unter Schutz gestellt worden.

Bei unseren pH- Wertmessungen (Anmerkung: Das Gerät war nicht geeicht, die Werte können aber trotzdem der Veranschaulichung dienen.) lasen wir für den sumpfigen Übergangsbereich am Rande des Hochmoores (Lagg) einen pH- Wert von 5,1 ab und in einem kleinen Wassergraben direkt am Hochmoor einen pH- Wert von 4,3.

Es waren im Moor auch Abschnitte zu sehen, in denen Wald und Farn vegetationsbestimmend sind, was durch Mineralbodeninseln bzw. Moränenabschnitte möglich wird. Eine uhrglasförmige Aufwölbung des Moores war deutlich zu erkennen.

3.4 Öglunda- Jättadalen (vgl. Abb. 3.1; Punkt 4)

Öglunda- Kirche (ca. 160 m NN)

Von diesem Standort (vgl. Abb. 3.4 B) aus machen wir uns während einer Wanderung im kurzen und steilen Jättadal hangaufwärts die Gesteinsabfolge klar. Wir befinden uns an dieser Stelle im oberkambrischen Alaunschiefer am Fuße des Tafelberges Billingen.

Opferquelle (ca. 190 m NN)

Dabei handelt es sich eindeutig um eine Schichtquelle zwischen hangendem Kalkstein und dem hier wenig bituminösen Alaunschiefer. Der Quellaustritt aus dem Kalkstein wird durch Kluftsysteme geleitet; möglicherweise ist an dieser Stelle eine leichte Senke vorhanden, die den Quellaustritt ermöglicht.

ca. 210 m NN

Bei ca. 210 Metern ist am Weg ein nächster Gesteinswechsel auszumachen: fester, bankiger Tonschiefer setzt ein. Der Grund für diese feste, bankige Form des Tonschiefers liegt darin, daß er ca. 25 Meter unter dem Diabas gefrittet ist, d.h. die Mineralien thermisch verbacken sind.

ca. 235 m NN

Bis zu einer maximalen Höhe von ca. 275 m NN liegt der Diabas auf. Durch die Abkühlung des Diabases entstanden Klüfte, die den späteren Abbruch von Gestein in Blockform begünstigten, was in dem steil abfallenden Tal deutlich zu sehen ist.

An dieser Stelle gibt es zum Zeitpunkt der Exkursion keine Wasserführung, da kein Grundwasserspeicher vorhanden ist, es nur ein kleines Einzugsgebiet (Fjäramossen) gibt und das Wasser bei längerer Trockenzeit im Moor gespeichert wird.

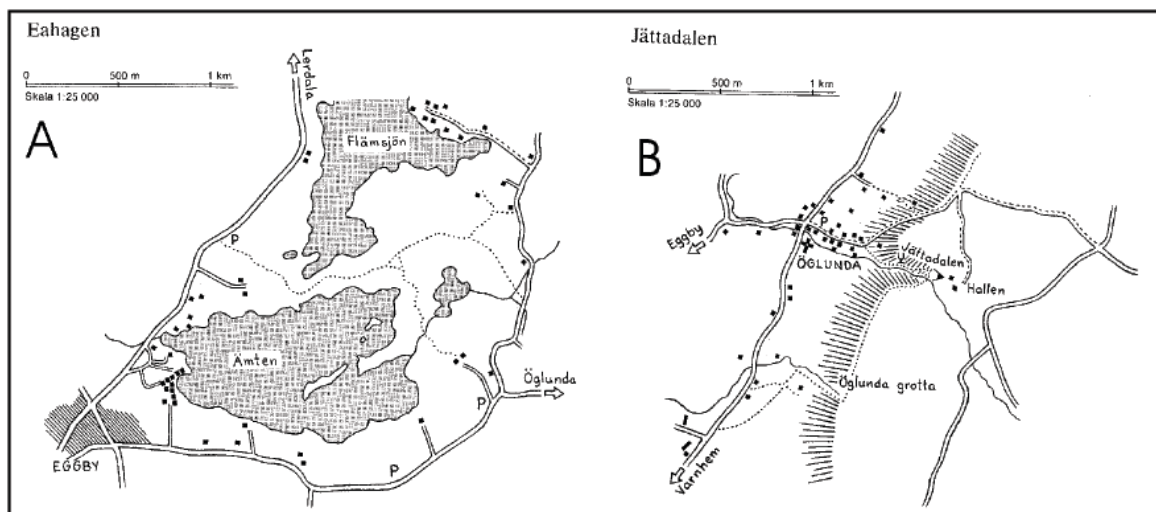


Abbildung 3.4 Übersicht über Eahagen (A) und Jättadalen (B)

3.5 Eahagen - Öglunda ängar (vgl. Abb. 3.1; Punkt 5)

Dieses Gebiet (vgl. Abb. 3.4 A) - schon frühzeitig besiedelt - ist Teil der großen Kameslandschaft (Valle härad) im westlichen Vorland des Billingen, die sich beim Abbau des Inlandeises bildete.

Wir machen uns auf den Weg: Ein Oserzug, der sich als Halbinsel in den See erstreckt, ist das Ziel, „geheimnisvolle Bäume“ die Motivation. Die geheimnisvollen Bäume sind kaum belaubte und fast völlig mit Spinnmilben überzogene Bäume. Die Häufung dieser Erscheinung ist erstaunlich. Die - mehr oder weniger - beruhigende Information eines Biologen ist aber die, daß die Bäume im nächsten Jahr wieder lebensfähig und völlig in Ordnung sind.

Hauptsächlich durch Gestrüpp kriechend gehen wir zum Ämtensee, dessen Seespiegel bei 129 m NN liegt. Er ist einer von 365 Seen der Kameslandschaft, in der es regelrechte Osernetze gibt. Es ist ein Gebiet, in dem es zahlreiche große Toteisblöcke gab. Auch die Senke des Ämtensees entstand durch einen Toteisblock. Der Oser, eine Schmelzwasserablagerung des Eises aus Schottern und Sanden, dessen Relief wallartig ist und einem Bahndamm ähnelt, entstand vermutlich durch einen subglazialen Tunnel, in dem das Schmelzwasser beim Austritt aus dem Gletschereis an Fließgeschwindigkeit verlor und die Ablagerung des mitgeführten Materials bei weiterem Rückzug des Eises den Oser bildete.

3.6 Varnhem - Klosterkirche (vgl. Abb. 3.1; Punkt 6)

Das romanische Kloster ist ein Tochterkloster von Alvastra am Ostufer des Vätternsees. Es wurde 1150 von Zisterziensermönchen aus Alvastra gegründet und war an der Besiedlung der Umgebung mitbeteiligt und trug zu deren Kultivierung bei. Seine größte Blütezeit erlebte das Kloster im 14. Jahrhundert. Zur Reformationszeit wurde es unter der Herrschaft Gustav Wasas in den 1530er Jahren aufgelöst. Das Klostergebäude wurde 1566 von den Dänen niedergebrannt; nur die Kirche entging der Zerstörung. Magnus Gabriel de la Gardie restaurierte die Kirche zwischen 1654 und 1674 und bestimmte sie für sich und seine Frau als Grabkirche.

3.7 Hornborga - Sjön (vgl. Abb. 3.1; Punkt 7)

Der Hornborga - See ist einer der bedeutendsten Vogelnist- und -rastplätze Europas. Dieses Gebiet war seit jeher eine lebendige Kulturlandschaft. Zur Gewinnung von Ackerland gab es zu Beginn unseres Jahrhunderts mehrere Projekte, Teile des Sees trockenzulegen. Dadurch wurde der Lebensraum zahlreicher Vogelarten zeitweise zerstört. Inzwischen ist der Seespiegel wieder angehoben worden und das Territorium Naturschutzgebiet.

Eine Informationszentrale bietet abwechslungsreiche Informationen über den See und seine gefiederten Bewohner und Gäste. Auch der Aussichtsturm und einige Fernrohre bieten dem Naturfreund einen Über- und Einblick in die Tier- und Vogelwelt des Sees mit seinen Uferwiesen und Inseln.

3.8 Ekornavallen (vgl. Abb. 3.1; südlich von Punkt 7)

Ekornavallen am Südwesthang des Billingen ist eines der bemerkenswertesten Altertümergebiete Schwedens. Hier befinden sich auf einer zwei Hektar großen Weidefläche Gräber aus der Steinzeit, Bronzezeit und Eisenzeit, die von viel-tausendjähriger Siedlungskontinuität zeugen. Die ersten Menschen wurden auf dem Ekornavallen etwa 3000 Jahre vor Christus begraben, das dann mindestens 4000 Jahre als Gräberfeld benutzt wurde. Die Art der Gräber und der Bestattung (Familien, Einzelpersonen, arme/reiche Leute, Opfergaben...) änderten sich:

| | |
|------------|--|
| Steinzeit | Ganggräber als Familiengräber, in denen bis zu hundert Menschen bestattet wurden |
| Bronzezeit | Steinhügelgrab mit 20 Metern Durchmesser in hoher und freier Lage, das mit großer Sicherheit für einen lokalen Stammesführer errichtet wurde |
| Eisenzeit | aufrechtstehender Stein oder Steinkreise (sog. Richterkreise), die wahrscheinlich ebenfalls für Stammesführer aufgestellt wurden |

4. Halle-Hunneberg, Lundsbrunndelta

von Adrian Schischmanow

4.1 Ravinentabildung im Lundsbrunndelta (vgl. Abb. 2.1)

Gegen neun Uhr morgens führen wir von unserer Jugendherberge in Skara ca. 15 km in Richtung Lundsbrunn zum Tal des Mariedalsan. Die Talentwicklung steht hier im Zusammenhang mit der Eisoszillation und den wechselnden Sedimentationsbedingungen vor der Mittelschwedischen Eisrandlage. Das Liegende bilden marine Tone. Darüber wurden in der jüngeren Tundrenzeit mit dem letzten größeren Vorstoß des Inlandeises 20 m mächtige deltaisiche Sande und Schluffe abgelagert. Der Mariedalsan hat sich auf einer Länge von fünf km 25 m tief und sehr steil in die Sedimente des ebenen Lundsbrunneltas bis in die marinen Tone eingeschnitten. Solche Talformen werden als Ravinen bezeichnet. Sie kommen in Schweden relativ häufig vor. Auf unserer Wanderung durch das Tal sollten zunächst die Ursachen für die Ausbildung der steilen Talhänge geklärt werden. Einen wichtigen Hinweis liefert die Sedimentsprache. Jede Kornfraktion bildet einen speziellen natürlichen Hangneigungswinkel, der bei abnehmender Korngröße größer wird. Wir überzeugten uns mittels Fingerprobe von dem feinsandig-schluffigen Material. Die Ausbildung der steilen Talhänge könnte demnach bereits durch das Sediment erklärt werden. Außerdem fielen an mehreren Stellen Quellwasseraustritte auf. An diesen wasserdurchsetzten Flächen bilden sich Schmierbahnen aus, an denen es immer wieder zu Rutschungen in den Deltasedimenten kommt. Große Rutschungen werden durch die unterlagernden marinen Tone ermöglicht. Hier spielt die Salinität eine wichtige Rolle. Nach der isostatischen Landhebung über den Meeresspiegel wurde der Salzgehalt durch Süßwasserinfiltration allmählich verringert. Dies setzte die Stabilität der Tone herab und begünstigte Rutschungen. Eine große historische Rutschung versetzte eine Fläche von vier km² 20 m hangabwärts. Jüngere Rutschungen sind am Alter der aufgewachsenen Bäume erkennbar. Während die Hänge an den Abrißkanten versteilen, bilden sich hangabwärts terrassenähnliche Verebnungsflächen. Wir überquerten eine solche Fläche, die 30 m lang und um 10 m vertikal versetzt war. Insgesamt sind folgende Faktoren an den Hangversteilungen beteiligt: das sandig-schluffige Sediment, die entsalzten marinen Tone, Grundwassererosion an Schichtquellaustritten und Hangrutschungen. Charakteristisch sind weiterhin Nebentäler mit großem Gefälle, in denen Niederschlagswasser oberflächlich ins Haupttal abgeführt wird. Sie waren während unseres Aufenthaltes in trockenem Zustand. Die Tone waren an einer Stelle ca. zwei m über der Wasseroberfläche aufgeschlossen. Nach einer Probenentnahme für Laboruntersuchungen setzten wir die Wanderung talabwärts fort. Im Wasser und an den Hängen lagen viele Findlinge. Vermutlich sind sie von den nahen Feldern als Erosionsschutz gegen Hochwasser abgekippt worden. Wir kehrten zu unseren Bussen zurück und führen in westlicher Richtung zum 50 km entfernten Halleberg.

4.2 Am Halle- und Hunneberg

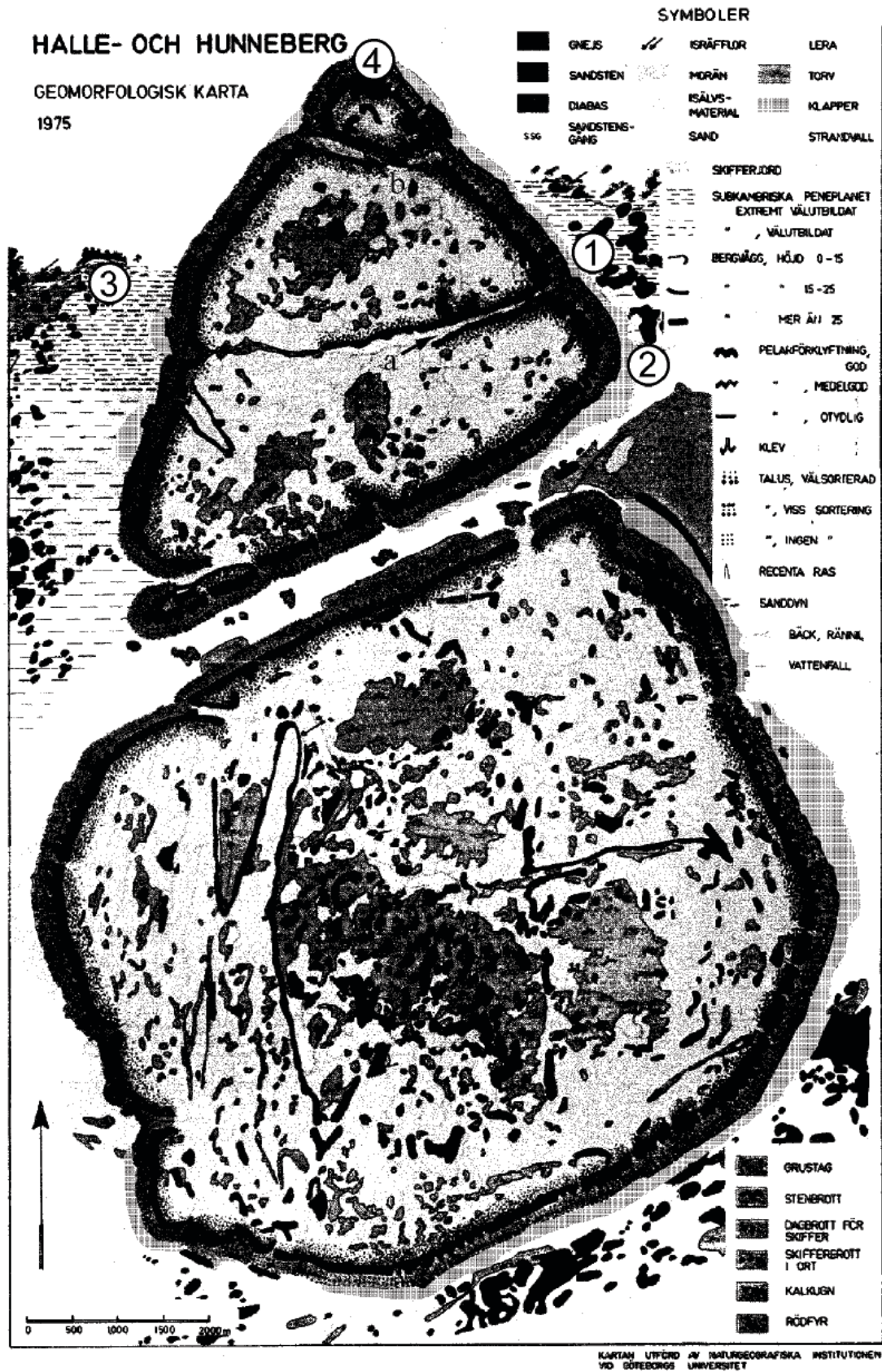


Abbildung 4.1

Nach der Mittagspause besprachen wir den geologischen Aufbau der beiden Tafelberge. Der Hunne- und Halleberg gehören ebenso wie der bereits am Vortag behandelte Billingen zu den Fragmenten paläozoischer Sedimente, die in Schweden vereinzelt als Tafelberge erhalten geblieben sind. Zunächst ein kurzer stratigraphischer Überblick:

| | Hunneberg | Halleberg |
|-------------|---|---|
| Perm | Diabas 100 m | Diabas 60 m |
| Silur | Untersilurische Kalke 5-6 m | |
| Kambrium | Alaunschiefer 25 m | Alaunschiefer 25 m |
| | Unterkambrischer Sandstein 25 m | Unterkambrischer Sandstein 25 m |
| Präkambrium | Grundgebirge der subkambrischen Peneplain | Grundgebirge der subkambrischen Peneplain |

Auffällig ist das Fehlen des Silurs am Halleberg. Entweder keilen die Sedimente vor dem Halleberg aus, oder eine NNE-SSW streichende Störung, die beide Berge auch morphologisch voneinander trennt, könnte die Ursache für die Diskordanz sein. Die Diabasdecke erreicht am Hunneberg mit 100 m die größte Mächtigkeit aller Tafelberge. Das Alter des Diabases wurde mittels Kalium/Argon-Isotopenmessung auf Wende Karbon/Perm datiert. Lagergänge, sogenannte Apophysen, durchziehen ebenso wie Schloten das umgebende Gestein. Unser erster Exkursionspunkt am Halleberg war ein alter Alaunschieferbruch an der Grenze zum hangenden Diabas (vgl. Abb. 4.; Punkt 1). Der Abbau erfolgte hier im Stützpfeilerbergbau. Nach einer kurzen Begehung diskutierten wir Frittingserscheinungen an den Alaunschiefern, die im Zusammenhang mit der Kontaktmetamorphose bei der Platznahme stehen. Während an einigen Stellen deutliche Schmelz- und damit Auflösungserscheinungen der ursprünglich feinen Schieferung auftraten, blieben andere dazwischenliegende Lagen scheinbar von jeglicher Frittung unbeeinflusst. Über die Ursachen dieser Erscheinung konnten wir nur spekulieren. Es zeigte sich jedoch einmal mehr, daß auch eine in den einzelnen Fachgebieten so heterogene Gruppe, wie wir es waren, manchmal an ihre Grenzen stößt und offene Fragen bleiben.

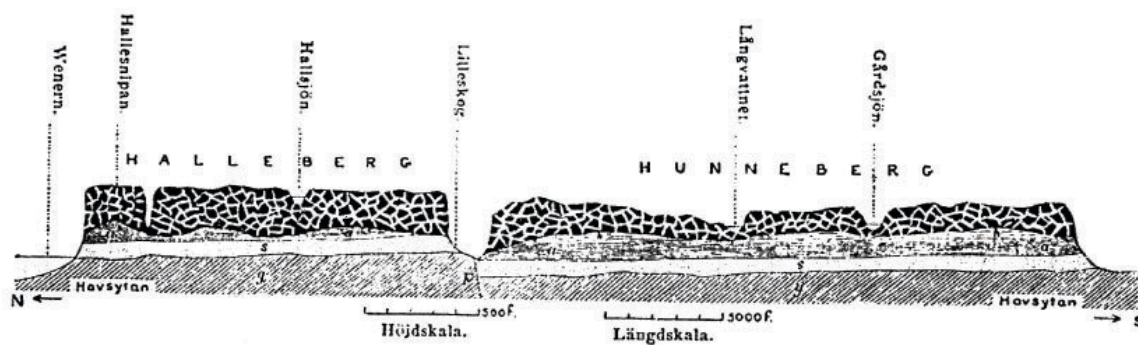


Abbildung 4.2 N-S Profil des Halle- und Hunneberg

Der nächste Punkt lag etwas tiefer und weiter südlich (vgl. Abb. 4.1; Punkt 2). Vor 10 500 Jahren, als sich das Inlandeis im Bereich der Mittelschwedischen Eisrandlage befand, existierte eine Verbindung zwischen dem Weltmeer und dem Yoldiamer. Diese Meeresstraße folgte dem Südrand des Eises. Da sich der Halle- und der Hunneberg sowie der Billingen in unmittelbarer Nähe zur Eisrandlage befanden, wurden sie zu Inseln, an denen die Brandung wallartige Schotterstrände (Klapper) hinterließ. Im Gegensatz zum Billingen, wo es uns schwer fiel, eine ehemalige Strandlinie überhaupt als solche zu erkennen, war sie am Aufschluß des Halleberges als ein mehrere zehn Meter breiter und über 100 Meter langer vegetationsloser Schotterstreifen aus überwiegend Sandstein und Diabas ausgebildet. Bei unserem „Strandaufenthalt“ waren wir unterhalb der höchsten Küstenlinie von 125 m. Diese ist hier

nicht erhalten, da der Alaunschiefer bei der Meeresspiegelabsenkung abgespült wurde, daraufhin der überlagernde Diabas abbrach und die Strandlinie verschüttete. Die Diabaswand wurde um ca. fünf Meter zurückverlegt. Sie ist im Osten am steilsten, weil im Spätglazial NE-Winde dominierten, an den Ostseiten der Inseln die größte Brandung wirkte und marine Abrasion die Wände stärker versteilte als an der windabgewandten Westseite. Der Alaunschiefer wurde im Laufe der Zeit ausgewaschen und die Erde rings um die Tafelberge mit Alaun angereichert.

4.3 Die subkambrische Peneplain bei Nordkroken (vgl. Abb. 4.1; Punkt 3).

Wir verließen die Fahrzeuge und stellten zu unserer Überraschung fest, daß der Parkplatz weder betoniert, asphaltiert, noch in anderer Weise künstlich verebnet worden war. Die Oberfläche bildet ein Augengneis der subkambrischen Peneplain. Sie ist bei Nordkroken, westlich des Halleberges im Küstenbereich des Vänernsees, fast ideal eben ausgebildet. Diese Stelle gilt als Musterbeispiel für die Peneplainisierung vor 900-570 Mio Jahren. Ausgangspunkt ist die Vorstellung, daß Baltica im späten Präkambrium auf der Südhalbkugel und näher am Äquator lag als heute und es deutlich wärmer war. Unter der Voraussetzung der Anwendbarkeit des Aktualismus herrschten die gleichen Verwitterungs- und Abtragungsprozesse wie heute in den Subtropen. Dort wird das Grundgebirge durch hydrolytische Verwitterung zersetzt und es entstehen einige zehner Meter mächtige Zersatzdecken (vgl. Abb. 4.3). Die Verwitterung ist an den Gesteinsklüften am wirkungsvollsten.

Durch die Hebung Balticas wurde das Grundgebirge bis 1000 m abgeräumt. Zu Beginn der Unterkambrischen Transgression wurden Gesteinsklüfte, die zuvor durch Deflation oder marine Umlagerung freigelegt worden waren, durch Transgressionssande verfüllt (vgl. Abb. 4.3). Frank Ueberfuhr fand am Ufer ebengenannte Spaltenfüllungen im Augengneis. Wir stellten uns die Frage, warum die Peneplain ausgerechnet bei Nordkroken so eben ist und nicht wie an anderen Stellen Höhenunterschiede von bis zu wenigen zehner m auf kleinem Raum aufweist. Die Diskussion um die Bildungsbedingungen der subkambrischen Peneplain ist noch nicht beendet. In dieser wie auch in anderen Fragen besteht weiterhin Klärungsbedarf. Die Theorie, wonach es sich um eine ehemalige Abrasionsplattform handeln könnte, mußte verworfen werden, da die Verebnungsfläche nach Expertenmeinung zu breit sei. Bevor wir zum Parkplatz zurückkehrten, wurden an häufig auftretenden Gletscherschrammen im Gneis mehrere Messungen durchgeführt. Danach kam das Eis aus 43-45° östlicher Richtung und exhumierte die alte Oberfläche.

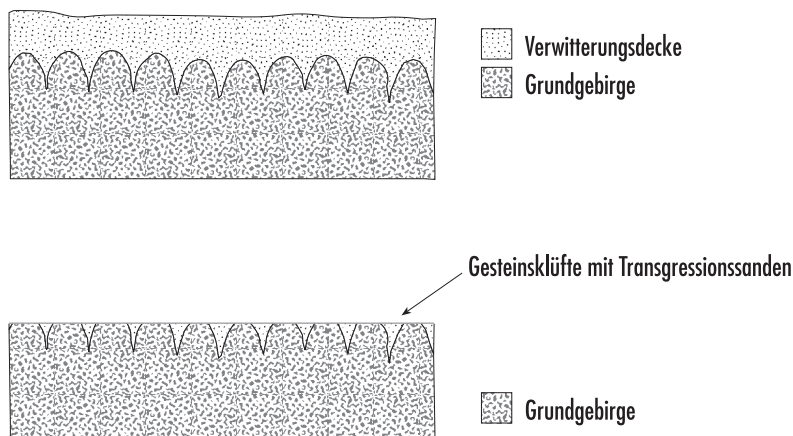


Abbildung 4.3 Entstehung der Subkambrischen Peneplain

4.4 Auf dem Halleberg (vgl. Abb. 4.1; Punkt 4)

Der Halleberg ist wohl wegen der isolierenden natürlichen Bedingungen das Habitat des dichtesten Elchpopulation Europas. Als wir den Parkplatz erreichten, versammelte sich bereits an einem Ende eine Mensentraube. Aus dem angrenzenden Gebüsch waren immer wieder Geräusche zu vernehmen. Bei näherem Hinsehen konnten wir die Umrisse eines Tieres erkennen. Die Spannung stieg. Plötzlich trat er aus dem Gebüsch. Ein stattlicher Elch, ging scheinbar völlig unbeeindruckt von den faszinierten Zuschauern seiner täglichen Freßlust nach und knabberte an frischen Zweigen. Die Tiere haben sich an die Menschen gewöhnt, da auf dem sonst unbewohnten Halleberg manchmal mehr Touristen als Elche sind. Für die meisten Anwesenden war das der bisher naheste Kontakt mit einem Elch in freier Wildbahn. Nach ausgiebigem „Elch-Casting“ wanderten wir zur Nordspitze des Halleberges. Auf dem Weg dorthin durchquerten wir ein NE-SW-verlaufendes Tal, das im Quartär geformt wurde. Vom Prediktstolen aus hatten wir einen schönen Ausblick über die Steilkante des Diabases auf den Vänern.

4.5 Svalnäs am Vänernsee (vgl. Abb. 2.1)

Der letzte Exkursionspunkt des Tages befindet sich im Bereich der Mittelschwedischen Eisrandlage. Einer ihrer Endmoränenzüge ragt aus Westen (Hjortens udde) und Osten (Hindens Rev) in den Vänern. Im Vorland hinterließen Schmelzwässer ausgedehnte Sandgebiete. Die Kombination aus weißem Sandstrand und klarem Wasser lockt jährlich viele Schweden zum Badeurlaub. Wir ließen den mittlerweile vorangeschrittenen Tag mit einem Strandbesuch ausklingen. Einige Hartgesottene aus dem Exkursionsteilnehmerkreis nahmen trotz relativ niedriger Außentemperaturen und starkem auflandigem Wind ein Bad im Wasser des Vänern.

5. Fahrt nach Dalarna

von Ines Schwerdtfeger

5.1 Oser mit Steinbruch bei Holmestad (vgl. Abb. 5.1 und 2.1)

Auf unserer etwa 350 km langen Fahrstrecke von Skara nach Rättvik in Dalarna sahen wir uns an drei Exkursionspunkten etwas um.

Glazifluviale Ablagerungen erfolgten am Inlandeisrand nicht nur vor der Gletscherstirn, sondern bei Aufhören des Eisnachschiebens auch schon im stagnierenden Gletscher oder Toteisfeld. Dabei entstanden besonders zwei Formen: Kames und Oser.

Oser (schwed. *Ås* = Hügelrücken), auch Wallberge genannt, sind dammartige Aufschüttungen, die in Abflurinnen auf oder unter dem Eis abgelagert wurden. Oser bestehen aus geschichteten (oder gestauchten), gut abgerundeten Sanden, Kiesen und Steinen. Wo die Schichtung in einem Os noch deutlich zu erkennen ist, fällt sie zum Außenrand des Inlandeises hin ab. Diese Rücken erreichen eine Höhe von wenigen bis zu 30 Metern Höhe und ziehen sich in Windungen mehrere Kilometer durch die Grundmoränenlandschaft. Manche sind aber auch über 100 km lang (Schweden und Kanada). Die auf der Karte bei Björkhulan dargestellte Verzahnung des Osers mit mehreren wahrscheinlich im Jahresrhythmus abgelagerten Endmoränen konnten wir im Gelände leider nicht sehen, da das Gelände fast vollständig bewaldet ist und zusätzlich ein Straßenneubau die Befahrbarkeit einschränkte. An einem Kiesaufschluß im mittleren Teil des Osers konnten wir auf die glazifluviale Bildung schließen.

5.2 Drumlingebiet bei Hackvad (vgl. Abb. 2.1)

Drumlins sind eine Sonderform der kuppigen Grundmoränenlandschaft (aus dem Irischen übernommene Bezeichnung). Es sind längliche, ovale, meist mehrere hundert Meter lange Hügel, die in Schwärmen auftreten und deren Längsrichtung sich in der Bewegungsrichtung des Eises erstreckt. An der dem Eisstrom zugewandten Seite steigen sie meist steil an und sinken stromlinienförmig wieder ab. Ihre Höhe liegt zwischen wenigen Metern bis zu mehreren Zehnern von Metern. Stromlinienform und Einregelung in die Strömungsrichtung des Eises zeigen, daß sie unter bewegtem Eis entstanden sein müssen. Man deutet ihre Entstehung so, daß Ablagerungen eines älteren Eisvorstoßes (Grundmoränen oder glazifluviale Ablagerungen) noch einmal von einem jüngeren überfahren und eingeregelt wurden. Das Drumlingebiet bei Hackvad zeigte uns diese typischen Formen sehr deutlich und zahlreich (vgl. Abb. 5.2).

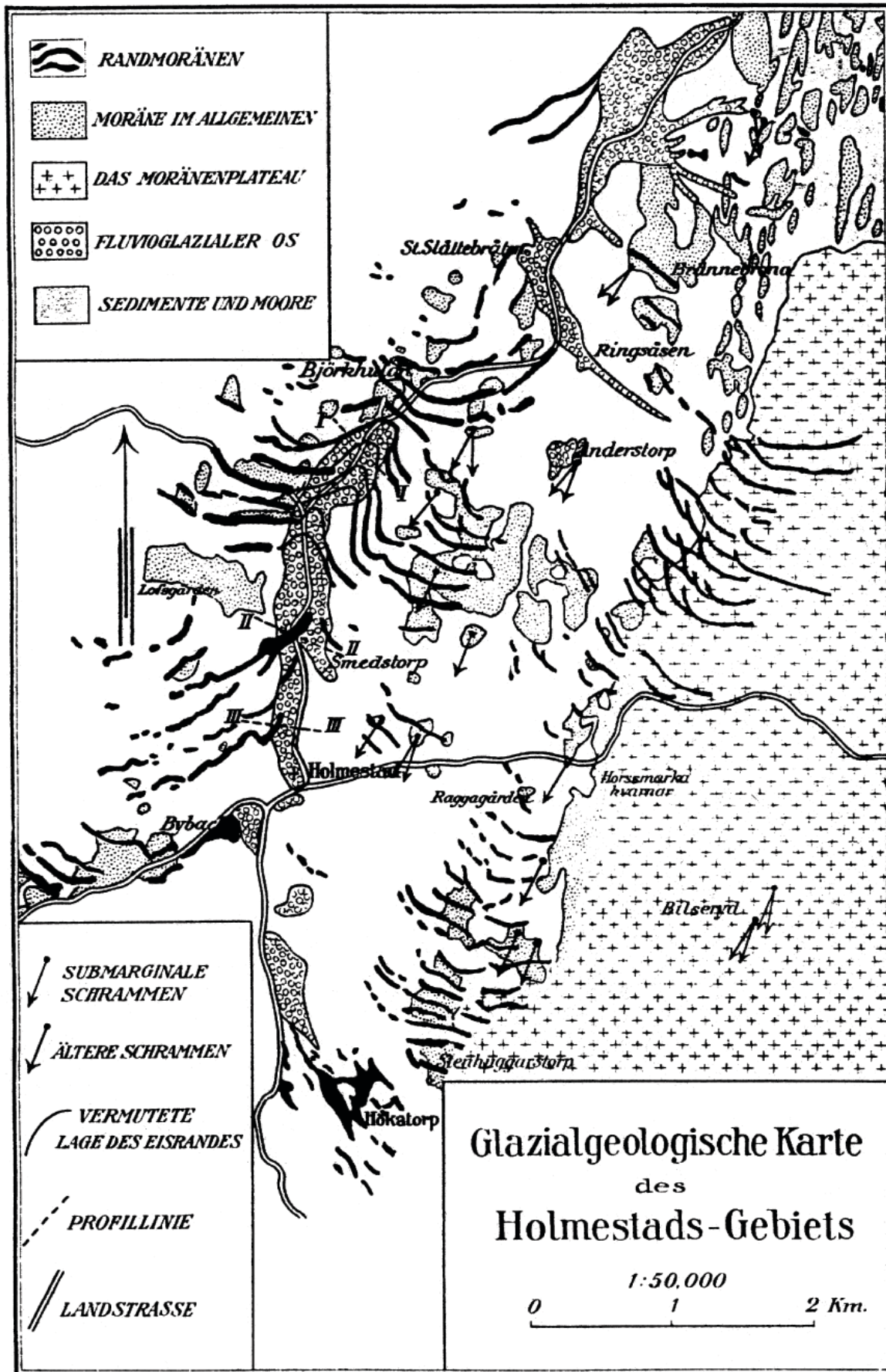


Abbildung 5.1

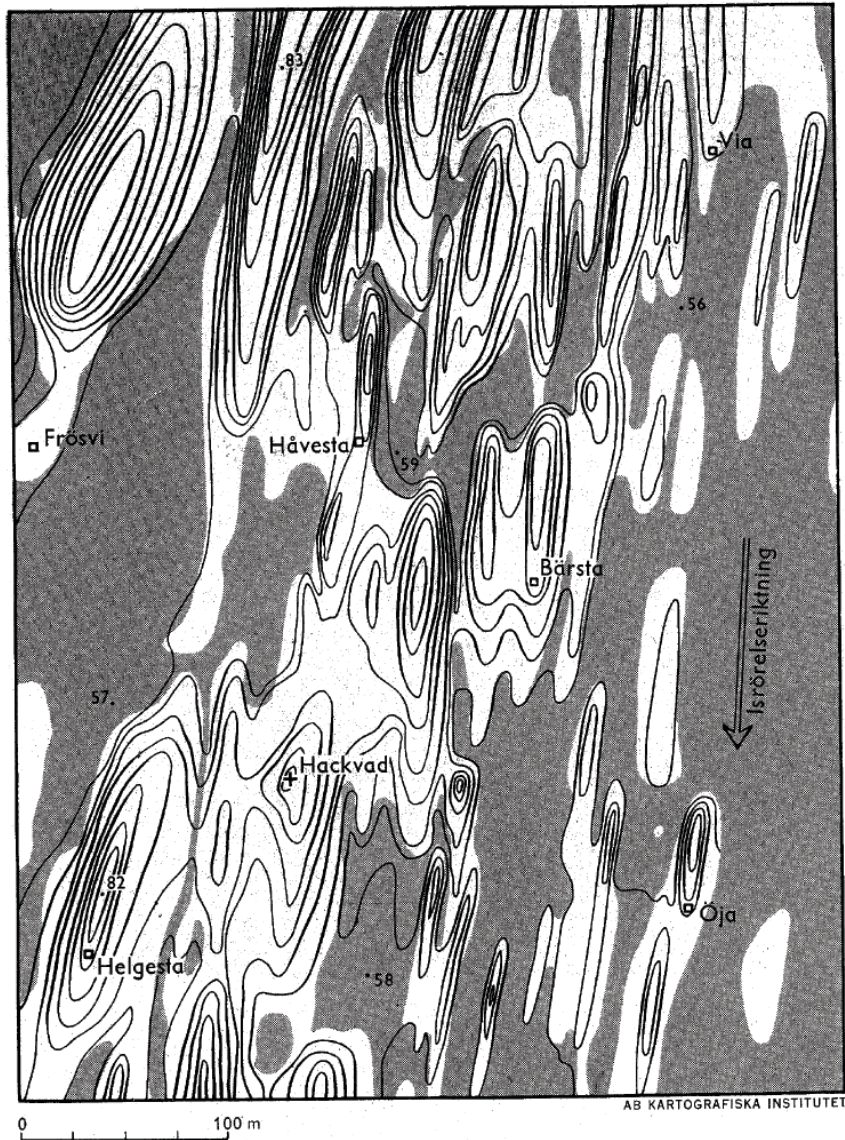


Abbildung 5.2 Das Drumlinglebiet bei Hackvad

5.3 Djurmoklack (385 m) bei Djurmo (vgl. Abb. 1)

Der Djurmoklack ist ein herausragender Aussichtspunkt und liegt ca. 100 m über der Umgebung. Von hier aus kann man den Zusammenfluß des Öster- und Västerdalälven beobachten, die als Dalälven einen der großen schwedischen Flüsse bilden, der bei Gävle in die Bottnische See mündet. Abb. 5.3 zeigt die ehemals bestehende Verbindung des Siljanbeckens zum Yoldiamer. Leider behinderte strömender Regen die Aussichtsmöglichkeiten.

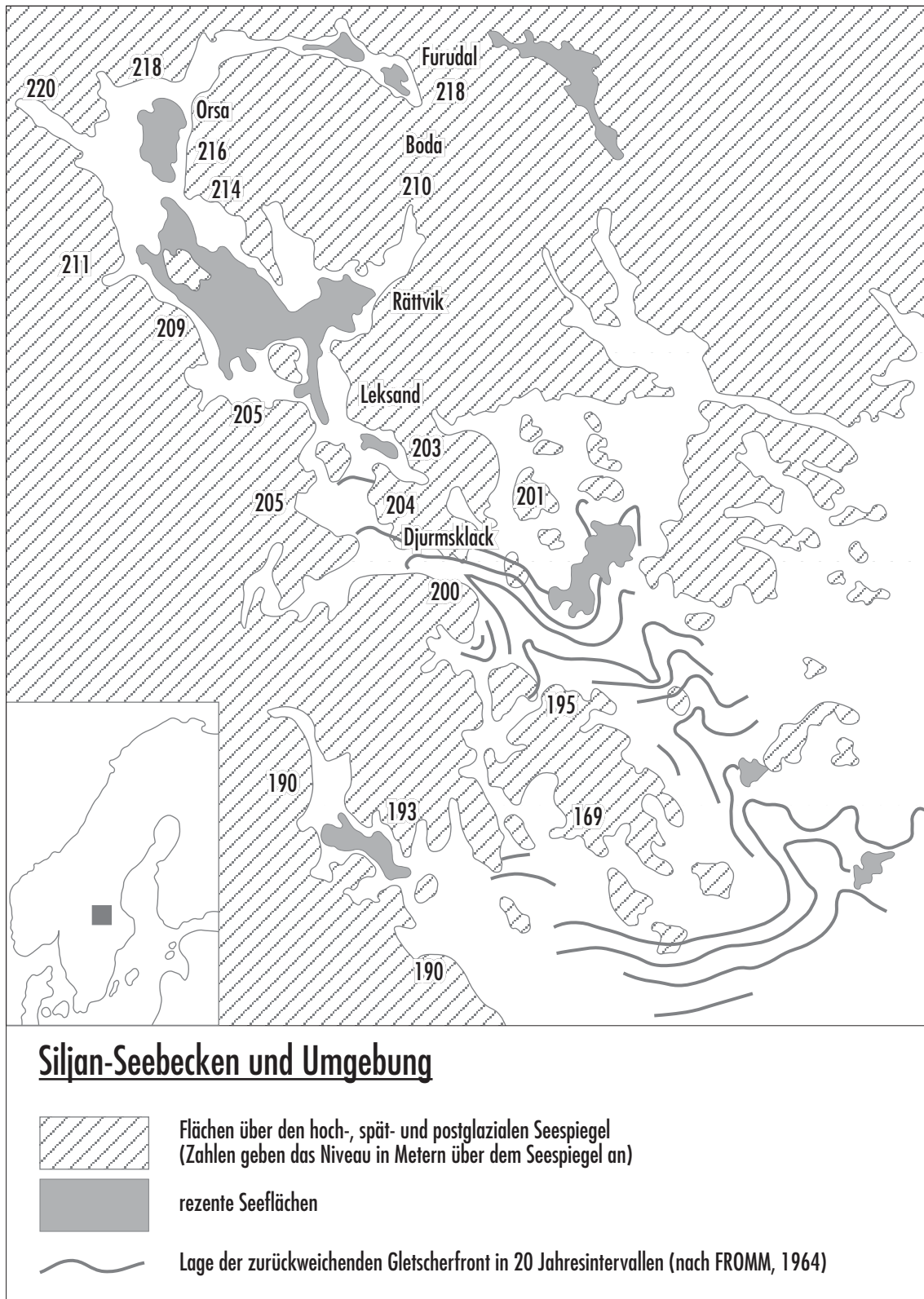


Abbildung 5.3

6. Rättvik und Umgebung

von Steffi Lehmann

Einleitung

Von unserem zweiten Exkursionsstandort Rättvik aus, konnten wir innerhalb von drei Tagen einige ausgewählte Teile der Provinz Kopparberg bzw. Dalarnas kennenlernen: Rättvik und Umgebung, Siljan-See - Mora, das Altbergbauggebiet um Falun sowie das Ravinentalsystem bei Säter und den Öjsberg. Die Karte der geologischen Einheiten Dalarnas (Abb.: 6.1) zeigt im Vergleich zur Abbildung 11, daß der Ostteil der Provinz (1) zur großen svekofennidischen Gesteinsprovinz des Baltischen Schildes gehört, während die westlichen Einheiten (3,4) zum Transskandinavischen Granit-Porphyr-Gürtel zählen. Ganz im Westen hat Dalarna mit der Einheit 5 Anteil am altpaläozoischen Gebirgssystem der Kaledoniden sowie mit der Einheit 2 im SW Anteil am östlichen Gneissegment der südwestskandinavischen Gesteinsprovinz. Während der größte Teil Dalarnas aus sehr alten gefalteten und metamorphisierten präkambrischen Gesteinen besteht, bilden die ungefalteten Sedimentite und Vulkanite der Einheiten 4 und 6 dagegen einen interessanten Kontrast. Etwa ein Drittel der Gesamtfläche nimmt die etwa 1,6 - 1,2 Mrd. Jahre alte mächtige, ungefaltete Gesteinsdecke der jotnischen (Dala-) Sandsteine ein, die aus Wechselfolgen von Konglomeraten, Sandsteinen und Vulkaniten (z.B. Öjediabas) besteht. Das jüngste Element der geologischen Karte von Dalarna bildet die im Devon (vor etwa 360 Mio. Jahren) entstandene Impaktkraterstruktur Siljan (6). Dieser Ring von altpaläozoischen Kalksteinen, Siltsteinen und Sandsteinen wirkt buchstäblich wie ein Fremdkörper in der Umgebung von wesentlich älteren präkambrischen Gesteinen (Leptite, Porphyre, Granite). Die Ursachen ihrer Erhaltung liegen vor allem in der schützenden Tiefenposition am Impaktkraterboden, in die die großen Gesteinsschollen nach der Meteoritenexplosion „rutschten“, während die „unberührten“ angrenzenden altpaläozoischen Deckschichten in der Folgezeit einer vollständigen Abtragung unterlagen. Die Abb. 6.3. skizziert den Aufbau der ehemals geschlossenen altpaläozoischen Deckgebirgsschichten vor dem Meteoritenimpakt.

Die ältesten paläozoischen Gesteine sind Konglomerate, die hauptsächlich aus Porphyren des Untergrundes bestehen. Darüber folgen geschichtete, rote, feinkörnige Kalk- und Schlammsteine, die im flachen Epikontinentalmeer abgelagert wurden. Das altpaläozoische Meer erreichte dieses Gebiet vor ca. 500 Mio. Jahren und bedeckte Dalarna im Ordovizium mit Ablagerungen bis zu 100 m Mächtigkeit. Diese werden als Orthoceratitenkalke bezeichnet, die viele Leitfossilien enthalten, z.B. Trilobiten, Brachiopoden und Orthoceren.

Eine Veränderung der Sedimentation erfolgte im Silur durch die Zunahme von feinkörnigem und terrestrischem Material, zum einen der dunkle und geschichtete Graptolithenschiefer, zum anderen Wechselfolgen von Tonschiefer und Kalkstein. Über dem Graptolithenschiefer folgt der mächtige Orsasandstein, dessen Alter nicht genau datierbar ist, der heute ins Devon eingeordnet wird.

Die heutigen Reliefverhältnisse des Siljan-Gebietes sind der farbigen geomorphologischen Karte Abb. 6.2 (im Anhang) zu entnehmen. Die Lage der Exkursionspunkte im Siljan-Gebiet sind in Abb. 6.4 zu finden.

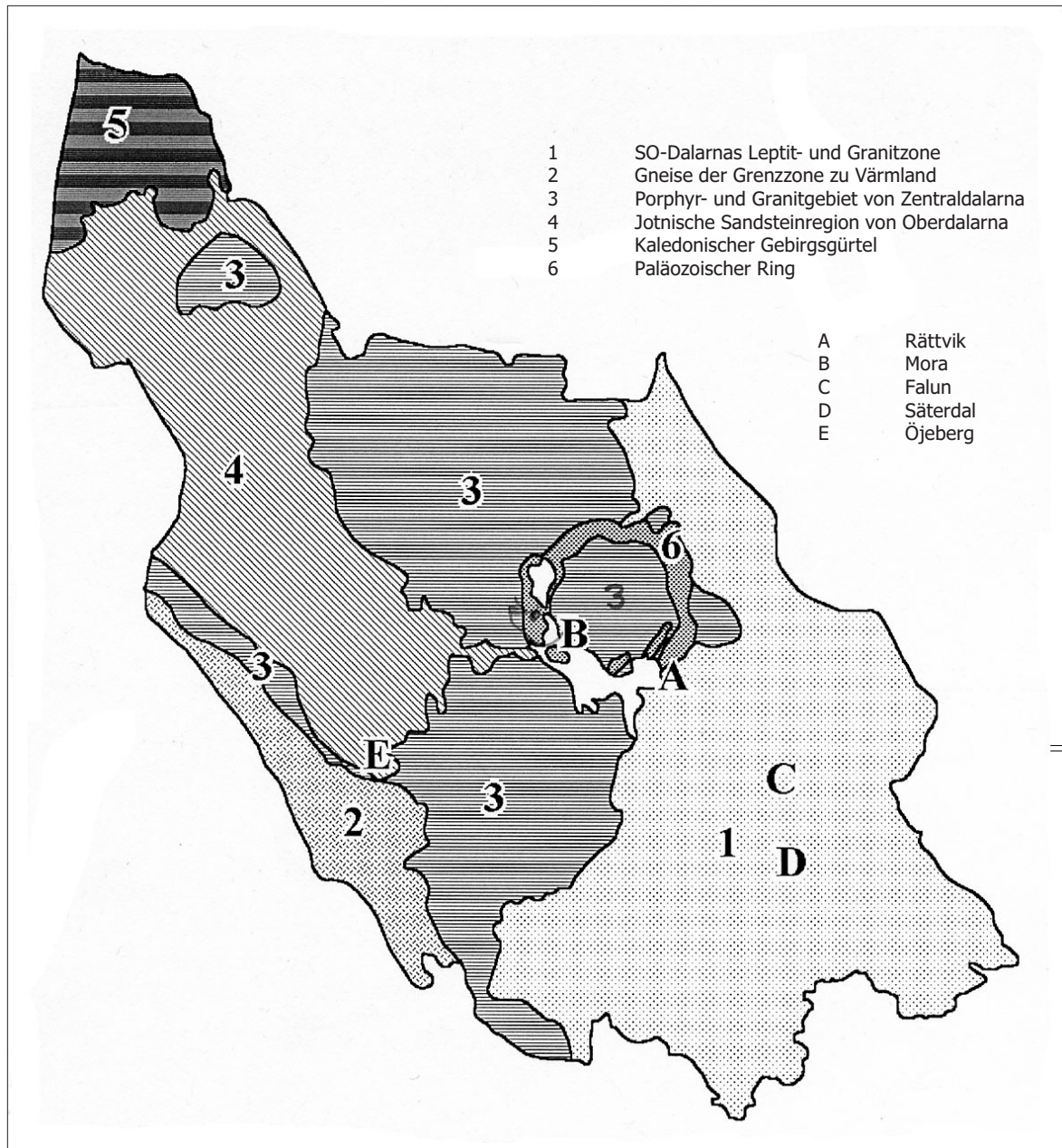


Abbildung 6.1 Geologische Einheiten Dalarnas

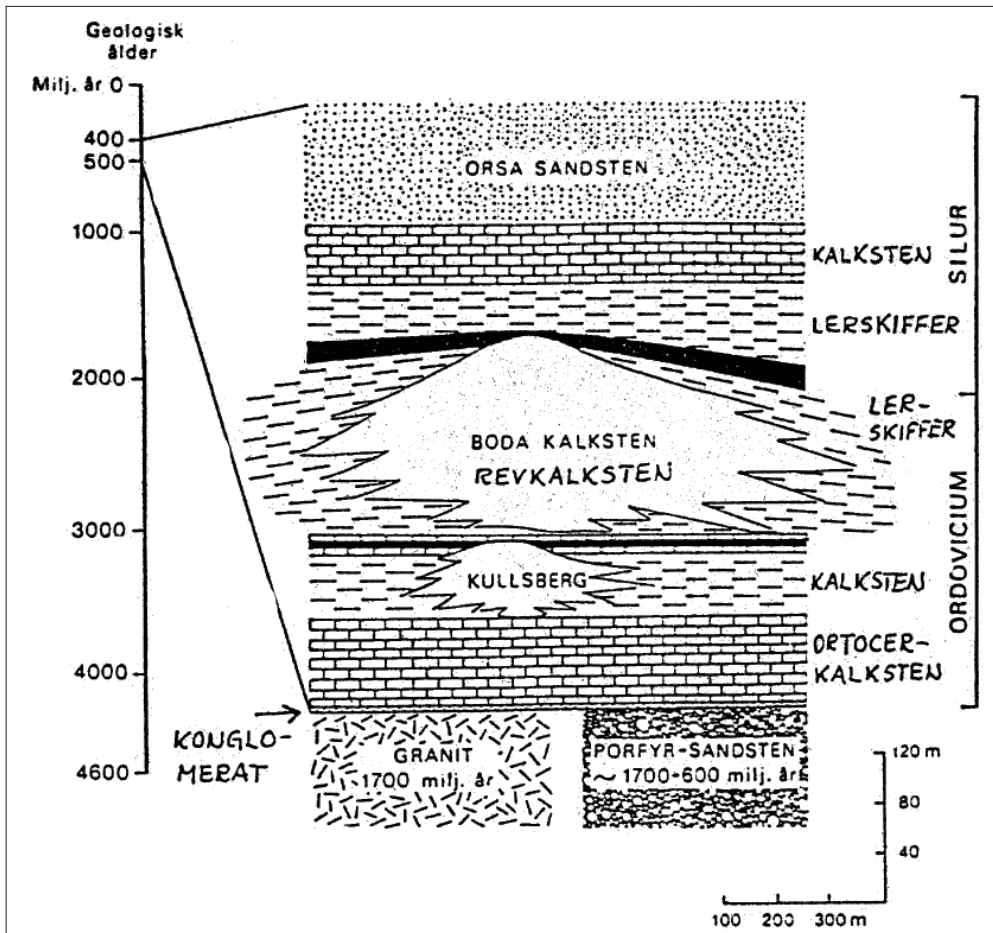


Abbildung 6.3 Schematisches Profil durch das Kambrosilur des Siljanringes vor dem Meteoritenimpakt

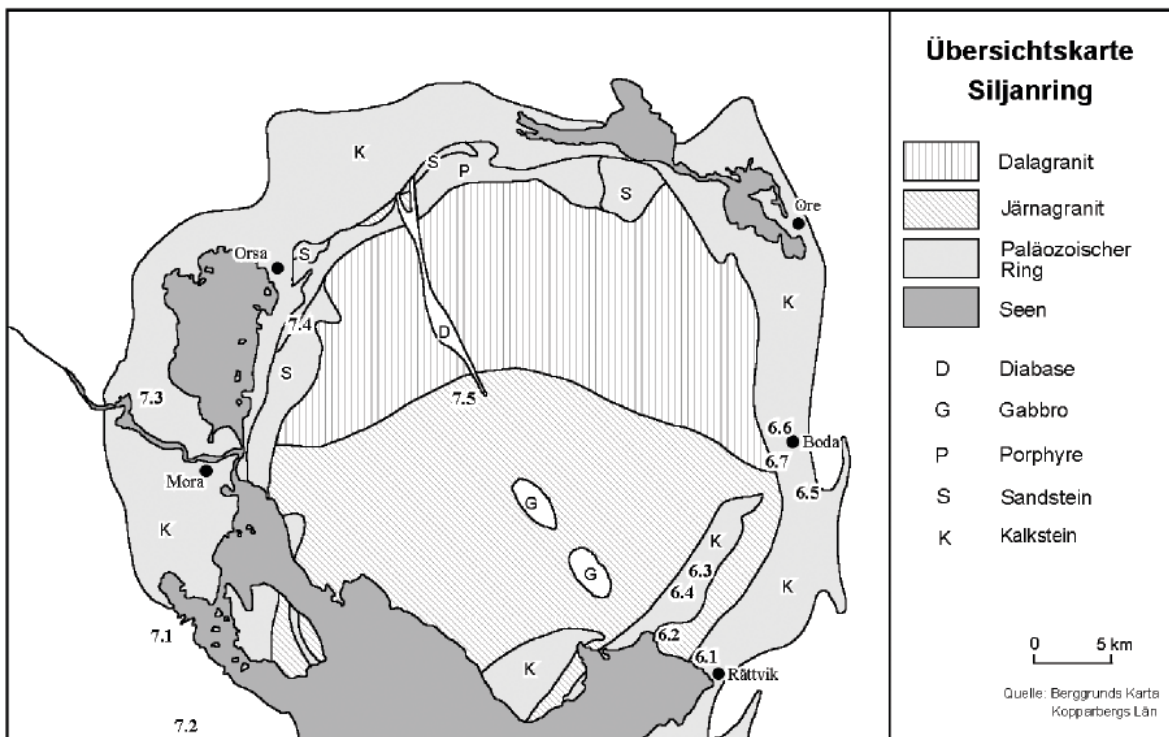


Abbildung 6.4

6.1 Rättvik und Umgebung (vgl. Abb. 6.4 Punkt 6.1)

Rättvik, eine Gemeinde von ca. 11 000 Einwohner liegt am Siljansee zwischen Leksand und Mora in der Provinz Dalarna. Wo sich die Straßen 70 und 80 kreuzen, kann man bei der Anreise direkt auf den Siljansee (354 km²) schauen und die umliegenden Bergketten weit überblicken.

Kultur und Tradition Rättviks reichen weit zurück und stellen kleine Besonderheiten in der Kulturlandschaft Dalarnas dar. Nennenswert sind vor allem die Rättviker Kirche (13. Jh.) mit den 87 Kirchställen aus dem 15. Jh., die alten Wassermühlen, die 628 m lange Seebrücke „Langbryggen“ von 1895 sowie die für diese Region typischen Blockhäuser. Die berühmten Dalmalereien sowie das Kunsthandwerk und vieles mehr sind im Heimatmuseum zu besichtigen. Die Umgebung ist durch viele Seen gekennzeichnet. Neben dem Siljansee gehören „Ljugaren“, „Amungen“, „Skattungen“ und „Oresjön“ zu den größten.

6.2 Sjurberg (vgl. Abb. 6.4 Punkt 6.2)

Unser erster Aufschluß ist der Bahnaufschluß 3 km NW der Kirche von Rättvik, bei Sjurberg. Hier ist die Kontaktzone zwischen Präkambrium und Paläozoikum sichtbar. Die paläozoischen Sedimentschichten sind schiefgestellt und in einer Verwerfung erhalten geblieben. Der obere Teil des Järna-Granits ist stark verwittert, daher war es schwierig, die Grenze zum darüberliegenden Oboluskonglomerat zu sehen. Man konnte vom Granit nur mittel- bis grobkörnige Minerale erkennen, vor allem rote Kalifeldspäte und blaue Quarze. Der hangende Orthocerenkalkstein war gut zu identifizieren, fällt schwach nach NW ein und ist relativ dünn gebankt (vgl. Abb. 6.5).

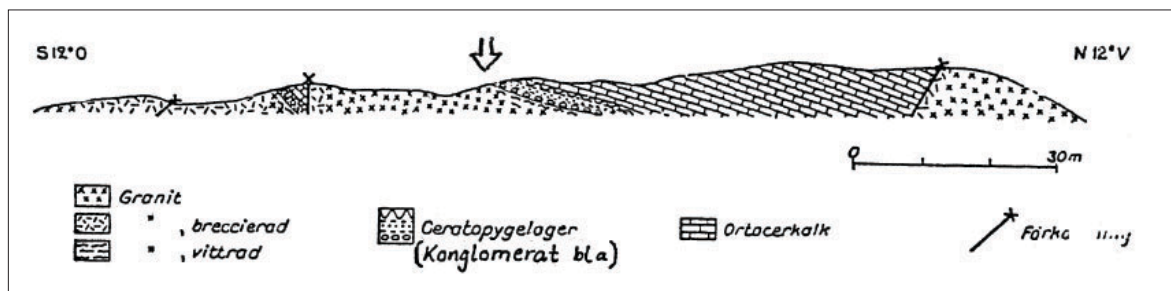


Abbildung 6.5 Profil des Aufschlusses bei Sjurberg

Nach unserem ersten Aufschluß erfolgte eine Besichtigung des Naturkundemuseums in Rättvik. Wir nahmen an einer kleinen Videovorführung teil, die die Entstehungsgeschichte des Gebietes darstellte. Daran schloß sich ein individueller Rundgang durch die Abteilungen Geologie, Flora und Fauna an. Dieser Besuch stimmte uns auf die natürlichen und historischen Besonderheiten Rättviks und seiner Umgebung ein. Man konnte ausreichend Informationsmaterial mitnehmen oder erwerben. Ein Besuch lohnt sich!

6.3 Kalksteinbruch - Dalhalla (vgl. Abb. 6.4 Punkt 6.3)

Dalhalla ist der Name eines seit 1990 stillgelegten Steinbruchs, in dem Kalkstein, der vor ca. 500 Mio. Jahren entstand, abgebaut wurde. Zahlreiche Fossilienfunde belegen das. Die Folgen des Meteoriteneinschlages sind hier besonders gut sichtbar. Die ehemals horizontal abgelagerten Kalksteinschichten wurden stark deformiert. Teilweise stehen die Schichtflächen senkrecht, überwiegend aber stark geneigt. Der Kalk wurde auf eine solche Art und Weise abgebaut, daß man dabei zufällig ein natürliches Amphitheater schuf mit Länge, Breite und Tiefe von 400 x 175 x 60 m. Die Form des Kalksteinbruches bietet eine optimale Akustik für Opernaufführungen. Seit 1990 wird er von der

Kommune Rättvik als Freilichtbühne kulturell genutzt. Während unseres Besuches konnten wir die Proben für die abendliche Wagneraufführung miterleben.

6.4 Kalksteinbruch - Amtjärn (vgl. Abb. 6.4)

Hier fanden wir nach dem Abbau unverändert belassene Steinbrüche im Kullsbergkalkstein, der reich an fossilführenden Schichten aus dem Mittelordovizium ist und verschiedene Arten von Verschiebungen aufzeigte. Der Steinbruch ist ca. 150 m lang. Gleich beim Betreten fällt der vertikal stehende Tonschiefer der Ostwand auf, der Graptoliten und Trilobiten enthält. Die Westwand ist aus grauem, grünem und rotem Kalkstein aufgebaut. Bei erfolgreicher Fossiliensuche konnte man vor allem Seelilien (Crinoiden), dichtgepackt an einer Aufschlußwand von 10 m mal 20 m bewundern, aber auch Brachiopoden, Bryozoen und Trilobiten finden.

6.5 Kalksteinbruch - Solberga (vgl. Abb. 6.4)

Der Steinbruch befindet sich im oberen Teil des Hügels. Es handelt sich hier um den ölführenden Bodakalkstein, der reich an Trilobiten ist. Er wurde von 1937 bis 1963 abgebaut. Die Kalke sind von dunklen silurischen Tonschiefern umgeben, sie waren vor allem im stark zerklüfteten Seitensteinbruch gut sichtbar und enthalten riesige Kalkkonkretionen von ca. 50-70 cm Durchmesser. Zum Teil ist an den Wänden heraustretendes Öl zu sehen. Im Hauptsteinbruch befinden sich sechs offene Bohrlöcher, von denen fünf Öl enthalten. Im Seitensteinbruch fanden wir auf einer Tonschieferhalde auch ausgezeichnet erhaltene Graptoliten (Monograptus).

6.6 Kirche in Boda (vgl. Abb. 6.4)

Die Kirche steht auf einem kleinen Hügel aus Riffkalken (Boda - Kalke) und ist in N-S-Richtung orientiert. Der Platz auf dem Hügel reichte nicht aus, um sie - wie sonst üblich - in W-O-Richtung zu errichten. Vor dem Eingang liegen Platten aus Dalasandstein, der eine sehr gute Schichtung aufweist. Rippelmarken und Trockenrisse kennzeichnen das Gestein. Die Steine der Treppe bestehen aus Dalasandstein, der Steinboden der Kirche aus rotem Kalkstein. Auf einer Grabplatte neben der Kirche sind leuchtendweiße kalzinierte Orthoceratiten und auch „Bischofsstabreste“ zu sehen.

6.7 Styggforsen (vgl. Abb. 6.4)

Ein imposantes Naturschauspiel erlebten wir am Ende des Exkursionstages bei der Rundwanderung um den Wasserfall Styggforsen (vgl. Abb. 6.6).

Durch starke Schmelzwasserabflüsse beim Abtau des Inlandeises und die damit verbundene Erosion sind hier auf engem Raum verschiedene Gesteinsschichten aufgeschlossen. Auf einem schmalen Wanderweg gelangten wir über die Tonschiefer, Zementkalksteine des Silurs, die Orsasandsteine des Devons und die Granitbrekzien bis zum Wasserfall, der im Bereich des Järna-Granits liegt. Von einem Aussichtspunkt konnten wir die mehrteilig gestufte Schlucht des Wasserfalls überblicken. Nach einer Kletterpartie über steile Treppen gelangten wir zur Basis des Wasserfalles, der eine Fallhöhe von 36 m hat. Besonders gut war auf dem weiteren Weg der Anschnitt der saiger stehenden Kalkmergel Wechselfolge zu sehen. 300 m unterhalb des Wasserfalls liegt ein Steinbruch, in dem früher der Orsasandstein zu Schleifsteinen verarbeitet wurde.

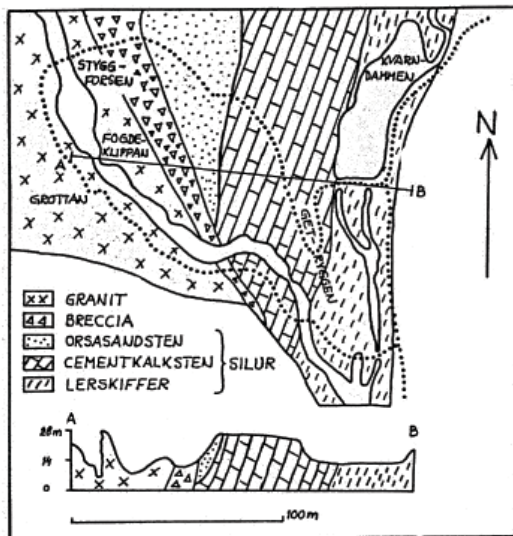


Abbildung 6.6 Übersichtskarte Styggforsen

Im 18. Jh. nutzte man die Wasserkraft des Styggforsen aus, es gab 28 Wassermühlen und einige Sägewerke. Nach der Industrialisierung im 19. Jh. befanden sich hier Ziegeleien, in denen der lokale Tonschiefer gebrannt wurde, eine Zementfabrik sowie Steinmetzbetriebe und Elektroanlagen. Zu Beginn des 20. Jh. wurden diese Unternehmen alle eingestellt. Nur ein Wasserkraftwerk war von 1913 bis 1937 in Betrieb und versorgte zwei Dörfer mit Strom.

7. Siljan - Rundtour

von Anka Miethke

7.1 Einführung

In der Gegend des Siljanringes hat man Gelegenheit, sich die noch verbliebenen Strukturen eines Meteoriteneinschlages und die weitere Entwicklung nach diesem Ereignis anzuschauen.

In Schweden sind bis zum heutigen Tage 14 Einschlagsorte als sicher festgestellt, wozu noch 20 weitere, nicht sicher belegte, kommen.

Der Siljanmeteorit schlug vor etwa 362 Mio. Jahren (Devon) in ein Gebiet ein, welches durch ein Sedimentpaket von einer Mächtigkeit von ca. 400 m gekennzeichnet war. Auf einem Grundgebirge, das in dieser Gegend meist aus Graniten besteht, entstanden Ablagerungen seit dem Ordovizium, also vor 490 Mio. Jahren b.p.. Diese sind durch Transgressionen des Meeres im Ordovizium als Orthoceratenkalkstein und als Kalkstein mit Riffazies (Kullbergfolge und Bodakalkstein) und im Silur als Kalkstein und dem sogenannten Orsasandstein, wahrscheinlich an der Grenze zum Devon, ausgebildet.

Nach Berechnungen aus geologisch-mineralogischen Befunden wird für den Meteoriten angenommen, daß er, aus südlicher Richtung kommend, einen Durchmesser von 2-3 km hatte. Aufgrund seiner Größe und seiner enormen Masse kann davon ausgegangen werden, daß der Meteorit in der Erdatmosphäre kaum in seiner kosmischen Geschwindigkeit abgebremst wurde, sondern mit voller Kraft aufschlug. Durch die Kollision mit Luftmolekülen, vor allem in der unteren Ionosphäre (in ca. 120 km Höhe), heizte sich die Außenschicht um mehrere 1000 °C auf, so daß er von einer glühenden Gaswolke umgeben war.

Beim Aufschlag wurde die kinetische Energie in Wärme (einige 10.000 °C) und Druck (mehrere 10.000 GPa) umgewandelt. Nur 0,1 Sekunde nach dem Aufprall schmolz und verdampfte die oberste Verwitterungsdecke zusammen mit der Vorderseite des Meteoriten und wurde kegelförmig ausgeworfen. Der Rest des Meteoriten drang noch tiefer in die Erdoberfläche ein und es kam zu einer sich radial ausbreitende Stoßwelle. Dabei entstanden einerseits in der Tiefe Zonen der Stoßwellenmetamorphose mit Spaltenbildungen bis in eine Tiefe von 7 km (einige Theorien gehen sogar von einer Tiefe der Spalten bis in den Erdmantel aus), woran bis zum heutigen Tag Verwerfungen und starke Schichtstörungen stattfinden, sowie Gas aus dem Erdinnern nach oben dringt - vgl. Abb. 7.1 (1)+(2).

Andererseits wird durch diese Stoßwelle der Meteorit vollständig verdampft und Material seitwärts aus dem Krater ausgeworfen, was die Kraterantendstehung und die Auswurfdecken rund um den Krater zur Folge haben. Man kann heute aus den gasförmigen Einschlüssen des Auswurfmaterials auf die chemische Zusammensetzung des nicht mehr vorhandenen Meteoriten schließen.

Der Schockwelle folgt eine Entlastungswelle. Sie und die große Masse des Meteoriten sind der Grund für die Rückfederung der Kratermitte als Druckausgleich. Es bildete sich eine Erhebung im Zentrum des Kraters der sogenannte Zentralberg - vgl. Abb. 7.1 (3).

Das Material der Kraterwände rutschte durch die Steilheit der Hänge teilweise zurück in den Krater. Es entstand die endgültige Kraterform mit einem Durchmesser von 30-40 km und einer Tiefe von 5 km. Die durch die Stoßwellenmetamorphose veränderten Gesteine werden als Impaktbreccien bezeichnet. Die Sedimentgesteine wurden stark deformiert und komprimiert. Die Gesteine des Grundgebirges verschmolzen zu einer Granitbreccie (kristalliner Wall). Es entstanden Stishovite (deformierte Quarzkörner) und shatter cones (Strahlenkegel), eine bestimmte Form von Impaktiten, also Minerale bzw. Gesteine, welche bei einem Meteoriteneinschlag verändert wurden oder entstanden sind. Shatter cones können 1 cm bis 12 m groß sein und haben an ihrer Oberfläche das typische Pferdeschwanzmuster,

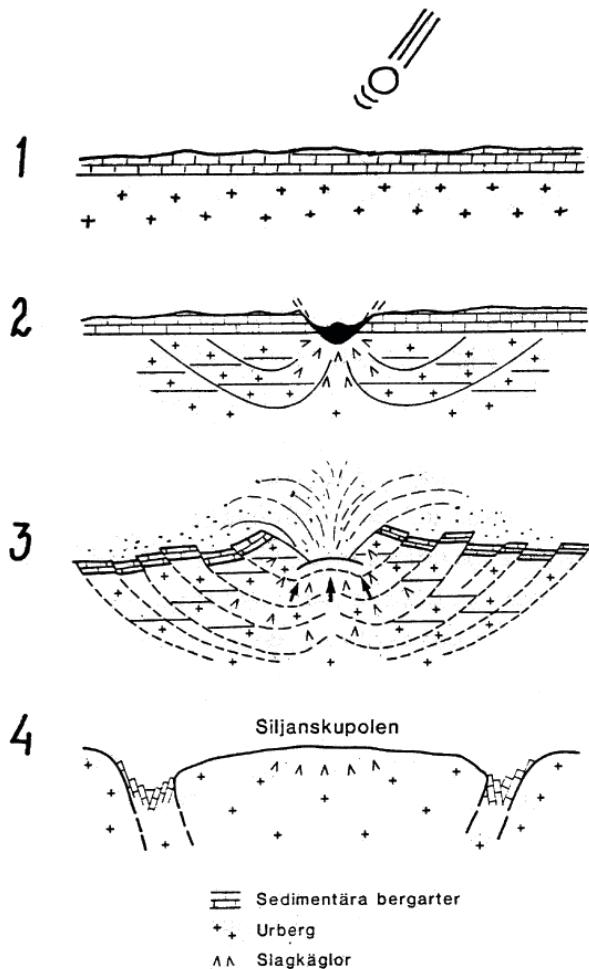


Abbildung 7.1 Schema Meteoritenimpakt

welches zum Einschlagspunkt hin spitz zuläuft.

Die Entwicklung bis zum heutigen Zeitpunkt hat die Gegend sehr stark verändert. Durch exogene Kräfte wurde sie bis auf den Kraterboden abgetragen, was eine Einebnung des Kraters bedeutete. Die heute erkennbare kreisförmige Senke ist durch fluviale und glaziale Arbeit entstanden - vgl. Abb. 7.1 (4).

Es sind Spuren der letzten Eiszeit zu erkennen: Ablagerungen von Schottern, Kiesen und Sanden durch Abschmelzen des Eises vor 9400 Jahren. Das heutige Entwässerungssystem entstand in Etappen durch die bis heute andauernde Landhebung (vgl. Abb. 6.2).

Es erinnert also nur noch die Ringform, einige Gesteine und Mineralien sowie eine ungewöhnliche Lage einiger Schichten an das große Ereignis, wodurch mit gutem Recht von einer KRATERSTRUKTUR zu sprechen ist.

7.2 Exkursionspunkt: RYSSA (vgl. Abb. 6.4)

Ryssa ist ein kleines Dorf und liegt an der Straße, welche am Westrand der Impaktstruktur herumführt. Die beiden größeren Orte in der Nähe sind Mora im Norden und Gesunda im Süden. Durch den Ort fließt der in den Siljan mündende Fluß Ryssån. An der Straßenbrücke über diesen Fluß hat man Gelegenheit, sich die im einzelnen hier vorkommenden Gesteine anzusehen, da hier Geröllblöcke aus dem Umkreis aufgeschüttet wurden.

Laut geologischer Karte sind hier die Gesteine des Jotniums (1,2-1,3 Mio. Jahre b.p.) in einer Mächtigkeit von 600-800 m anstehend. Diese Gesteinsfolge beginnt mit der unteren Dalaserie, die aus Porphyriten und Agglomeraten aus vulkanischen Decken und Gängen bestehen und wird fortgeführt mit der oberen Dalaserie, den Dalagraniten und abschließend dem jotnischen Sandstein und Konglomeraten. Daraus ergibt sich folgender Aufbau: die Basis bilden Konglomerate mit ca. 200 m Mächtigkeit, gefolgt vom Öjediabas mit ca. 25 m, worauf feinlamellierte rote Sandsteine mit ca. 200 m liegen und der Åsbydiabas mit 25-30 m. Den Abschluß bildet rot gebänderter Sandstein von 200 m. Über dem Jotnium liegt in diesem Gebiet die Digerbergabfolge aus vulkanischen Ergüssen, Dalaporphyr und marin abgelagerten Sandsteinen.

Zu erkennen waren im Geröllfeld am Fluß polymiktische Konglomerate, die vulkanischen Aschen und Tuffe, Gangquarzgerölle, viele Porphyre, Helleflinte, Ignimbrite und Sandstein enthielten. Es waren auch ganze Ignimbrit-, Sandstein- und Helleflintblöcke zu erkennen.

Die Sandsteine stammen wahrscheinlich aus der Dalaserie, die die typische rötlich bis dunkelgraue Lamellierung aufweist. Da dieser Sandstein mehr als 40% Feldspat enthält, ist davon auszugehen, daß er im Randbereich eines Orogens schnell abgelagert wurde. Er ist rot bis dunkel und hat Korngrößen bis in den Schluffbereich. Vorhandene Entfärbungsringe an der Oberfläche der Blöcke entstehen durch die Auswitterung des Eisengehaltes.

Der Ignimbrit rührt aus einer vulkanischen Dampfglutwolke, die als Sediment abgelagert wurde, doch hier ohne die eigentlich typischen Schlieren.

7.3 Exkursionspunkt: GESUNDABERGET (vgl. Abb. 6.4 und Abb. 6.2)

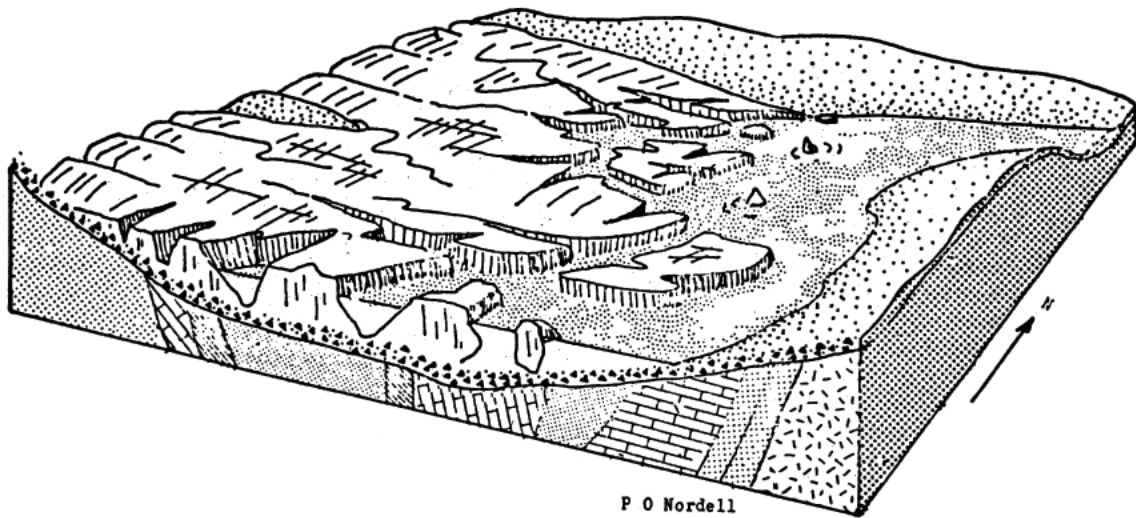
Von Gesunda aus konnten wir mit einem Sessellift auf den Gesundaberget fahren und hatten dann, 514 m NN, einen guten Überblick über das Gebiet des Siljanringes. Von Norden über Osten nach Süden das Gebiet überblickend, findet man zwischen Orsajön (Orsasee) und dem Ort Mora Deltaschüttungen eiszeitlicher und rezenter Genese mit einer Nord-Süd-Erstreckung von 15 km, in welchen jetzt der Österdalälven fließt (vgl. Abb. 6.2). Weiter südlich befindet sich die Insel Söllerön, welche trotz unterschiedlich widerständiger Gesteine (Sandstein und Granit), gleich stark abgetragen wurde, so daß es hier wahrscheinlich ist, daß seit dem Devon eine Peneplainbildung geschah.

Der typische Zentralkegel einer Impaktstruktur ist noch als Rest zu erkennen. Die Randberge um den Siljan-Ring zeichnen nur noch die Struktur des Kraters nach, nur der geotektonische Bau zeigt, daß die kambrosilurischen Gesteine durch ein Großereignis stark verändert wurden.

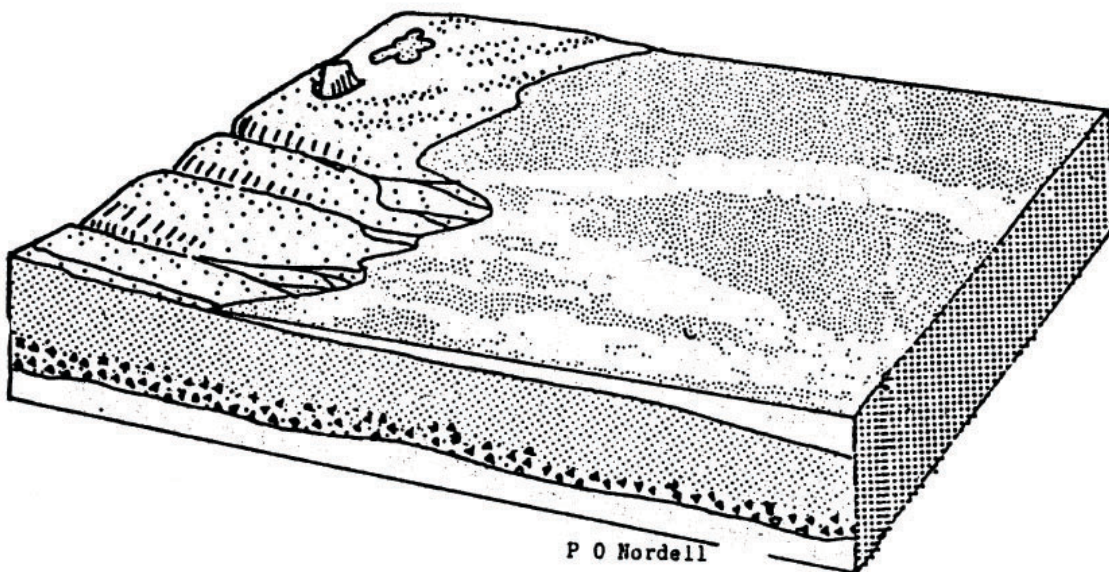
7.4 Exkursionspunkt MORA DELTA (vgl. Abb. 6.4, 5.3 und 6.2 im Anhang)

In dem Gebiet um Mora kann man gut die Entwicklung seit der letzten Eiszeit verfolgen. Die Entwicklung des Moradeltas ist schematisch in den vier Abbildungen (aus Nordell 1984) dargestellt (vgl. Abb. 7.2).

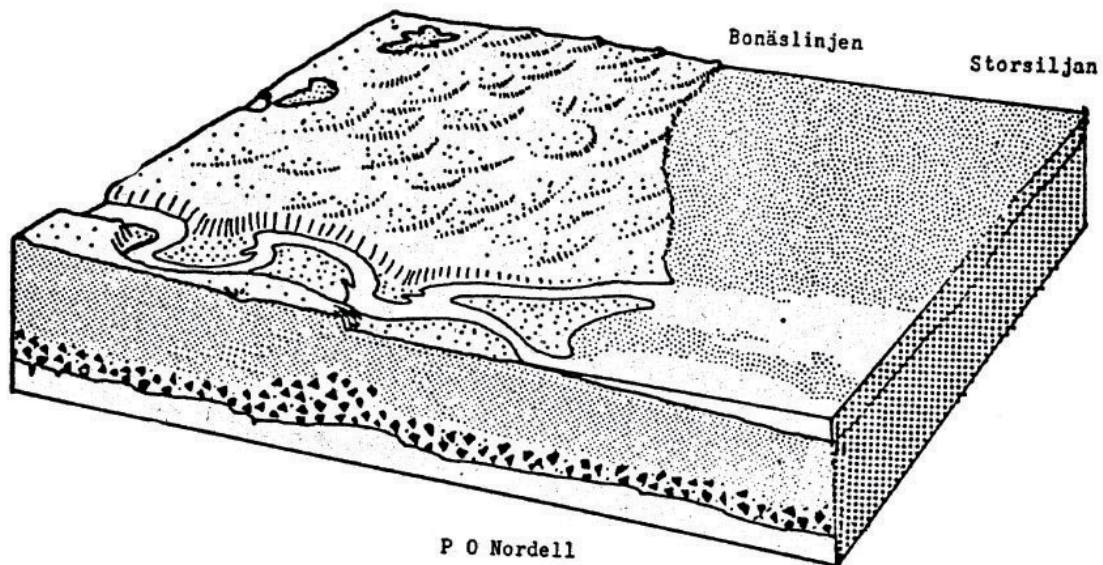
Bei einer Rundwanderung sahen wir uns angeschnittene alte Mäanderbögen des Österdalälven mit Prall- und Gleithang an. Bei diesen Hängen ist eine sehr steile Neigung zu finden, die durch den hohen Schluffanteils des Materials, in welches sich der Fluß einschneidet, entstand.



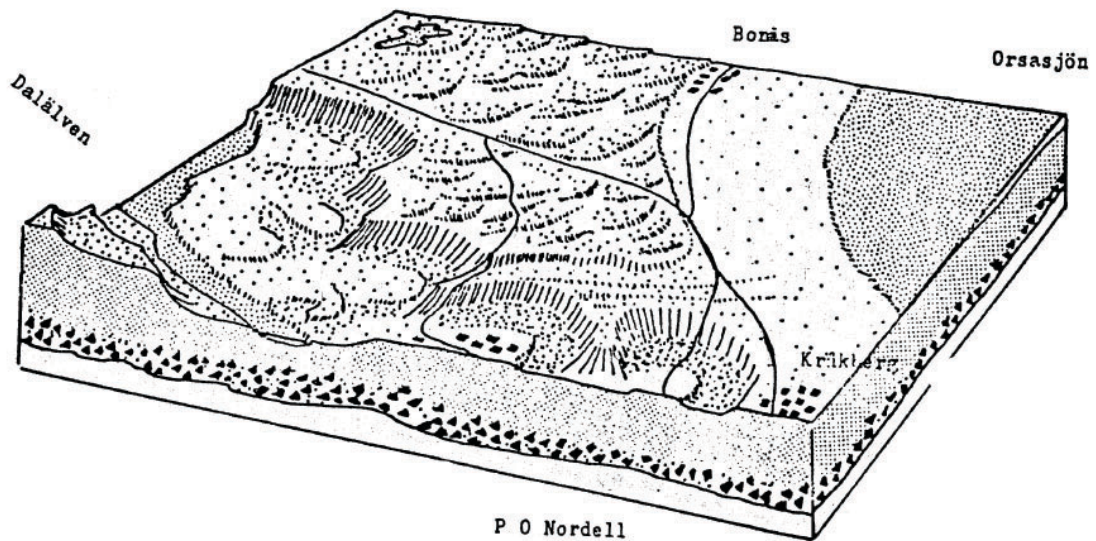
1. Beim Abtau des Inlandeises werden zunächst die Höhen freigelegt. Die marginalen Teile des Eises stagnieren, sodaß der Abtau des Eises in den Tälern und Senken durch Toteis geprägt ist. Nach dem Abtau dringt das Yoldiameer in die freigegebenen Senken ein. Die HKL bildet sich bei heute 210-215 m NN. aus. Über den Moränen wird glazifluviales Material abgelagert und in den Meeresbuchten bilden sich Schmelzwasserdeltas. Isolierte Toteisreste werden einsedimentiert und hinterließen nach ihrem Abtau Toteislöcher. So entstanden z.B. die Seen östlich von Bonäs.



2. Das Yoldiameer wird vom Ancylussee abgelöst. Die Landhebung war zu diesem Zeitpunkt sehr stark. Das Inlandeis lag bereits weit nordwestlich des Gebietes. Auf den glazifluvialen Sedimenten wurde feineres Material (vor allem Schluff) abgelagert. Durch die Landhebung und die Ablagerungen wurde die Deltaoberfläche herausgehoben und fiel trocken. Auf der vegetationsfreien Oberfläche bildeten sich Dünen. Die Strandlinie des Ancylussees wurde immer weiter nach unten verschoben.



3. Der Ancylussee wird vom Litorinameer abgelöst. Der Österdalälvs hat sich im Verlauf der Landhebung in die Sedimente des Deltas eingeschnitten und Sediment umgelagert. Diese Eintiefung setzte sich bis zur Heraushebung einer Schwelle bei Leksand fort. Durch diese Schwelle wurde die Meeresbucht abgeschnitten, es bildete sich der „Großsiljan“. Die Strände und eine gut entwickelte Strandebene dieses Sees bildeten sich bei heute 180 m NN, u.a. dort wo heute Bonäs liegt. Ein ausgedehntes Dünenfeld hatte sich bis zum Strand gebildet und wurde durch die einwandernde Vegetation befestigt. Dieses fossile Dünenfeld ist heute das größte Nordeuropas.



4. Die Oberfläche des „Großsiljan“ wird durch Abflüsse bei Leksand auf die heutigen 161 m NN abgesenkt. Daraufhin setzte die Tiefenerosion des Dalälvens erneut ein, wobei sich das ausgedehnte Mäanderfeld mit Mäanderbögen in verschiedenen Höhenstufen entsprechend der absinkenden Erosionsbasis bildete. Dabei wurde das größte freie Mäanderfeld Schwedens ausgebildet. Im letzten Entwicklungsstadium stellte sich der Österdalälvs ungefähr auf seinen jetzigen Lauf ein. Die letzte größere Laufveränderung fand 1659 statt. Dabei verlegt der Österdalälvs seine Mündung innerhalb eines Tages vom Orsasee an den Siljan.

Abbildung 7.2 Die Entwicklung des Mora-Deltas

7.5 Exkursionspunkt VÅNGSGÄRDE (vgl. Abb. 6.4)

An diesem Punkt, der kurz über der höchsten Küstenlinie liegt, ist ein System von Schmelzwasserrinnen am Hang zu finden (vgl. Abb. 7.3), dessen Entwicklung, dem in den Abbildungen (aus Nordell 1984) für das Gebiet bei Vattnäs beschriebenen, gleicht (vgl. Abb. 7.4).

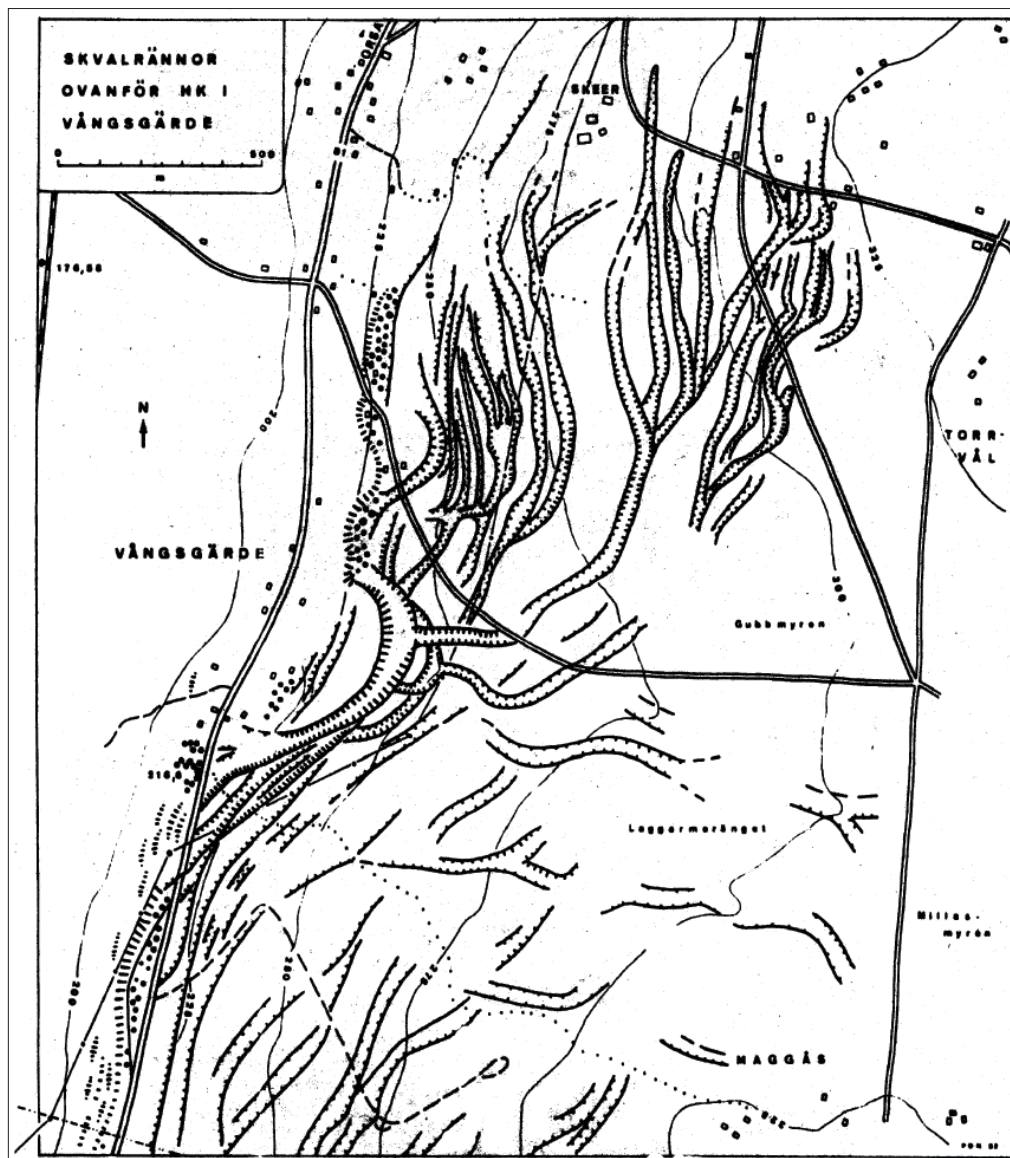


Abbildung 7.3 Schmelzwasserrinnen oberhalb der HKL in Vångsgärde

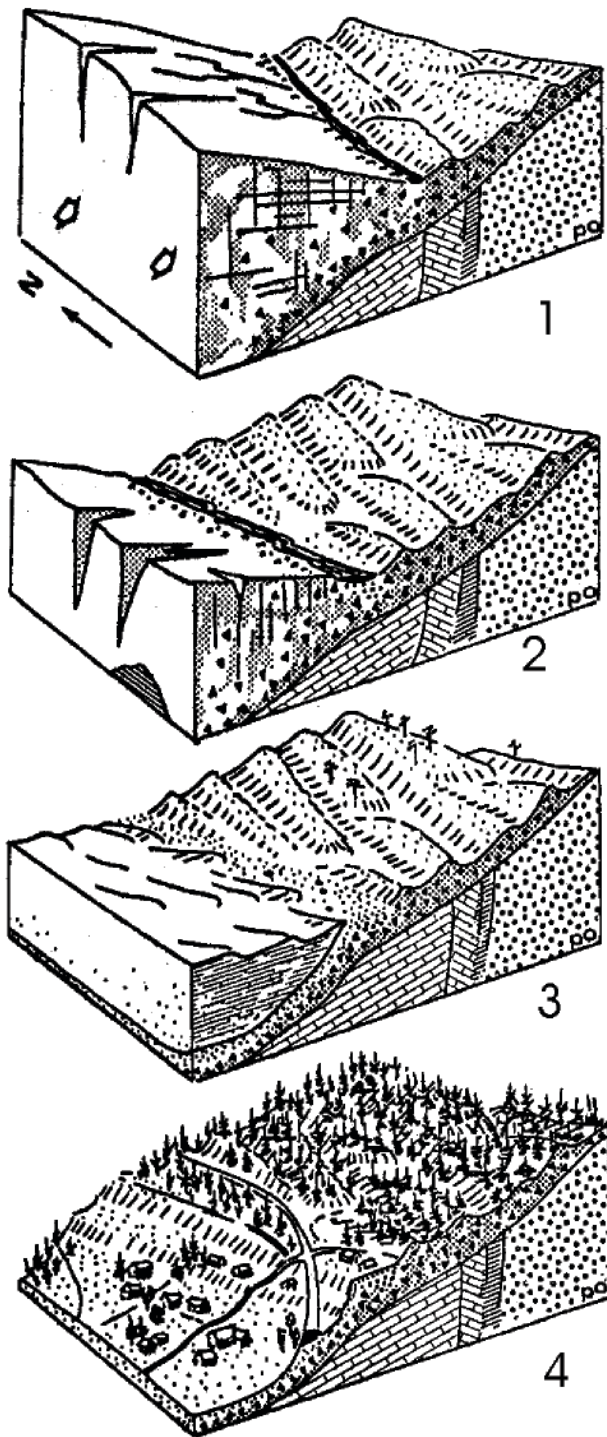


Abbildung 7.4 Die Entstehung der Schmelzwasserrinnen bei Vattnäs südlich Vångsgårde

210 m NN. Das Eis wird sehr schnell aufgelöst. Die Hänge werden durch die Brandung bearbeitet, die aufgrund der langen Streichlänge groß gewesen sein kann. Die Oberschichten der untersten Lateralterrassen werden dabei umgelagert. Die HKL bildet sich. Unter ihr werden Feinsedimente auf dem Boden der Eismeerbucht abgesetzt. Diese werden dann kontinuierlich bearbeitet und im Verlauf der Landhebung mit Sand und Kies überdeckt.

Der obere Teil der Hänge besteht aus Digerbergsandstein und Schiefer, der untere Teil sowie der Talboden aus ordovizischem Kalkstein. Die Gesteinsgrenze verläuft kurz unterhalb der Straße. Die Moräne des Hanges ist kalkhaltig. Der Freilegung des Gebietes gingen Stadien voraus, in denen die gesamte Landschaft vom Eis mit einer nach Süden geneigten Oberfläche bedeckt war. Während des Eisabtaus schmolzen zunächst der Risaberg und der Torrvål hervor. Danach wurden die oberen Teile der Hänge zum Orsasee freigelegt. Der Abtau wurde durch die Westexposition begünstigt. Die Schmelzwässer flossen gen Süden zwischen Eiskante und Hang ab. Dabei bildeten sich laterale Rinnen am Hang, die näherungsweise die Neigung der Eisoberfläche in den unterschiedlichen Abtau-stadien widerspiegeln.

1. Im oberen Teil des Hanges ist die Neigung der Rinnen am größten 4,5-5 m/100 m. Dies deutet auf eine steilere Neigung der Eisoberfläche, die durch eine relativ starke Bewegung des Eises bedingt sein kann. Hängende zur Talseite gewandte Rinneneinläufe und Schlingen zeigen, daß das Schmelzwasser z.T. auf der Eisoberfläche abgelaufen ist. Dies stützt ebenfalls die Auffassung eines aktiven Eises, das fest gegen die Talseite lag. Dies wird von den Pfeilen symbolisiert.

2. Weiter unten beträgt die Neigung der Rinnen ca. 3m/100 m. Dies zeigt, daß die Neigung der Eisoberfläche beim Abtau abnahm. Ganz unten beträgt die Neigung nur noch 0,5-1 m/100 m. Die Eisoberfläche ist noch flacher geworden. In den am tiefsten gelegenen lateralen Abflußniveaus geht die glazilaterale Erosion distal in eine Akkumulation über. Es werden Lateralterrassen in 210 m NN gebildet.

3. Der laterale Abfluß ist beendet. Die niedrigste Lateralterrasse liegt bei

4. Die Landschaft heute: Die Grenze zwischen dem höherliegenden glazifluvial freigespülten, waldbestockten Moränenhang und dem unteren sedimentbedeckten, nun für Siedlungszwecke genutzten Teil in Vattnäs ist an der HK sehr scharf ausgebildet.

Bei unserer Wanderung konnten wir keinen guten Überblick über diese Rinnensysteme erhalten, da das Gebiet vollständig mit dichtem Wald bedeckt ist.

7.6 Exkursionspunkt HÄTTBERG (vgl. Abb. 6.4)

Dieser Punkt befindet sich im Zentrum des Siljanringes und liegt etwa 10 km östlich von Orsa. Hier ist einer von vier Punkten des Siljangebietes, wo sogenannte „shatter cones“ gefunden wurden, die hier im Granit ausgebildet sind und von denen wir noch Bruchstücke mit undeutlichen „Pferdeschwanzstrukturen“ gefunden haben.

Nach Berechnungen der Lage der Gesteine der vier Fundstellen wurde der Einschlagspunkt 4 km über der heutigen Erdoberfläche und 7 km vom geographischen Mittelpunkt der heutigen Ringstruktur festgelegt. Inwieweit diese Berechnungen Nachhebungen des Gebietes und Verlagerungen der „shatter cones“ berücksichtigen, ist ungewiß.

8. Bergwerk Falun, Säterdal

von Frank Ueberfuhr

Die alte Bergbaustadt Falun befindet sich in Mittelschweden in der Provinz Kopparberg. Sie liegt 224 km nordwestlich Stockholms und ca. 90 km westlich von Gävle, dem Verbindungsort zum Bottnischen Meerbusen. Bispbergs klack und der Ravinenkomplex von Säterdalen liegen ca. 50 km südsüdöstlich Faluns (vgl. Abb. 1).

8.1 Exkursionspunkt: Bergbau in der Region um Falun

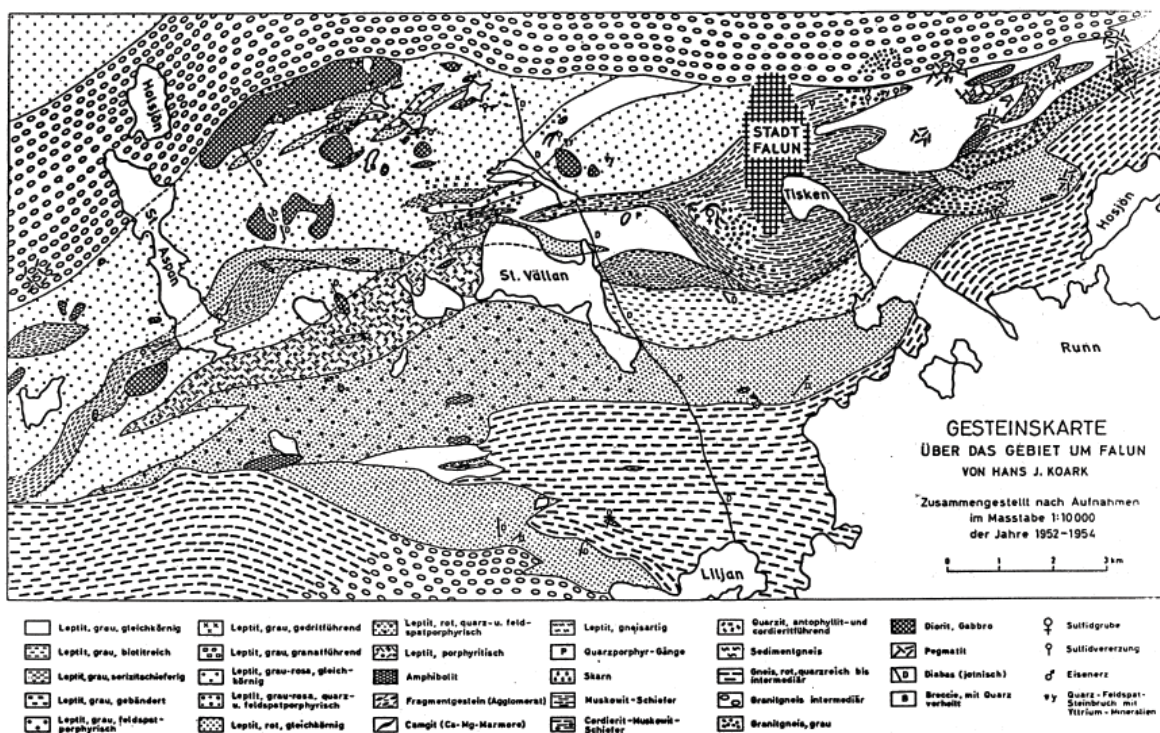


Abbildung 8.1

Dieser 8. Exkursionstag stand im ersten Teil ganz im Zeichen des Baltischen Schildes, eines präkambrischen, kristallinen Grundgebirges. Dieser taucht im Nordwesten Rußlands auf, beschreibt eine flache Aufwölbung in Finnland, Schweden, Südnorwegen und Kola, um im Westen unter die Kaledoniden abzutauchen. Dabei handelt es sich überwiegend um metamorphe Gesteine, deren Gefüge und Mineralbestand bei Temperaturen jenseits von 650 °C und Drücken von einigen kbar bis zur Unkenntlichkeit verändert wurden. Infolge dieser starken Metamorphisierung ist das Ausgangsgestein nicht mehr zu rekonstruieren. Den Hauptbestandteil des präkambrischen Basements bilden Gesteine des Svekofennischen Zeitalters, deren Alter sich auf 2,3 bis 1,7 Mrd. Jahre beläuft. Gesteinsbildner sind in erster Linie saure Vulkanite, i. d. R. Hellefinte und Leptite (vgl. Abb. 8.1).

Aufgrund der zahlreichen Metamorphosen zeigen die mittelschwedischen Erzlagerstätten einen sehr komplexen Chemismus und Mineralbestand. Überwiegend treten Leptit - Eisenerze, Magnetit - Skarnerze, Mangan - Skarnerze und Sulfidische Skarnerze auf. Diese Erze wurden mit Gesteinen des Archaikums abgelagert und durch spätere Gebirgsbildungsphasen mehrmals metamorphisiert. Innerhalb der archaischen Abfolge sind die Erze an Gesteinsfolgen gebunden, die als Leptite bezeichnet werden. Dabei

handelt es sich um sehr feinkörnige, präkambrische Gneise und Metamorphite die „älter als die ältesten präkambrischen Granite“ sind (Autorenkollektiv 1975). Die Leptitformationen unterteilt man in eine untere Abteilung, welche überwiegend aus sauren Laven und Tuffen, Kalken und Dolomiten besteht, und eine obere Abteilung. Diese besteht vorwiegend aus klastischen Sedimenten und basischen Eruptiva. Die Erze treten dabei hauptsächlich in den unteren Schichten auf und sind meist an karbonatische Gesteine gebunden. Somit erfolgte also eine sedimentäre Anreicherung der Erze. Infolge orogener Aktivität wurde die Leptitformation intensiv ge- und verfaltet sowie metamorph überprägt. Die Erzlager wurden dabei zerschert. Dies ermöglichte ein intrudieren saurer Magmatite infolge Kontaktmetamorphose und eine Umwandlung zu Skarnlagerstätten mit den typischen Skarnmineralen wie Hornblende, Granate und Augite. Spätere Intrusionen führten regional zu weiteren Umbildungen. Aufgrund dieser Genese müssen die mittelschwedischen Lagerstätten als typische polymetamorphe Lagerstätten charakterisiert werden. Die Lagerstättengröße ist meist gering. In der Regel sind es Schollen oder Lagen, die in den Leptiten mit 5 - 10 m Mächtigkeit und bis zu 400 m Länge schweben.

FALUN

Seit etwa 1220 wurde in Falun ununterbrochen Erz abgebaut. Das Hauptprodukt bildete ursprünglich Kupfer. So wurden 1650 nicht weniger als 3500 t Cu gefördert (Stora AB 1995). Eine erstaunliche Leistung für diese Zeit. Die Grube war in wechselndem Besitz und wurde bald Gegenstand internationalen Interesses insbesondere der Hanse, die maßgeblich an der Erschließung mitwirkte. Erschlossen wurde die Grube durch Harzer Bergleute. Die eigentliche Blüte fiel ins 17. Jh., in dem sie zu einem wichtigen Bestandteil der schwedischen Großmachtspolitik wurde. Der massive Abbau führte zu mehreren Einstürzen, deren gewaltigster sich im Jahr 1687 ereignete. Damals stürzten die drei großen Tagesschächte ein und bildeten die heute sichtbare Pinge „Stora Stöten“ (vgl. Abb. 8.4). Alte Überreste aus dieser Zeit wie Fördergerüste und Grubenanlagen werden heute als historisches Erbe gepflegt und im alten Verwaltungsgebäude, dem heutigen Museum, ausgestellt. Der übertage abgebaute „Stora Stöten“ ist 350 m lang, 220 m breit und 95 m unter Niveau. Über 2 Mio. m³ beträgt das Fassungsvermögen des Schachtes. Der im Tiefbau betriebene Hauptschacht hat eine Abbauteufe von 600 m. In den letzten Jahren der Förderung wurden 130.000 t Erz pro Jahr gefördert, in der Regel Schwefelkies, Zinkblende, Bleiglanz und Kupfererz. Seit 1926 erfolgte die Grubenerzaufbereitung durch Flotation, also durch chemische Ausfällung (Stora AB 1995). Der Eisenerzabbau begann im Faluner Revier im 18. Jh. Vorerst zur Deckung des Eigenbedarfs, später um die ausgehende Kupfergewinnung durch Eisenerzeugung zu ersetzen. Durch die Aufwertung der Eisenwirtschaft im 19. Jh., kam es zu einer „Bestandsexplosion“ im Gruben-, Hütten- und Schmiedebestand der Region am Dalälven.

Die bergbauliche Tätigkeit bewirkte auch die Entwicklung der Forstwirtschaft und Holzindustrie aus den Nebenbetrieben der Faluner Gruben. Der ungeheure Holzbedarf, der ja schon einmal Engpässe verursachte, führte dazu, daß die Wälder des nördlichen Dalarna für die Grube reserviert wurden. So ist auch zu erklären, daß die Bauern ihre Steuern in Form von Holz bezahlen mußten. Die ersten Sägewerke entstanden im 18. Jh., ebenso wurden in dieser Zeit die ersten Waldkäufe durch die Faluner Grube getätigt. In den 60er Jahren beliefen sich die Wälder des Unternehmens auf ca. 310.000 ha (Stora AB 1995). Nach dem Auslaufen der Traditionsminen ist die Stora Kopparberg AB einer der größten schwedischen Zellstoff- und Papierverarbeitenden Konzerne mit einem Jahresumsatz im Jahr 1995 von 57,1 Mrd. Kronen, 8 Mrd. SEK Profit und über 25.000 Beschäftigten, davon über 13.000 Beschäftigte in Schweden (Stora AB 1996). Der Kauf des deutschen Papier- und Kartonherstellers Feldmühle im Jahr 1990 machte Stora AB zum größten europäischen holzverarbeitenden Konzern. Da der überwiegende Holzbedarf des europäischen Marktes zur Papierherstellung aus kanadischen Wäldern stammt, errichtete Stora AB 1995 in Nova Scotia (Kanada) eine riesige Niederlassung. Die Faluner Gruben haben bis zu ihrer Schließung 1992 28,15 Mio. t (ab 1630 registriert) Erz gefördert. Davon weit über 1 Mio. t Kupfer, 15 t Silber und 1,5 t Gold. Jährlich wurden ca. 140.000 t Erz aufbereitet mit einem durchschnittlichen Gehalt von 5% Zn, 1,7% Pb, 0,7% Cu und 35% S. 1960 waren die Aufbereitungserträge wie folgt: 55.000 t Schwefelkieskonzentrat mit 47% S, 8.500 t Zinkblende mit einem Reinanteil von 48% Zn, 2.400 t Bleiglanz mit 46% Pb und 2.400 t Kupferkies mit einem Kupferreinanteil von 15% (WASTENSON 1994a).

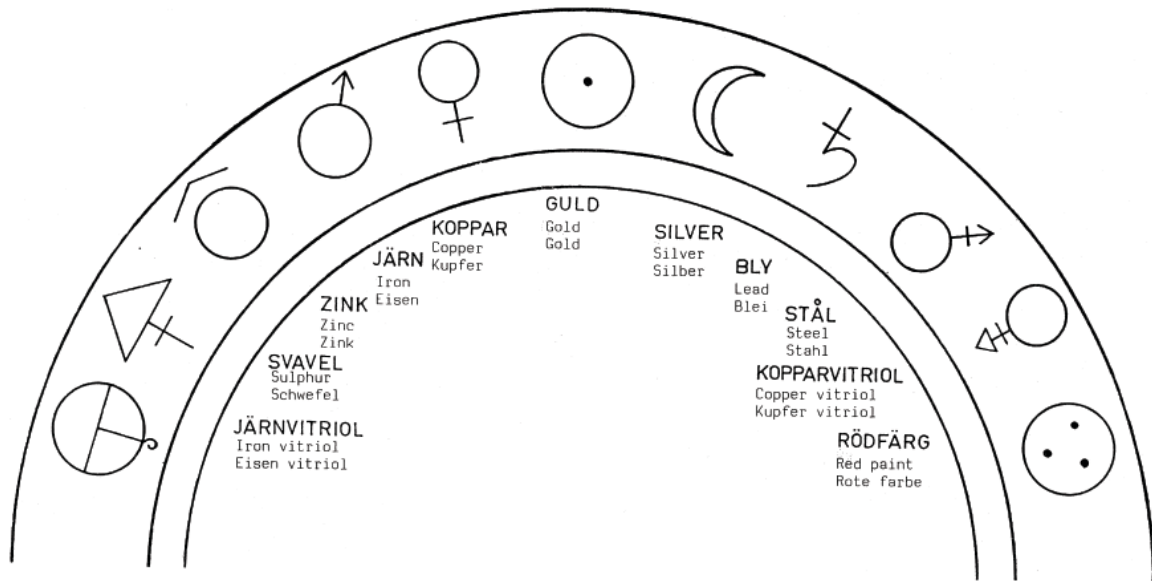


Abbildung 8.2 Mittelalterliche Bergbausymbole

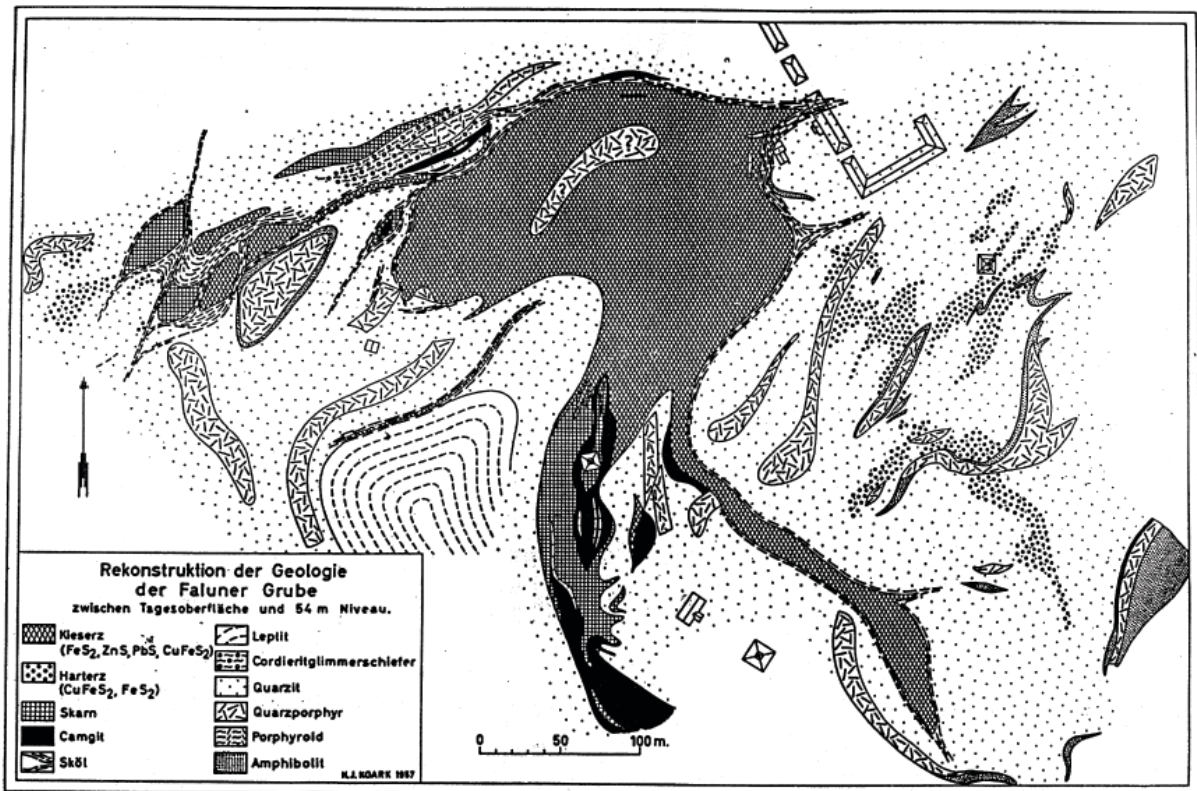


Abbildung 8.3

Zur Geologie des Faluner Reviers und zur Lagerstättengense

Im folgenden soll auf die überaus komplexe Beschreibung zur Geologie der Faluner Grube von Koark (1960) eingegangen werden. Die Lagerstätte des Faluner Reviers ist von großer Komplexität und Heterogenität, was eine Deutung - auch durch das hohe Alter der Lagerstätte sehr erschwert (vgl. Abb. 8.3). Man kann aber festhalten, daß es sich um eine polymetamorphe Lagerstätte handelt.

Die Sulfidervorkommen bei Falun liegen in einem steilstehenden EW-streichenden Leptitstreifen, der nördlich und südlich von Urgraniten, bzw. im NW von Diorit-Gabbros begrenzt wird. Die Leptite östlich von Falun vertreten pelitische Fazies (also „schlammige“, der Ton-Schluff-Fraktion angehörende Gesteine), die westlichen dagegen sind effusive Typen (i.d.R. quarzporphyrische oder porphyrische Leptite). Diese Leptite stellen die ältesten hier bekannten präkambrischen Bildungen dar. Das Vorkommen der Faluner Grube und das der ca. 4 km westlich gelegenen Skyttgruvan liegt in einer zusammenhängenden Umwandlungszone von Leptit --> Glimmerschiefer --> Quarzit innerhalb der Leptitformation. Dabei weist dieser durch kräftige WSW - ENE schernde Bewegungen betroffene Gebietsstreifen zwei größere Faltschlingen (dragfolds) von mehreren hundert Metern auf, die in Kalksteinen aufgelöst wurden. Dadurch liegen Vererzung und höchstmetamorphe Gesteine als nachdeformative Kristallisation in diesem Bereich, deren Ursprung in tektonischen Stoffverschiebungen und Konzentrationen vermutet wird. Die anstehenden Erze bilden mit ihren Umwandlungsareolen einen immer wiederkehrenden Typus mittelschwedischer Sulfidlagerstätten.

Dieser wird als Falutypus bezeichnet. Die vorherrschende Lehrmeinung bringt die Umwandlung mit der Platznahme der Gneisgranite in Verbindung (also durch chem. Lösung oder Intrusion). Die dabei benötigten Stoffe wie Si, Mg oder Fe wurden als Front vor den Gneisgraniten hergetrieben und haben sich besonders reaktionsempfindliche Gesteine, wie sie Kalk darstellen, ausgesucht. Diese Lagerstättengense muß als Metasomatische Lagerstättenbildung bezeichnet werden. Erst durch Mg-Zufuhr wird Kalk zu Dolomit. Die darauffolgende Kristalloblastese und ihre Hydratisierung zu Serpentin macht also eine SiO_2 -Zufuhr zur Bedingung. Je nach Menge SiO_2 sowie der von Mg und Fe kann es zur Skarnbildung kommen (Skarn, schwed.: Lichtschnuppe). Diese bestehen i.d.R. aus Ca-führenden Metasilikaten (z.B. Tremolith-Aktinolith) und Ca-freien Metasilikaten (z.B. Antophyllit). Hinzu kommen Chlorit und Spinell. Zur Altersdatierung kann festgestellt werden, daß die CaO-haltigen Minerale älter als die Mg-haltigen Minerale sind, was auf eine allmähliche Austreibung des CaO aus den Kalksteinen weist.

Durch Sericitisierung (Sericit = feinschuppiger Muskowit) der Feldspäte wurden die Leptite zu Glimmerschiefer umgewandelt, was einer chem. Wegführung von Ca und Na und einer K-Bindung im Muskowit entspricht. Als Sulfide treten im Faluner Revier besonders folgende Minerale auf: Schwefelkies, Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende und Bleiglanz. Dabei sind Bleiglanz und Zinkblende bevorzugt in Kalk- und Skarnerzen, Kupferkies in Glimmerschiefer, Quarzit, Skarnerzen und in mit Biotit-Chlorit belegten Bewegungszonen verteilt. Schwefelkies gilt als Mitläufer und tritt somit überall auf. In Falun werden seit jeher Cu-Erze in „blötmalm“ (Weicherz), „hardmalm“ und „skölmalm“ eingeteilt. Mit „blötmalm“ bezeichnet man eine kupferkiesführende Schwefelkiesmasse, „hardmalm“ kennzeichnet Kupferkies in Quarziten und „skölmalm“ ist ein kupferkiesführender chloritisch-biotitisch verschmierter Bewegungshorizont.

Die großen Schwefelkieskonzentrationen werden als Kiesstöcke bezeichnet, die im allgemeinen Kalkstein verdrängt zu haben scheinen. Außer Schwefelkies ist in den Kiesstöcken noch Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz und Magnetit enthalten. Die kupferreichsten Stellen befinden sich meist an den Kiesstockgrenzen. Übersteigt der Schwefelkiesgehalt den des Kupferkieses, wird das Erz als halbhart bezeichnet. Die meisten mit den Sulfiden vergesellschafteten Skarnminerale sind Tremolit, Aktinolith und Antophyllit. Seltener treten Biotit-Chlorit, Granat und Anhydrit auf. Das „Storgruvekisen“ (Großgrubenkies) nimmt den zentralen Teil der Grube ein und ist vom Tagebau bis auf 332 m hinunter verfolgbar, wo es zur Tiefe hin ausspitzt. In ihm liegen jeweils östlich und westlich zwei Harterzgebiete. Im östl. gelegenen Harterz befinden sich in den Kupferkies führenden Quarziten gediegenes Gold mit Weibullit einem sehr selenhaltigen Mineral. Für den Abbau von entscheidender Bedeutung sind die sog. „skölar“. Es handelt sich dabei um verruschelte Nebengesteinsmassen, also Harnischzonen, welche Deformationsprozesse, entstanden durch schernde und pressende Bewegungen mit anschließender

Kristallisation, darstellen. Diese Skölzonen bestehen aus Chlorit, Biotit sowie Hornblende und grenzen die Kiesstöcke vom Quarzit ab. Allerdings treten sie auch weniger mächtig innerhalb der Kiesstöcke und Harterze auf.

In diesem Fall sind sie nicht mächtiger als zwei Meter. Nach ihrer Zusammensetzung unterscheidet man Chlorit-, Talk- und Amphibolskölare. Darüber hinaus sind manche dieser „skölare“ mit Sulfidzerzen vererzt. Seltener Skölminerale sind Granat, Magnetit und Anhydrit. Die Gesteine der Grube werden durch Ganggesteine durchbrochen. Dabei handelt es sich um bis zu 20 m breite Granitporphyre, die regelmäßig von dünneren Amphibollagen beidseitig begleitet werden. Die Gänge sind teilweise kräftig gefaltet und verworfen. Infolge vererzender Prozesse wurden die Granitporphyre z.T. in Quarzite umgewandelt. Somit ist die Erzbildung auch jünger als die Platznahme der Gänge. Interessant zu erfahren war auch noch, daß das Verwitterungsprodukt von Schwefelkies zu einem Gemenge von Eisensulfaten und Eisenhydraten, sog. Schlammerde oder Rohocker, verarbeitet wird und das Rohmaterial zur Rotfarbenerzeugung darstellt. Diese Farbe mit der Bezeichnung „Faluröd“ ist in ganz Schweden berühmt, dient sie doch als konservierendes Anstrichmittel für die Häuser.

Das Besucherbergwerk und das Museum von Stora Kopparberg in Falun

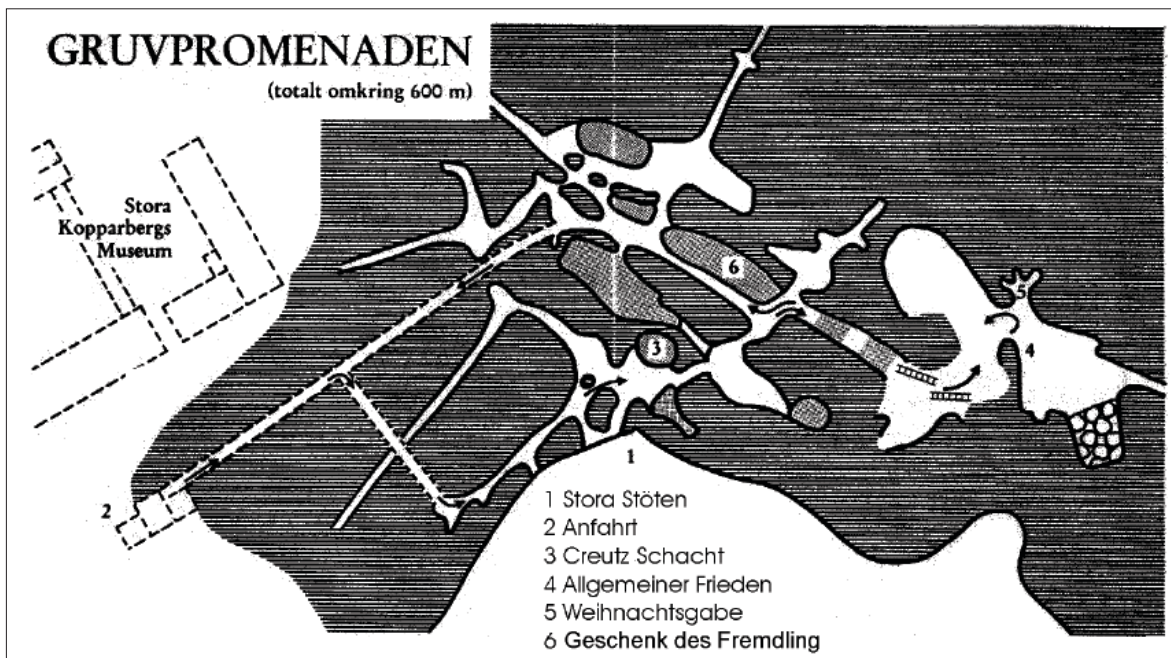


Abbildung 8.4 Grubenrundgang

Nach einem ersten Blick in die gewaltige Pinge führen wir in das Bergwerk ein, genauer gesagt auf die 55 m Sohle. Der Rundgang führte uns in den 1662 begonnenen Creutz - Schacht. Dieser Schacht ist 208 m tief und der einzig noch existierende an der Peripherie des Erzkörpers. In der Mitte des Schachts wurde 1833 bis 1836 eine gewaltige Holzwand eingezogen. Diese stellt wahrscheinlich das größte Holzbauwerk der Welt dar. Das Holz erfuhr eine natürliche Konservierung durch Alaunsalze, dadurch ist es trotz großer Feuchte im Originalzustand erhalten geblieben. Auf einer Seite der Wand befanden sich die Förderkörbe für die Bergleute und das Erz, auf der anderen Seite befanden sich die Fahrten und die sehr empfindlichen Pumpen zur Grubenentwässerung. Diese sollten durch den Wandeinbau geschützt werden.

Im Bergbau ist es Tradition allen Schächten, Stollen, Strecken und Abbauräumen eigene Namen zu geben. In der Faluner Grube gibt es über 4000 Namen. Die Namengebung entstammt offiziellen Anlässen, Glaubensbekenntnissen, Wünschen oder von den Erbauern oder Entdeckern. Unser Rundweg führte uns in den „Allgemeinen Frieden“, einen Abbauraum aus dem frühen 19. Jh. Im Anschluß daran gelangten wir in die „Weihnachtsgabe“. Hier stieß man um die Weihnachtszeit auf einen Erzkörper. Diese für den

Bergmann wichtigste und schönste Gabe gab diesem Raum den Namen. Weiter ging es in den „Rålamb-Schacht“, über „Eugens Strecke“ und „Osman Pascha“ in das „Geschenk des Fremdlings“. In diesen Abbauräumen und Strecken sahen wir unterschiedliche Abbaumethoden, eine Herdstelle einer Schmiede zum Schärfen der Bohrköpfe. Anhand eines aufgerichteten Holzstapels konnten wir uns vorstellen, wie das Feuer setzen vonstatten ging. Im Anschluß an die touristische Begehung der Grube besichtigten wir das sehr interessant gestaltete Bergbaumuseum. Sehr eindrucksvoll und anschaulich wurden hier die geologische Genese, die Entwicklung des Bergbaus in Falun seit dem 13. Jh. und deren regionale Impulse, die Entwicklung der Abbautechnik, Erzförderung, Wasserhebung und des Grubenbaus sowie die Arbeit des Bergmanns an vielen Modellen, Karten, Kupferstichen, Mineralien nachgezeichnet (Stora AB 1995).

Auf dem Weg nach Säter entdeckten wir an einem See einen aus Schlacke aufgeschütteten Uferabschnitt. Nach näherer Untersuchung entpuppte sich das Gestein als recht spärlich verhüttete Kupferschlacke. Es handelte sich um eine sehr alte Halde, da die Schlacke sehr schwer war und für ein Schlackengestein eine zu hohe Dichte und Homogenität aufwies. In einigen Stücken konnten sehr gut Kupferansammlungen betrachtet werden.

8.2 Exkursionspunkt: Bispbergs klack (vgl. Abb. 1 und 8.5)

Ca. 3 km östlich von Säter befindet sich der 315 m hohe Bispbergs klack. Vom Dorf Bispberg führt ein 2 km langer Wanderweg auf den Aussichtspunkt Bispbergs klack. Von hier sollte man einen wunderschönen Rundblick auf den südöstlichen Teil Dalarnas und vor allem auf das Ravinensystem haben. Die umgebende Landschaft ist sehr flach gestaltet, was darauf hinweist, daß dieses Gebiet unterhalb der höchsten Küstenlinie lag und somit die Täler durch Stoffablagerung des abtauenden Inlandeises nivelliert wurden. Es wird angenommen, daß es sich bei diesem Berg um einen Zeugen einer 1,8 - 1,75 Mrd. Jahre alten Peneplain, also um eine Rumpffläche oder Fastebene (Louis 1960) handelt. Bei dem anstehenden Gestein handelt es sich um den sog. „Enkullengranit“, einen feinkörnigen Granit mit teilweise sehr großen Feldspäten. Der Bispberg ist eine Lokalität für Molybdänglanz und Scheelit, zusätzlich sind Florit, Bleiglanz und Wismutglanz als mineralische Begleiter nachgewiesen. Infolge des hohen Molybdängehalts wurde das Gestein in einem Steinbruch abgebaut.

8.3 Exkursionspunkt: Säterdalens Ravinenkomplex (vgl. Abb. 1 und 8.5)

Nordöstlich von Säter befindet sich der Ravinenkomplex von Säterdalen (vgl. Abb. 8.5). Ravinen stellen tief eingeschnittene Täler mit sehr steilen Flanken dar und entstehen nur im Schluffbereich. Zur Genese kann festgestellt werden, daß es sich hierbei um ein präglaziales Dalälvental mit fjordähnlichem Aussehen handelt. Infolge des Meeresspiegelanstieges gelangte das Gebiet unterhalb der höchsten Küstenlinie, welche sich heute bei 180-190 m NN befindet. Diese höchste Küstenlinie befand sich zu diesem Zeitpunkt im Bereich des Siljansees. Die Hangoberkante des Tales liegt bei 140 m NN. Da sich die Sedimentation von Schwebstoffen im Wasser vom Groben und Schweren zum Feinen, Leichten (bei zunehmender Entfernung vom Liefergebiet) vollzieht, kam es im Bereich des Säterdalen zu einer Talausfüllung mit Schluff.

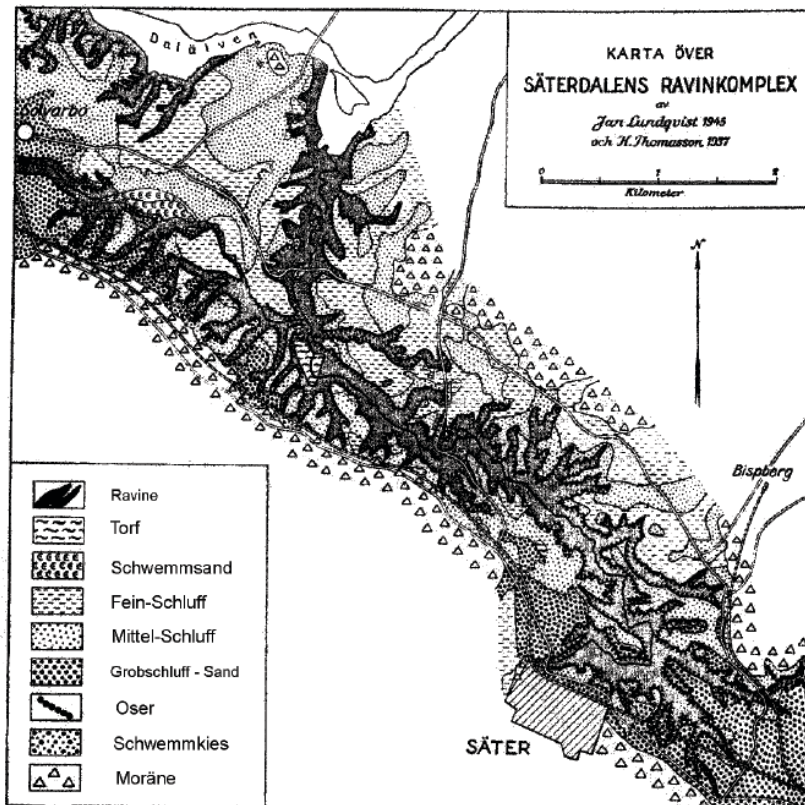


Abbildung 8.5 Säterdal

Bei sehr hoher Durchfeuchtung, infolge Oberflächenwasserversickerung oder kapillarem Grundwasseraufstieg, kommt es zu einem Absinken der Adhäsionskräfte. Die Lockerung der Stoffbindung bewirkt Rutschungen, die den Hauptprozeß der Talbildung im Säterdalen darstellt. Durch den hohen Schluffanteil entstehen bei Rutschungen sehr steile Hänge. In einem Seitenarm konnten wir die Wirkungsweise an einer ca. 3 m mal 5 m großen Rutschung nachvollziehen. Grundlage dieser Entwicklung ist der Ljusterån, ein Nebenfluß des Dalälven, welcher sich in die Schluffe eintiefte und dabei dieses Ravinensystem mit seinen unzähligen Nebenarmen schuf. Neben der „Hauptravine“ haben sich ca. 35 Seitenravinen (Seitenarme) ausgebildet. Viele von diesen sind sehr tief eingeschnitten, oftmals bis zu 50 m unter der Umgebungshöhe (Svenson 1994). Die Rutschungen werden geringer, je verminderter die Wasserführung ist. So waren um 5700 b.p., 4300 b.p., 3000 b.p. und 1600 b.p. Zeiten größter Erosionstätigkeit, wahrscheinlich als Folge eines feuchteren Klimas.

9. Fahrt nach Värmland, Klarälven

von Heiko Schulz

Unsere Fahrtroute (vgl. Abb.1) von Rättvik nach Brunskog (etwa 270 km) wurde von drei Exkursionspunkten unterbrochen.

9.1 Standort: Nusnäs (vgl. Abb. 6.4)

Die Region am Siljan - See zeichnet sich durch für Schweden ungewöhnlich große Dörfer aus. Am Beispiel von Nusnäs kann dies erklärt werden. Die Ursachen dafür sind in der geschichtlichen Entwicklung zu suchen. In dieser Region galt nicht wie sonst üblich das Erbsystem, wonach eine Person den ganzen Hof erbt (Anerbenrecht), sondern hier bekam jeder einen Teil des Grund und Bodens vererbt (Realerbteilung). Das hatte natürlich zur Folge, daß die Parzellen durch Aufteilung immer kleiner wurden. Gleichzeitig hatte jeder, der im Besitz von Boden war, das Recht, im Dorf ein Haus zu bauen, so daß sich das Dorf immer mehr vergrößerte. Gleichzeitig entstanden durch die ökonomische Gleichstellung der Bauern keine großen Landsitze. Ökonomische Grundlage war nicht nur der Ackerbau, sondern aufgrund der günstigen Lage (zentral auf der Skandinavischen Halbinsel) auch der Handel, speziell der Holzhandel, der durch den benachbarten Bergbau und dessen großen Holzverbrauch begünstigt wurde.

Um trotz der immer kleiner werdenden Ackerfläche die Ernährung zu gewährleisten, ging man zur Sennhüttenwirtschaft über. Nusnäs war dabei das Hauptdorf, das im Winter bewohnt wurde. Im Frühjahr erfolgte der Umzug ins drei Kilometer entfernte Fudal in die Heimatsennhütte. Hier befanden sich kleinere Kartoffeläcker, Viehweiden und Wiesen. Im Mittsommer erfolgte dann der Umzug in ein 10 bis 20 Kilometer entferntes Senndorf, wo vorwiegend das Vieh in Weidewirtschaft gehalten und eine Verarbeitung der Milchprodukte vorgenommen wurde. In dieser Zeit gab es sehr wenig Kontakt zum Hauptdorf, in welches es Mitte August zurückging, um bei der dortigen Ernte zu helfen. Die Kartoffelernte im weiter entfernt gelegenen Senndorf schloß sich an, bevor man über Fudal im November/ Dezember ins Hauptdorf nach Nusnäs zurückkehrte. Die durchschnittliche Ackerfläche betrug um 1850 etwa 0,5 ha. Heute sind die Dörfer wie Fudal, in denen sich die Heimatsennhütte befand, selbständige Einheiten und in den weiter entfernten Sennhütten wurden Ferienobjekte etabliert.

9.2 Standort: Öjsberg (vgl. Abb. 1)

Der Öjsberg ist ein lokal typischer Vertreter für den Öje - Diabas. Seine Höhe beträgt 513 m über NN und er ist folgendermaßen geschichtet (von oben nach unten):

- sehr feinkörniger Diabas - Mandelstein
- Diabas - Mandelstein
- Diabas - Porphyrit
- Sandstein
- Diabas - Mandelstein (10 m dick, grobkörnig, konglomeratig)
- Dala - Sandstein

Der Öje - Paläobasalt ist ein absolutes Leitgeschiebe, er kommt also nur in eng begrenzten Gebieten vor, womit sich Rückschlüsse auf die Bewegungsrichtung des Eises, das zum Beispiel über Mecklenburg

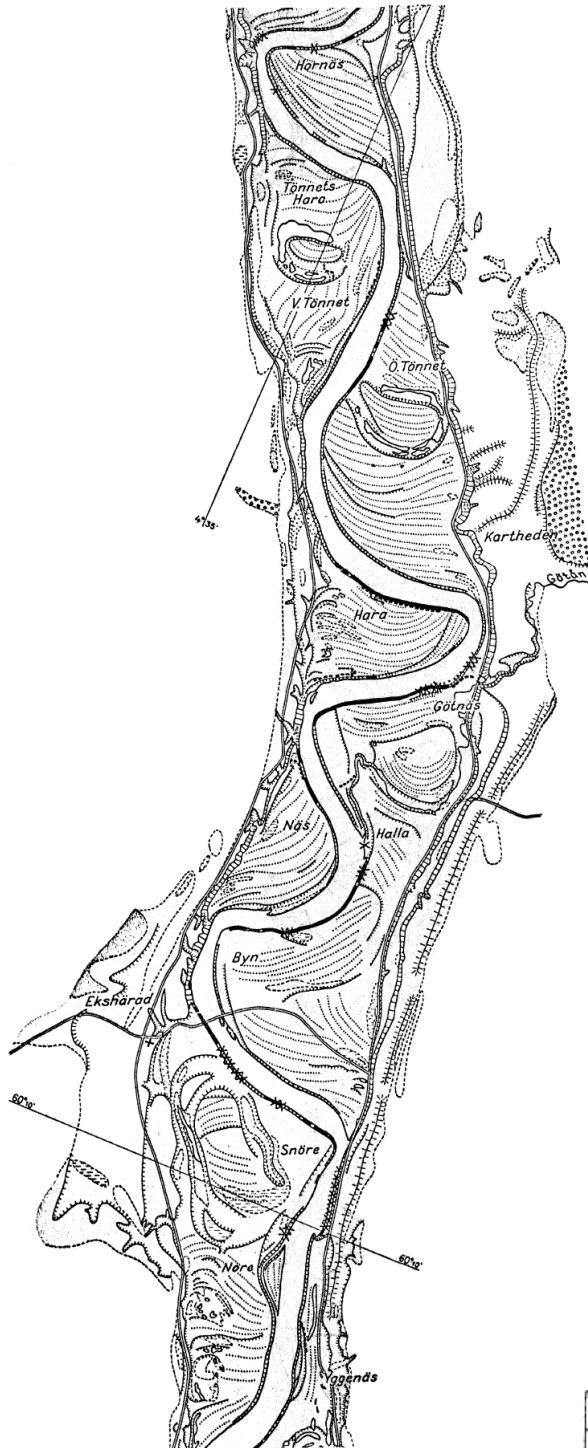


Abbildung 9.1 Klarälven bei Götnäs

strich, ziehen lassen. Er ist basisch, setzt sich mineralisch zu 50% - 60% aus Plagioklas, 20% Olivin zusammen. Der Rest sind Augit, Erze und Serpentin. Die Ausbildung ist sehr unterschiedlich. Einerseits ist er sehr feinkörnig, andererseits ist eine porphyrische Varietät auszumachen, erkennbar an weißen Plagioklasleisten. Die Mandelstein - Varietät ist gekennzeichnet durch größere Hohlräume, entstanden durch gasreichere Diabasmagmen, in denen Lösungen auskristallisierten, von denen Calcedon, Achat und Chlorid die drei wichtigsten sind.

9.3 Standort: Klarälven bei Götnäs

Der Klarälven ist ein mäandrierender Fluß (vgl. Abb. 9.1), der innerhalb einer Nord - Süd - Verwerfung verläuft und präglazialen Ursprungs ist. Durch die eiszeitliche Überformung wurde aus dem Kerbtal ein Trogtal, auch Gletschertal genannt. Es befindet sich unterhalb der höchsten Küstenlinie (HKL). In diesem Fjord reichte das Meer bis Sysseleback, nachgewiesen durch abgelagerte marine Sedimente (vgl. Abb. 9.2). Bei der Hebung wurde ein Gebiet 30-40 km südlich bei Edebäck als Stufe im Tal über das Meer herausgehoben. Damit begann die Mäandrierung, die heute eine Ausdehnung von 70 km erreicht hat und den Klarälven damit zum größten, freien, ungebundenen Mäanderlauf Schwedens macht. Jetzt ist er reguliert und durch die günstigen Verhältnisse für die Landwirtschaft zeichnet sich das Gebiet des Klarälvens durch eine hohe Besiedlung aus.

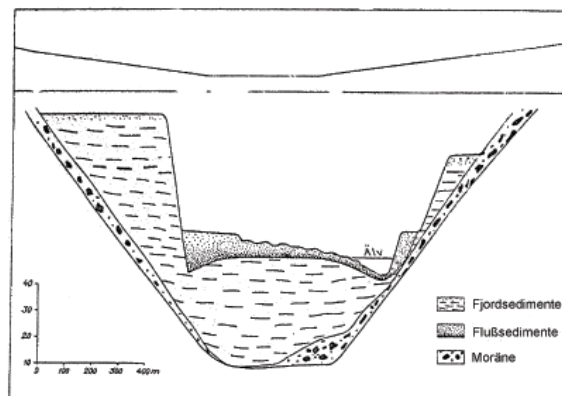


Abbildung 9.2 Querprofil durch das Klarälvtal

10. Arvika und Umgebung

von Katrin Bielig

10.1 Einführung

An den drei folgenden Exkursionstagen konnten wir ausgewählte Gebiete der Provinz Värmland näher kennenlernen (vgl. Abb. 10.1). Von unserem Standquartier Brunskog aus besuchten wir im Westen Arvika und Umgebung, im mittleren Teil die Provinzhauptstadt Karlstad und im Osten das Naturreservat Brattforsheide.

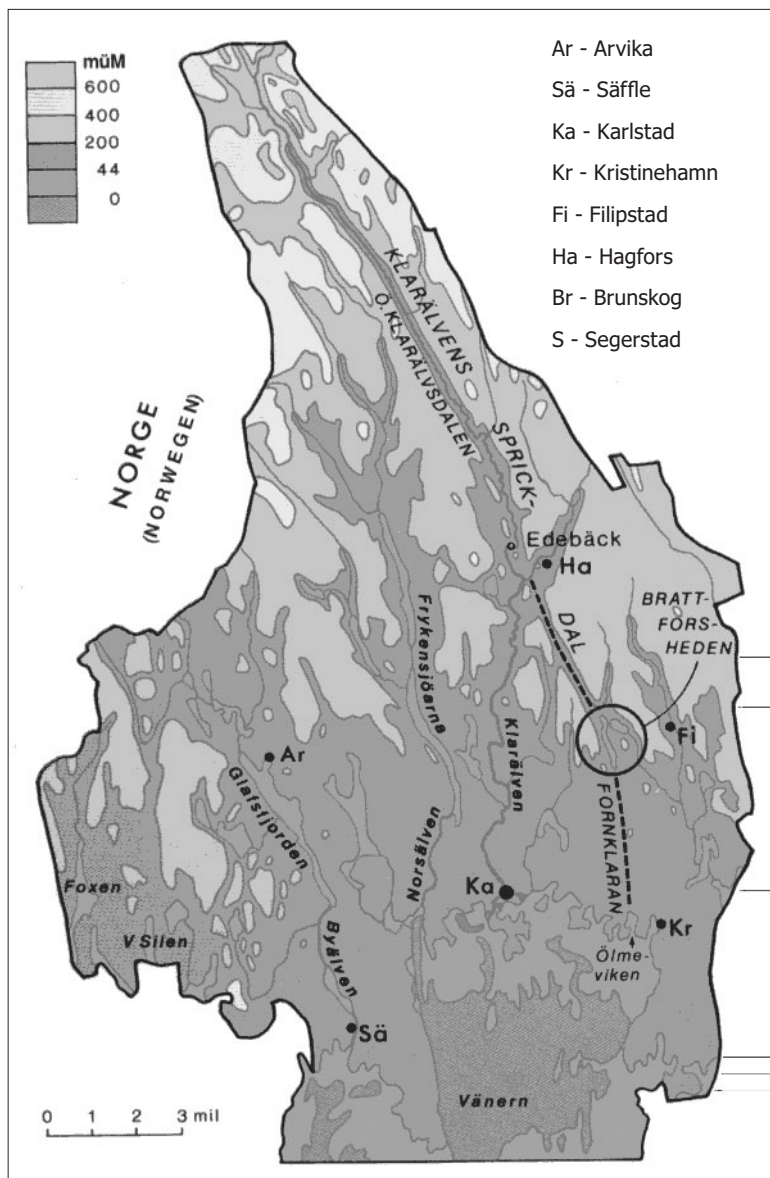


Abbildung 10.1 Exkursionsgebiete in Värmland

Värmland läßt sich geologisch-tektonisch in drei große Einheiten unterteilen, da zwei bedeutende Strukturlinien, die Protoginenzzone und die Mylonitzone, das Gebiet von NW nach SE queren (vgl. Abb. 10.2. und Abb. 11). Der östliche Teil Värmlands, einschließlich unseres Exkursionsgebietes

Brattforsheide bei Filipstad, wird von Småland-Värmland-Graniten eingenommen und gehört damit zum Transskandinavischen Granit-Porphyr-Gürtel. Der mittlere Teil der Provinz zwischen Protoginen- und Mylonitzone besteht vor allem aus grauen bis rotgrauen, zum Teil gebänderten Orthogneisen, in die viele Vorkommen von Hyperiten (Olivingabbro) eingeschaltet sind. Der westliche Teil Värmlands ist heterogen aufgebaut, vor allem aus gebänderten Gneisen, sehr alten Granitoiden und sauren metavulkanischen Gesteinen. Das Exkursionsgebiet um Arvika liegt nördlich des großen Granit-Gneis-Gewölbes, des sogenannten Åmål-Komplexes. Der nördliche Teil des Åmål-Komplexes wird durch einen Überschiebungsdeckenrest eingenommen.

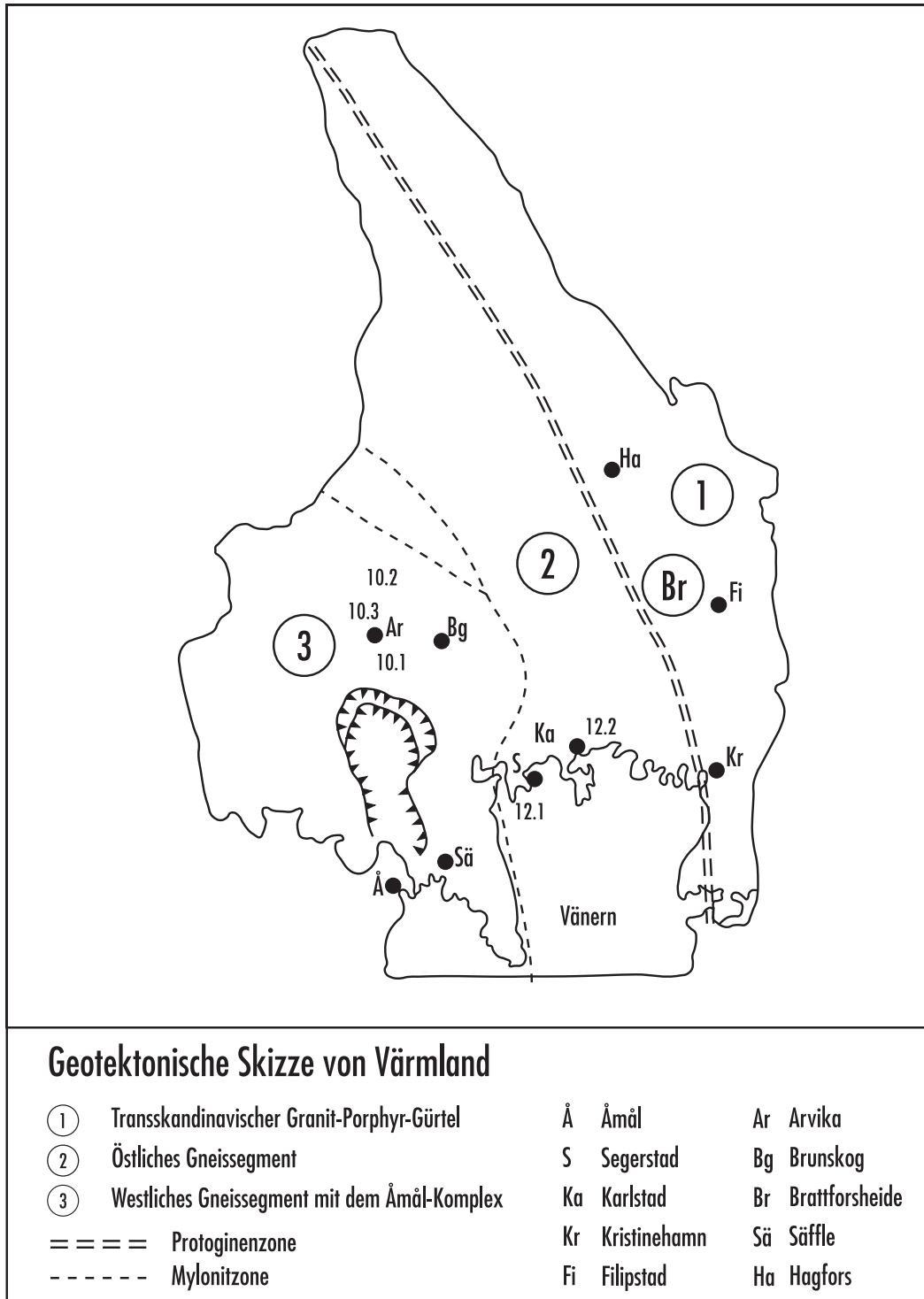


Abbildung 10.2

10.2 Rundblick vom Storkasberg

Der Storkasberg - 188 m ü. NN - befindet sich am südöstlichen Stadtrand von Arvika und gehört zum westvärmländischen Bergland, das hügelig bis bergig ist und ein Höhenniveau von 200 bis 250 m erreicht.

Der Aussichtsturm auf dem Storkasberg ermöglicht einen Blick auf den Nordausläufer des Glafsforden und auf die Bucht Kyrkviken, an der Arvika liegt.

Der NW-SE gerichtete See Glafsforden ist durch Trogtalbildung entstanden. Er weist einen Seespiegel von 45 m auf und liegt damit im Niveau des Vänern-Sees, an den er durch den Säffle-Kanal angeschlossen ist.

Der Wasserweg von Säffle am Vänern über den Byälven-Glafsforden bis Arvika (45km) ist ein alter Wikingerweg („Vikingaleden“), der als Landweg bis Trondheim im heutigen Norwegen weiterführte. Die schwedischen Wikinger benutzten diesen Handelsweg z.B. auch, um auf Brautschau in Richtung NW nach Kongsvinger zu gehen (überliefert für den Wikingerkönig Olof Trätälja). Später erfolgte ein reger Passagier- und Warenverkehr auf dem „Vikingaleden“, was die Entwicklung vieler Dörfer beiderseits der Wasserstraße förderte.

Im Grenzgebiet zwischen Schweden und Norwegen liegen die sogenannten Edaschanzen, Reste von Grenzbefestigungen. Dieses Verteidigungsbollwerk wurde im 17. Jahrhundert angelegt, um Schweden vor dänisch-norwegischen Angriffen zu schützen. Auf schwedischer Seite waren hier bis zu 1400 Soldaten stationiert. Nach 1814 verlor „Eda Skans“ seine Bedeutung, da Schweden dank militärischer Stärke Dänemark zum Kieler Frieden zwingen konnte und Norwegen in eine Personalunion mit Schweden eintrat. Genau ein Jahrhundert später wurde an dieser Stelle ein Monument in Form einer Granitsäule errichtet, das als Symbol für den 100-jährigen Frieden steht. Ende der 50er Jahre hatte ein schwedischer Radiosender die Idee, an diesem Ort ein neues, „autarkes“ Grenzreich, „Morokulien“ genannt, als Symbol für den Frieden zu gründen. Heute ist Morokulien ein eigenverwaltetes Gebiet, das als Touristenzentrum geschätzt wird und über einen eigenen Poststempel und Paß verfügt.

Vom Aussichtsturm nach Westen blickend, sehen wir auf das 280.000 ha große Naturreservat Glaskogen, das wegen seiner Abgeschiedenheit von vielen Menschen als beliebtes Wandergebiet genutzt wird. Das Naturreservat Glaskogen verfügt über einen vielfältigen Tierbestand, unter anderem Bären, Wölfe und weiße Elche.

10.3 Der Gletschertopf in Råxed

Das zweite Tagesziel war der „Riesengletschertopf“ bei Råxed nördlich von Arvika. Er liegt etwas versteckt am Steilhang des Sees Bergsjön, dessen Seespiegelniveau bei 98 m NN liegt. Mit einem Durchmesser von etwa drei Meter und einer Tiefe von fast fünf Meter gilt er als der größte Strudel- bzw. Gletschertopf Värmlands. Die Bildung des Gletschertopfes hängt sicher mit einem Spaltensystem im Gletschereis zusammen, das vor etwa 9400 Jahren das Tal erfüllte. Das sich in der Gletscherspalte sammelnde Schmelzwasser wurde wahrscheinlich bis zu dieser Stelle kanalisiert geführt und stürzte dann als Wasserfall aus der Eiswand auf den nackten Fels an der Basis des Spaltensystems. Weil die hier anstehenden Gneisgesteine nicht sehr widerständig sind, erodierten die mitgeführten Mahlsteine in die Tiefe und „drehten“ den „Topf“ in relativ kurzer Zeit heraus. Die Annahme eines sehr schnellen Auskolkungsprozesses geht auf Vergleichstudien in Südwestschweden (Bohuslän) zurück.

Dort beobachtete man den Eintiefungsprozeß im Bereich eines Flußwasserfalles und erhielt Werte von etwa 1 m in fünf Monaten. Weitere bekannte Gletschertöpfe gibt es im Gletschergarten von Luzern, im Huy im Harzvorland, im Bereich der Flechtinger Scholle bei Magdeburg und in Rüdersdorf.

10.4 Jössefors

Wenige Kilometer westlich von Arvika bei Jössefors fanden - wenn auch in schwächeren Dimensionen als in Råxed - am Unterlauf des Flusses Jösseälven im Auslaufbereich des Wasserwerkes ebenfalls Auskolkungsprozesse statt.

Diese sind nicht auf fluvioglaziale Ursachen - wie in Råxed - sondern auf fluviale zurückzuführen. Die Anlage des Wasserkraftwerkes nutzt ein natürliches Gefälle von 25 m aus, das durch die Existenz eines Querriegels von widerständigen sauren Vulkaniten verursacht wird. Der seartig verbreiterte Fluß besitzt oberhalb des Gesteinsriegels ein Seespiegelniveau von 71 m.

Im trockengefallenen Auslaufbereich unterhalb der Staumauer konnten wir die fluvialen Auskolkungserscheinungen im Gneis des Talbodens studieren. Die größten Tiefen der einzelnen Kolke liegen bei maximal einem Meter. Fast immer waren mehrere Kolke perlschnurartig an Gesteinsklüfte gebunden. Selbst zwischen zwei dichtgelegenen breiten Quarzgängen waren mehrere Strudellöcher zu finden.

10.5 Die Stadt Arvika

Die Stadtentwicklung von Arvika, am Nordende des Wasserweges Glafsforden gelegen, wurde durch die hier notwendige Verladung der Wirtschaftsgüter vom Schiff auf den Wagen begünstigt (Stapelrecht). Aus der Industriestadt des 19. Jahrhunderts hat sich ab Mitte dieses Jahrhunderts eine Verwaltungs- und Beamtenstadt entwickelt, die auch durch ein reichhaltiges Kulturleben bekannt ist. Das Freiluftmuseum „Skansen“ in Arvika war das letzte Exkursionsziel an diesem Tag. Hier konnten wir die typische Holzbauarchitektur Värmlands an Beispielen betrachten. Das Museum präsentiert unter anderem Saunen, eine Gesindestube, einen Gewürzgarten, ein Grab aus der Wikingerzeit und eine Windmühle. Verschiedene Kulturelemente aus mehreren Jahrhunderten, die beispielsweise durch finnische Auswanderer nach Schweden gebracht wurden, sind an den ausgestellten Hausformen zu bewundern.

Gut erhalten zeigten sich beispielsweise eine Rauchkate aus dem 16. Jahrhundert, die als Wohnstätte finnischer Auswanderer diente und ein aus dem 17. Jahrhundert stammendes Gasthaus.

Mit dem Besuch eines Barock- und Folklorekonzerts in der Trefaldighets-Kirche in Arvika klang der zehnte Exkursionstag aus.

11. Brattforsheide

von Sigurd Eyrich

11.1 Die Brattforsheide

Die Brattforsheide befindet sich ca. 35 km nördlich des Vänern Sees in der westschwedischen Provinz Värmland (vgl. Abb. 10.1 und Abb. 10.2). Sie ist ein Komplex von Sand- und Kiesablagerungen, in diesem speziellen Fall ein ehemaliges Randdelta. Bei einem Eisranddelta handelt es sich um eine Deltaform, bei der das vom Gletscherfluß mitgeführte Material bei erfolgreichem Eisrückzug direkt ins offene Meer geschüttet wird.

Durch das rücktauende Eis und die damit verbundene Entlastung kam es im weiteren Verlauf der Entwicklung zu einer Hebung des Festlandes, so daß diese alten Deltas heute weit im Inland auf einer Höhe von 180 - 190 m NN liegen.

Die Brattforsheide zählt zu den am besten erhaltenen Eiszeitüberresten Schwedens und ist nicht zuletzt aufgrund der weiten Kiefernlandschaft ein beliebtes Erholungsgebiet. Auch die spezielle Geländeform übt auf den Besucher einen besonderen Reiz aus. Man findet sowohl Dünen, als auch Schluchten, Oser und Toteislöcher. Im allgemeinen kann das Gebiet als flachwellig beschrieben werden. Heute liegen in der Brattforsheide allein vier Naturreservate.

11.2 Entstehung der Brattforsheide

Die Voraussetzungen für die Bildung der Brattforsheide ergaben sich zum einen aus verschiedenen Haltestadien der Eisrandlage, zum zweiten aus den spezifischen topographischen Bedingungen.

Vor der letzten Eiszeit war das Gebiet v.a. durch zahlreiche Kerbtäler geprägt. Man kann davon ausgehen, daß während der Eiszeit der Weltmeeresspiegel um gut 100 m sank, so daß sowohl der Englische Kanal als auch die Nordsee trockengelegt waren. Die Wassermassen wurden zum Ausbau der Eismassen benötigt, die ca. 3 - 4 km mächtig waren. Diese Mächtigkeit ist ungefähr dem Gewicht von 1 km mächtigem Granit gleichzusetzen. Daraufhin kam es zu einer Absenkung des Festlandes. Als das Klima im Spätglazial zunehmend wärmer wurde, zog sich der Eisrand nordwärts zurück. Das Festland begann sich mit einem Wert von ca. 1 dm/a wieder zu heben. Auch der Wasserspiegel stieg wieder langsam auf sein altes Niveau.

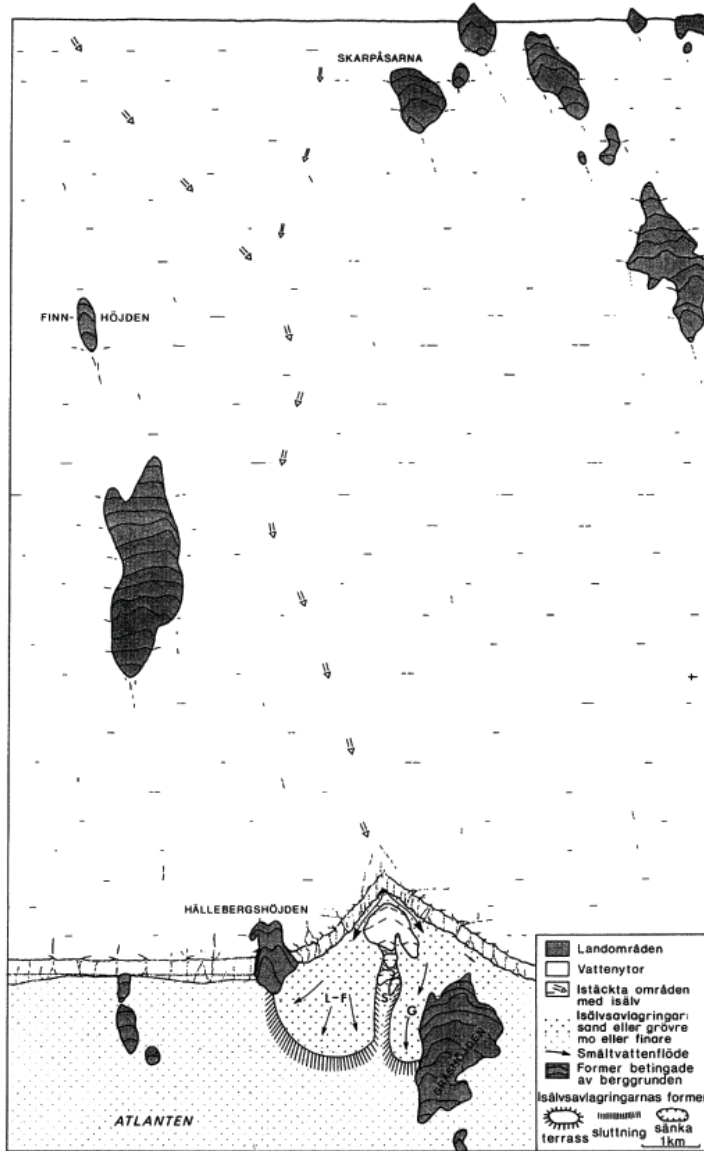
Die Wellen des sich dabei aus den Schmelzwässern gebildeten und sich weiter bildenden Eismeres schlugen gegen die Gletscherkanten, wobei diese auch durch den Auftrieb schroff abbrachen. Die Gletscherkanten bekamen dadurch die Form einer steilen Wand. Die gelösten Eisstücke trieben als Eisberge weiter, soweit sie nicht mit dem Unterboden in Berührung kamen und sich festsetzten. Der jährliche Eisrückgang wird mit ca. 300 m/a beziffert. Die eisfreien Gebiete wurden sofort vom Meer überspült, ausgenommen davon waren nur einige höhergelegene Gebiete. Das Eismeer konnte bis zu 150 m tief sein. Die entstehenden Randdeltas bestanden meist aus verschiedenen kleineren Deltas, da die Gletscherflüsse ihre Richtung häufig änderten.

Während des Eisrückzuges bildeten sich auch Oser. Dies sind Schmelzwasserablagerungen des Eises aus Schottern und Sanden und gleichzeitig Anzeiger alter Schmelzwasserrinnen im Bereich ehemaliger Gletschertore. Sie sind dabei wallartig wie Eisenbahndämme aufgebaut. Im Alsternsee findet man die höchsten Partien dieser Oser heute als längliche Inseln mitten im See. Die Deltas wurden durch das von den Gletscherflüssen transportierte Material immer weiter ausgebaut. Die abgelagerten Sedimente schützten

auf der anderen Seite die Gletscherkanten vor dem Einfluß des Meeres. Bei der Entstehungsgeschichte der Brattforsheide geht man von unterschiedlichen Etappen aus (FURUHOLM, 1994).

Vor 9600 b.p.

Der größte Teil des Gebietes ist immer noch von Eis bedeckt (vgl. Abb. 11.1). Die Oberfläche des Eises beginnt abzuschmelzen. Die Eisdecke wird langsam dünner. Höhere Bergpartien ragen aus dem Eis hervor.



Die entstandenen Schmelzwässer suchen sich dabei durch Spalten, Risse und Klüfte einen Weg zum Eisgrund. Aus diesen Spalten entstehen alsbald regelrechte Tunnel, die dann durch Gletscherflüsse ausgefüllt werden, in denen sich die Schmelzwässer sammeln. Der größte Gletscherfluß befindet sich im Bereich des früheren Klarälvenkerbtals. Kurz vor der Mündung ins Meer erfolgt eine Vereinigung mit einem kleineren Gletscherfluß aus dem Nordosten (vgl. Abb.11.1). Man muß davon ausgehen, daß die Gletscherflüsse nicht ständig gleich stark waren. Es gab sowohl langsam fließende Winterfluten als auch reißende Sommerfluten. Dementsprechend wurde unterschiedlich viel Material mittransportiert. Das Transportvermögen konnte bis zu einigen Lastwagenladungen pro Minute betragen. Dabei wurde größeres Material am Grund der Flüsse mitgerollt. Kleinere Partikel dagegen wurden vom Wasser aufgewirbelt und erzeugten so eine milchig weiße Farbe. Bei diesen Prozessen kam es zur Abrundung, Sortierung und schichtweisen Ablagerung von Gletscherflußmaterial.

Abbildung 11.1 Brattforsheide vor 9600 b.p.

Auf Abbildung 11.1 ist weiterhin zu sehen, daß mitten in der Bucht vor dem Gletschertor ein gewaltiger Eisberg gestrandet ist. Das flachere Gelände vor der Gletscherkante liegt unter Wasser, wogegen einige Hügel und Bergpartien weiter östlich bereits aus dem Wasser hervorragen. Durch den vorgelagerten Eisberg wird die Geschwindigkeit des Schmelzwassers abgebremst. Dadurch nimmt das Transportvermögen ab, d.h. Felsblöcke, Steine, Kies und Sand verbleiben auf dem Boden des Tunnels und nur feinere Partikel können bis ins Meer hinausgeführt werden. Dieses Material lagert sich dann vorzugsweise in Buchten, Becken und Meeresengen ab. Davon zeugen die Eismeertonablagerungen im Bereich von Lindfors und Lungälven, die bis zu 20 m mächtig sind.

Wie auf der Abbildung zu sehen, entstehen zwei Deltazungen, die sich zu beiden Seiten des vorgelagerten Eisbergs ins Meer erstrecken. Links das Lindfors - Fagerås - Plateau (LF) und rechts die Gräshöjds - Terrassen (G). Sie sind durch ihre fast ebenen Flächen gekennzeichnet. In erster Linie handelt es sich hier um Sande, die durch das Wasser mittransportiert wurden, sich dann ablagerten und somit das Wachsen der Deltazungen ermöglichten. Solche Zungen erheben sich gewöhnlich nicht über den Meeresspiegel, sondern enden meist einige Meter unterhalb. Dafür sorgen die heranströmenden Schmelzwässer der Gletscherströme.

Zwischen 9600 und 9500 b.p.

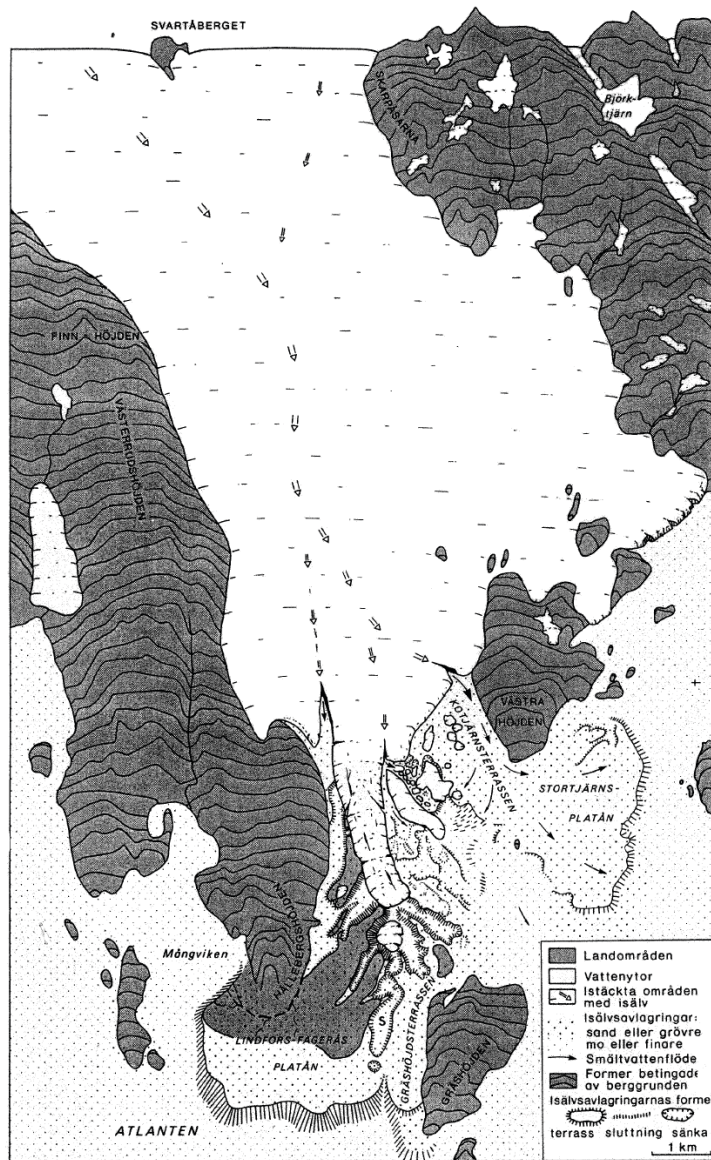


Abbildung 11.2 Brattforsheide zwischen 9600 und 9500 b.p.

Die Eisdecke wird dünner und dünner. Der Einfluß von Sonne, Regen und warmen Winden läßt das Oberflächeneis schmelzen. Alle höheren Bergpartien sind nun eisfrei. Auch im Kerbtal, wo das Eis vorher am mächtigsten war, beginnt der Eisrückzug. Hier verbleibt allerdings eine Gletscherzunge (vgl. Abb. 11.2). Der Gletscherfluß mündet im großen und ganzen immer noch an derselben Stelle. Dadurch konnten sich die Deltazungen bis weit ins Meer hinaus ausdehnen. Das Lindfors - Fagerås - Plateau ist bis zu diesem Zeitpunkt bereits trockengelegt. Die Gräshöjd-Terrassen befinden sich dagegen noch unter

dem Meeresspiegel. In der Gletscherzunge bilden sich nun ebenfalls langsam Risse, ausgelöst durch die Tunnel der Schmelzwässer.

Auch hier wird Material in Form von Felsblöcken, Steinen und Kiesen abgesetzt. Dieses abgesetzte Material ist noch heute in Form von Osern sichtbar. Das Material, das hier nicht abgesetzt wird, wird auch weiterhin außerhalb der Tunnelmündungen im Delta abgesetzt. Zwischen der Eiszunge und dem Lindfors - Fagarås - Plateau ist eine Insel zu sehen, die vom Delta gebildet wurde. Östlich der Gletscherzunge wurden durch das Gletscherflußmaterial riesige Deltas gebildet. Diese sind heute als Kotjärns - Terrassen und Stortjärns - Plateau sichtbar.

Die Eisblöcke, die von der Gletscherkante abbrechen, treiben entweder fort oder werden ins Gletscherflußmaterial eingebettet. Vor der Gletscherzunge liegt immer noch der Rest des Eisbergs und verhindert, daß das gesamte Gebiet mit Material aufgefüllt wird.

Ca. 9500 b.p.

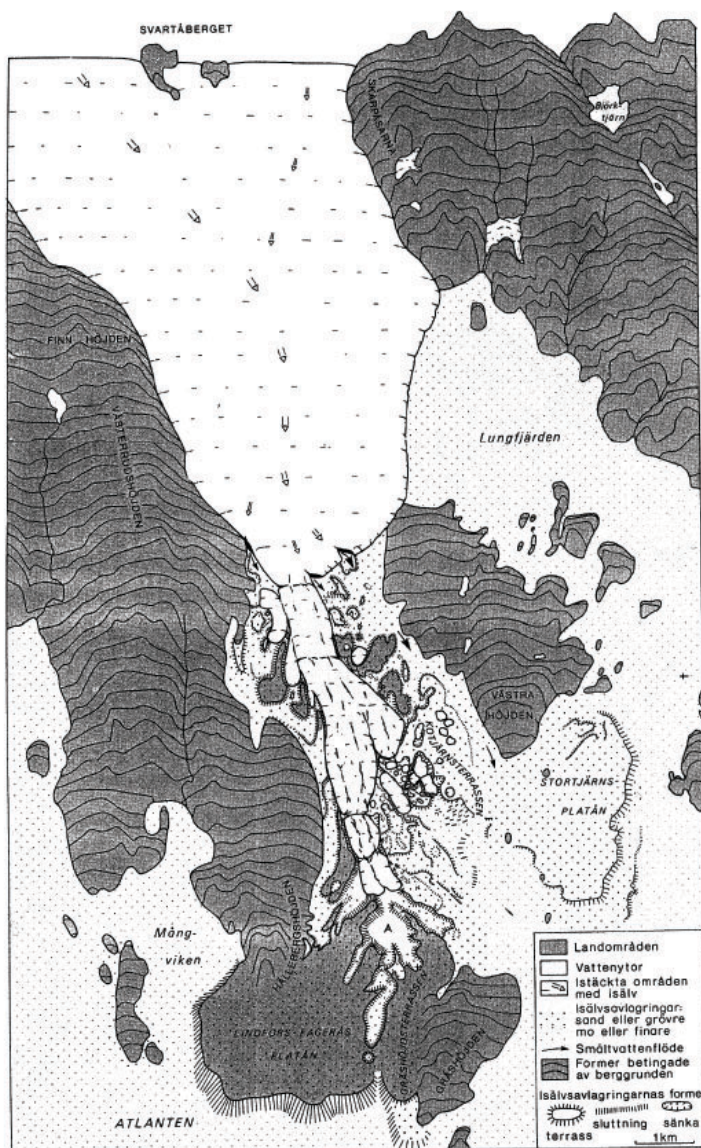


Abbildung 11.3 Brattforsheide ca. 9500 b.p.

Die Eisdecke ist weiter geschrumpft und dünner geworden. Am schnellsten erfolgt der Eisrückzug im Lungfjärden, wo die größere Wassertiefe das Kalben des Eises ermöglicht (vgl. Abb. 11.3).

Die Gletscherzunge liegt noch immer im Tal, wird immer länger und verhindert somit ein Auffüllen des Kerbtals mit Material. Von den ständig wechselnden Schmelzwassermündungen kommen große Mengen Sand und Kies und schütten das Gebiet seitlich der Gletscherzunge zu. Auch hier werden Eisblöcke in das sedimentierte Material eingearbeitet. Kleinste Partikel werden dagegen weiterhin weit weg von der Gletscherkante im ruhigen Wasser abgesetzt.

Durch die weitere Landhebung werden nun auch das Lindfors-Fagarås-Plateau und die Gräshöjds-Terrassen trockengelegt. Nachdem sich auch die Senke des Skeppunds-Tals über den Wasserspiegel erhebt, steht dem Schmelzwasser nur noch der Abflußweg durch die Meeresenge von Västra Höjden und Gräshöjden zur Verfügung.

Vor 9400 b.p.

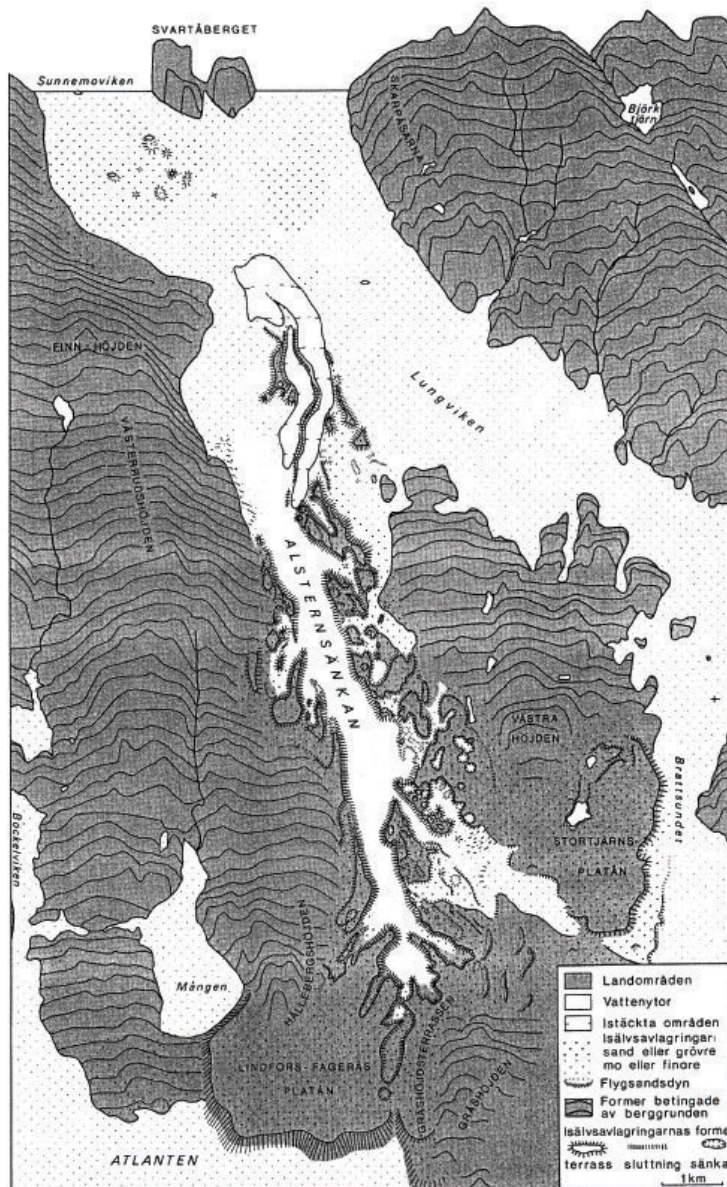


Abbildung 11.4 Brattforsheide ca. 9400 b.p

Mit Ausnahme des Kerbtals ist nun das gesamte Gebiet eisfrei (vgl. Abb. 11.4). Der Gletscherfluß hat seine Last in Form von Eisblöcken, Steinen, Kies und Sand nahe der verschiedenen Mündungen abgesetzt, meist östlich der Gletscherzunge. Die vorherige Meeresenge zwischen Västra Höjden und Gräshöjden ist versandet und trockengelegt. Das Schmelzwasser kann jetzt nur noch über Lungfjärden und Brattsundet

ins Meer gelangen. Im breiten Lungfjärden wird die Wassergeschwindigkeit dabei so stark gebremst, daß sich jetzt auch hier kleinere Partikel absetzen können. Durch diese Ablagerungen hat der Lungfjärden auch heute noch einen fast ebenen Seeboden. Der See Mången ist vom Meer völlig abgeschnitten. Die Gletscherzunge schmilzt weiter ab und der riesige Eisberg vor der Zunge ist völlig verschwunden.

Die Gletscherzunge im Kerbtal beginnt langsam zu schmelzen. Die vorher eisgefüllten Gebiete werden nicht mit Schlamm aufgefüllt, da diese Gebiete von schlammführenden Strömen nicht mehr erreicht werden. Durch die weitere Hebung der umliegenden Gebiete entsteht an dieser Stelle ein gewaltiges Toteisloch, das im Norden eine letzte Verbindung zum Meer hat. Durch fortschreitende Verlandung und Trockenlegung der Buchten werden die Wassermassen vom Meer isoliert und die Seen Alstern und Lungen entstehen.

Brattforsheide in der Gegenwart

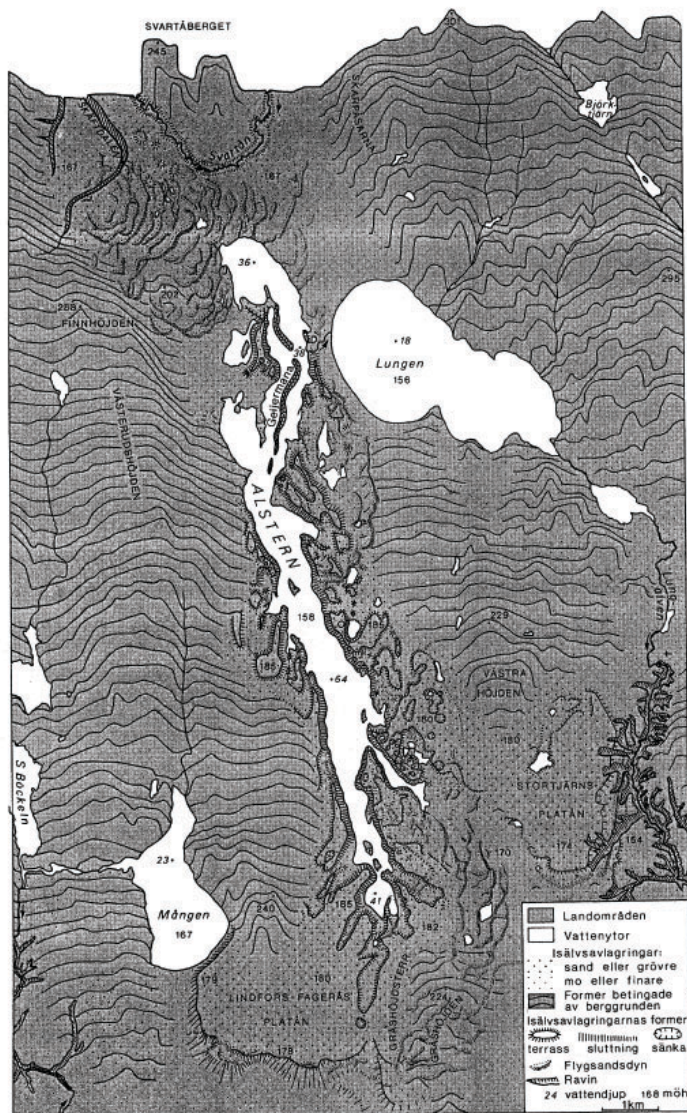


Abbildung 11.5 Brattforsheide heute

Infolge der Hebung der Sunnemo-Bucht über den Meeresspiegel verlagerte der Klarälven seinen Lauf in das heutige westlich gelegene untere Klarälvental. Dadurch wurde die Brattforsheide vor einem Fortspülen weiter Teile der Heide verschont und nicht zerstört. Sie ist, im Gegensatz zu anderen ähnlichen Gebieten in Schweden, bis in die heutige Zeit fast intakt geblieben. Obwohl die eigentliche Entwicklung damit

abgeschlossen ist, hört die Brattforsheide bis heute nicht auf, sich zu verändern, auch wenn dies in viel langsamerem Takt geschieht.

11.3 Die Exkursion vom 08.08.1996

Der Exkursionstag begann mit einer Einführung und kurzen Beschreibung der Entstehung des Exkursionsgebietes durch unseren Exkursionsleiter, Herrn Lars Furuholm, vom Naturschutzamt der Provinzialregierung Värmland, am Zeltplatz Brattforsheide. Dieser befindet sich im Südosten des Exkursionsgebietes und liegt auf der Deltaoberfläche, die während des Eisrückzuges geschüttet wurde. Er liegt damit ca. 100 m höher als Karlstad, welches sich auf einer Höhe von 45 m NN befindet. Das Delta selbst hat hierbei eine Mächtigkeit von 30 - 40 m. Neben der Entstehungsgeschichte wurden weitere wichtige Einzelheiten angesprochen, so z.B. entstanden an den Seerändern viele kleine Deltas, die nach der Landhebung durch den Eisrückzug bzw. durch Aufschüttung über die Meeresoberfläche gelangten und so Dünenfelder bildeten.

Der Großteil der Dünen ist auf zwei Dünenfelder begrenzt. Das eine befindet sich nördlich des Alsternsees und ist mit ca. 9 km² eines der größten in Schweden. Das zweite Dünenfeld ist zwischen Stegla und Gräshöjden zu finden. Beide Felder sind heute mit Vegetation bedeckt. Die oberste Sandschicht mußte bei der Entstehung sehr trocken und ohne Vegetation sein. Der Wind wirbelte je nach Stärke Sandkörner auf und transportierte diese mit.

Ließ die Transportfähigkeit nach, wurde der Sand abgelagert und sammelte sich in Form von Sanddünen. In den meisten Fällen lagerten sich die so entstandenen Sanddünen an Hindernissen an. Grundsätzlich kann man sagen, daß die Phase der Dünenbildung relativ kurz war. Sie begann mit der Landerhebung der Deltas über die Meeresoberfläche infolge des Eisrückzuges und endete mit der Bildung einer Vegetationsdecke. Desweiteren findet man als Zeugen der ehemaligen Vereisung und des Eisrückzuges viele Toteislöcher, vor allem im Kittelfeld, mehrere Quellaustritte im Osten der Brattforsheide, die zu Ravinenbildungen führten. Außerdem findet man an vielen Stellen Moore, so z.B. am Lungensee. Hier ist die Mooroberfläche 3 - 4 m höher gelegen als die vergleichbare Uferlinie des Sees. Wichtig wäre auch zu erwähnen, daß der Brattforsheide als großer Grundwasserspeicher heute eine besondere Rolle zukommt. Interessant ist ebenfalls, daß im Gebiet der Brattforsheide Brandhorizonte gefunden wurden, die nachweislich bis ins 11. Jh. zurückreichen.

Zweiter Punkt der Exkursion war eine Kiesgrube am Rand des Deltas südlich des Zeltplatzes. Die Grube bestand fast ausschließlich aus Feinmaterial, nur einige Geschiebe konnten entdeckt werden. Weiterhin gut zu sehen waren die geneigten Sand- und Kiesschichten, die einen Einblick in die damaligen Strömungsverhältnisse gaben. In den oberen Bereichen der Kiesgrube erkannte man eine klassische Horizontalschichtabfolge, wobei die sortierten und geschichteten Sand- und Kiesablagerungen besonders gut sichtbar waren. Weiter unterhalb war eine Diskordanzfläche sichtbar, die nach Süden geneigt war. Anhand der Abfolge heller und dunkler Sandschichten sowie unterschiedlicher Schichteinfallwinkel wurde diese Erosionsdiskordanz sichtbar. Desweiteren konnte man in der Kiesgrube Manganerzablagerungen in Form kleiner Partikel finden. In der Kiesgrube erfolgt kein Abbau mehr, da sie aufgrund verschiedener seltener Tierarten unter Naturschutz steht. Im Gebiet um diese Kiesgrube befinden sich einige Quellen, die für ein in der Nähe liegendes Dorf zur Wasserversorgung dienen. Es gibt auch Überlegungen, Karlstad an diese Wasserversorgung anzuschließen. Im Anschluß an die Besichtigung der Kiesgrube erfolgte eine Fahrt über die Deltaoberfläche.

Nächster Punkt war der Regionalflugplatz der Fluggesellschaft Filipstad, der im Jahre 1940 von der schwedischen Luftwaffe angelegt wurde. Dieser Flugplatz befindet sich direkt auf der Deltaoberfläche. Gut zu erkennen war hier der Übergang von feuchten zu trockeneren Böden, was sich in einem Wechsel von Fichten- zu Kiefernwald deutlich machte. Weiterhin zu sehen waren die Hällebergshöhen. Diese standen nach dem Rückzug des Eises als Inseln im Meer und sind von kleinen Terrassen umgeben, die durch abgelagerten Sand der Schmelzwasserströme gebildet wurden.

Vierter Punkt der Exkursion war der Standort Köhlerhütte, die gleichzeitig Hauptinformationsstelle der Brattforsheide ist. Wichtig zu erwähnen ist, daß das gesamte Gebiet der Brattforsheide vom Staat verwaltet wird. Das Gebiet um die Köhlerhütte ist von einer relativ kargen Vegetation gekennzeichnet.

Hauptsächlich zu finden sind Kiefern und Flechten. Laubbäume fehlen völlig, da diese von der Waldwirtschaft entfernt wurden. An Fauna findet man vor allem viele Insektenarten sowie Eidechsen, für die die Brattforsheide ein idealer Lebensraum ist. Für sie werden extra Sandflächen geschaffen, indem diese durch Abbrennen der Vegetation freigehalten werden.

Auf dem anschließenden Rundgang konnte man Kohlenreste von Meilern finden, die bis in die zwanziger Jahre unseres Jahrhunderts betrieben wurden. Hochblüte der Köhlerei war Mitte des 19. Jh., wodurch weite Teile des Gebietes abgeholzt wurden. Der Rundgang führte vorbei am s.g. „Kesselfeld“, einer Ansammlung einzigartiger Toteislöcher, das sich insgesamt über eine Länge von 6 km erstreckt. Toteislöcher entstehen dadurch, daß sich einzelne Eisblöcke von der Gletscherwand lösen, danach im Schmelzwassertunnel bzw. im Delta abgesetzt werden und von Schlamm oder anderem Material bedeckt und eingebettet werden. Aufgrund dieser Bedeckung erfolgt ein verlangsamtes Abtauen dieser Eisblöcke, da die Sonne nicht ungehindert einwirken kann. Später, wenn der Eisblock abgeschmolzen ist und kein anderes Material zugeführt wird, entsteht ein s. g. Toteisloch. Im Bereich des „Kesselfeldes“ gibt es heute ca. 20 dieser Löcher, die bis zu 25 m tief sind. Die Böden dieser Toteislöcher sind heute oft mit Torfmoos, von dem es in Schweden 45 verschiedene Arten gibt, bewachsen. Einige Toteislöcher sind auch mit Wasser ausgefüllt bzw. dann mit Schwinggras bewachsen. Für den Besucher wurde extra ein Waldbestand gelichtet, um eine bessere Sicht und einen nachhaltigeren Eindruck zu ermöglichen. Auf dem Weg wurden eine Reihe Pflanzen und Gräser bestimmt, so u.a. der flache Bärlapp, die Rauschbeere, die Krähenbeere, die Fensterflechte, der Sumpfporst, die Zwergbirke und die isländische Flechte.

Nächster Punkt des Rundgangs war der Alsternsee, dessen Wasser auch heute noch ohne Bedenken als Trinkwasser verwendet werden kann. Auch hier befinden sich Oser als Zeugen ehemaliger Schmelzwasserströme in Form von Inseln in der Mitte des Sees. Am Ufer des Sees findet man Laubbäume, vor allem Erlen.

Nächster Standpunkt war ein Ravinental, das bis zu 25 m tief eingeschnitten ist. Der Talboden war feucht und wurde von einem kleinen Bach durchzogen. Bei genauem Beobachten konnte man einen Unterschied hinsichtlich der Vegetation im oberen und unteren Bereich feststellen. Hatte man im oberen Bereich vor allem Kiefern, so waren im unteren Bereich hauptsächlich Fichten und Grauerlen anzutreffen. In diesem kleineren Seitental waren weiterhin einige seltene Moose, Farne sowie das echte Springkraut anzutreffen. Der Weg führte dann weiter zum Haupttal, in dem verschiedene Grundwasseraustritte und Eisenausscheidungen zu sehen waren. Die Hangneigung war hier nicht so groß wie vorher im Nebental.

Letzter Exkursionspunkt war dann die Begehung eines Hochmoores nördlich des Alsternsees. Dieses Hochmoor war uhrglasförmig aufgewölbt und wuchs bzw. wächst in den See, wobei das Material immer weiter vorfällt und sich so seinen Weg bahnt. Am besten zu sehen war das an den Strommasten, die durch das Wachsen des Moores schon halb im Moor verschwanden bzw. durch den Druck schon stark geneigt waren.

Im Anschluß an die Exkursion wurde noch ein Abstecher zu einem Bergohreulen - Schutzgehege unternommen, wo zahlreiche Eulen- und Uhuarten beobachtet werden konnten. Man bekam so ein Bild über die Artenvielfalt und die Probleme zur Erhaltung dieser Arten in Schweden, was ein interessanter Abschluß eines lehrreichen Tages war.

12. Segerstad - Hammarö - Karlstad

von Uwe Groß

12.1 Segerstad (vgl. Abb. 10.1 und Abb. 10.2)

Der Schärengarten Segerstad ist Beispiel einer Schärenküste am Nordrand des Vänernsees. Er umfaßt eine Fläche von etwa 5.000 ha (Landfläche 750 ha) und ist seit 1979 Naturreservat, 30 Inseln sind größer als 1 ha. Es gibt aber, wie für eine Schärenküste typisch, eine Vielzahl kleinerer Inseln. Der Exkursionspunkt am Nordwestrand der Halbinsel von Arnäs (Arnäs udde) ist sehr gut geeignet, um sich ein Bild von diesen pleistozän geprägten Rundhöckerlandschaften zu machen.

Eine Voraussetzung für die Entstehung einer Schärenküste ist ein ehemals höheres Niveau des Wasserspiegels, um die durch die Wirkung des Eises entstandenen Rundhöcker von der späteren Moränenbedeckung freizuspülen. Der Seespiegel des Vänernsees liegt momentan 45 m über NN. Die höchste Küstenlinie ist mit 180 m über NN angegeben. Vom höheren Stand des Wassers künden Strandwälle auf Arnäs udde, die gut zu erkennen sind. Momentan hebt sich die Nordküste des Sees 3,5 mm im Jahr. Am Südrand ist hingegen nur eine Hebung um 2,8 mm zu beobachten. So gibt es Schärenküsten vor allem im Norden. Dort kommt es weiterhin zur Vergrößerung der Landfläche und zur Entstehung weiterer Schären.

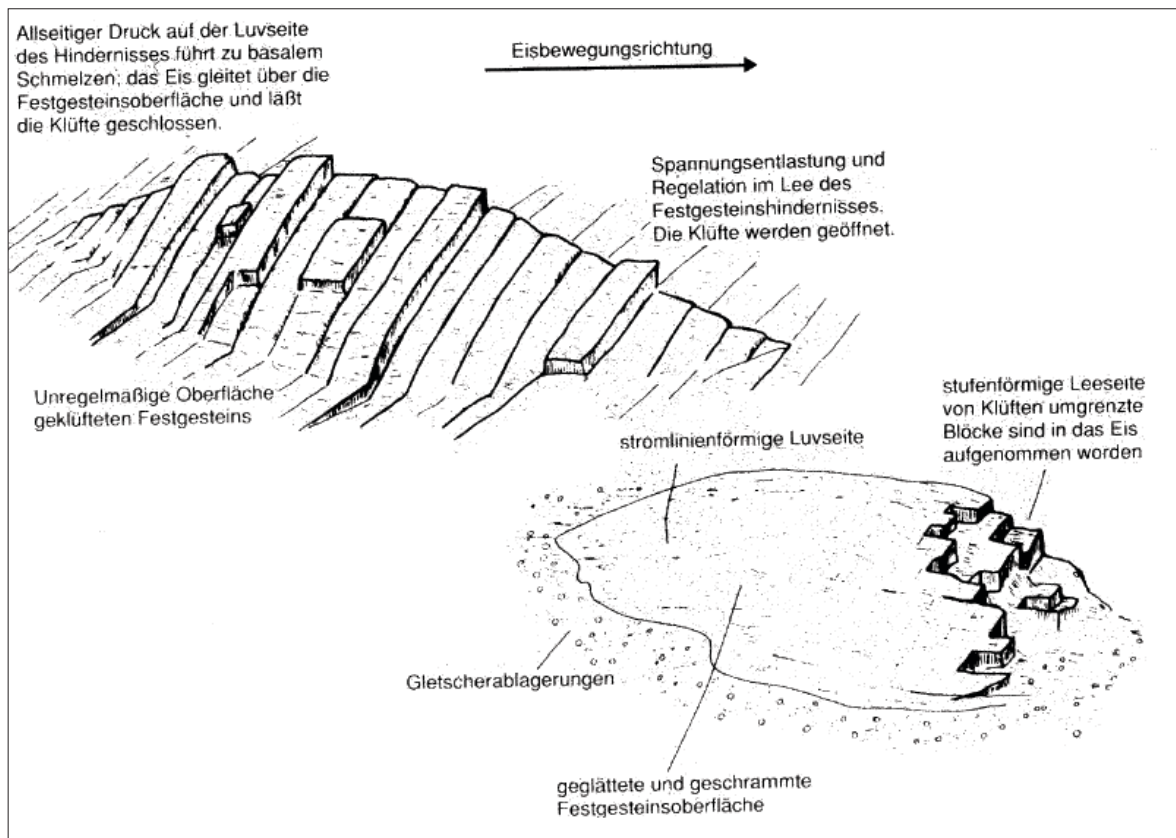


Abbildung 12.1 Schema zur Entstehung von Rundhöckern

Unser Standpunkt gab eindrücklich die Reichhaltigkeit dieser Küstenform mit kleineren Inseln wieder. Bei guten Wetterverhältnissen kann man eine Schäre näher untersuchen. Sie liegt etwa 50 m vom Ufer

entfernt, ist etwa 2 m hoch 25 m lang (in Richtung des Eisflusses also nordwestlich) und 40 m breit. Wahrscheinlich hat sich die vorgelagerte Halbinsel auf die Dynamik des Eisflusses ausgewirkt, da diese breitere Form für Schären nicht typisch ist. Das Material der Schäre ist Gneis. Nach der geologischen Karte besteht der Untergrund in dieser Gegend entweder aus sauren Vulkaniten oder Graniten und Orthogneisen der Amalgruppe. Man kann das Gestein also Letzterem zuordnen. Die Oberfläche war durch das Eis abgeschliffen, Gletscherschrammen in Längsrichtung der Schäre waren vorhanden, allerdings nicht besonders gut sichtbar. Die von der Halbinsel nicht einsehbare Luvseite besaß eine gut ausgeprägte, etwa einen halben Meter aus dem Wasser ragende, Detraktionskante. Das Eis, das sich auf der Rückseite des Rundhöckers abkühlte (Druckverringering), froh am Gestein fest und riß stellenweise Teile heraus. Notwendig dafür ist eine Inhomogenität des Materials also Klüfte im Orthogneis. Diese Kluftgebundenheit der Arbeit des Eises war deutlich zu sehen. Bei einer etwas weiter entfernten Schäre war die Detraktionskante auch von der Halbinsel aus sehr gut sichtbar. Das Material zwischen den Inseln war, soweit feststellbar, glatter Fels. Es existierten also auch dort keine Moränenreste mehr.

12.2 Karlstad

Karlstad, die Hauptstadt des schwedischen Bezirks Värmland, hat 78.000 Einwohner. Der frühere Name Karlstads war Tingvalla nach einem Tingplatz auf einer Insel im Vänernsee. 1584 erhielt sie die Stadtrechte von Karl IX. und ihren heutigen Namen. 1646 wurde Karlstad Stiftstadt und 1749 Residenzstadt des schwedischen Königs. Die frühere Holzbebauung wurde bis auf einen geringen Rest in einem Stadtviertel bei einem Brand im Jahre 1865 vernichtet.

Die Landfläche Karlstads besteht aus Ablagerungen des Klarälven. 500 vor Christus gab es nur ein paar Schären im Vänernsee. Seitdem schüttete der Klarälven sein Delta auf. Zahlreiche Seen im Stadtgebiet und zwei große und zwei kleine Arme des Flusses kündeten davon. Die Ausdehnung der Deltafront beträgt heute etwa 10 km.

13. Fahrt nach Halland - Dösebacka - Fjärås - Borrås Skåra

von Tobias Schneider

13.1 Aufschluß Dösebacka

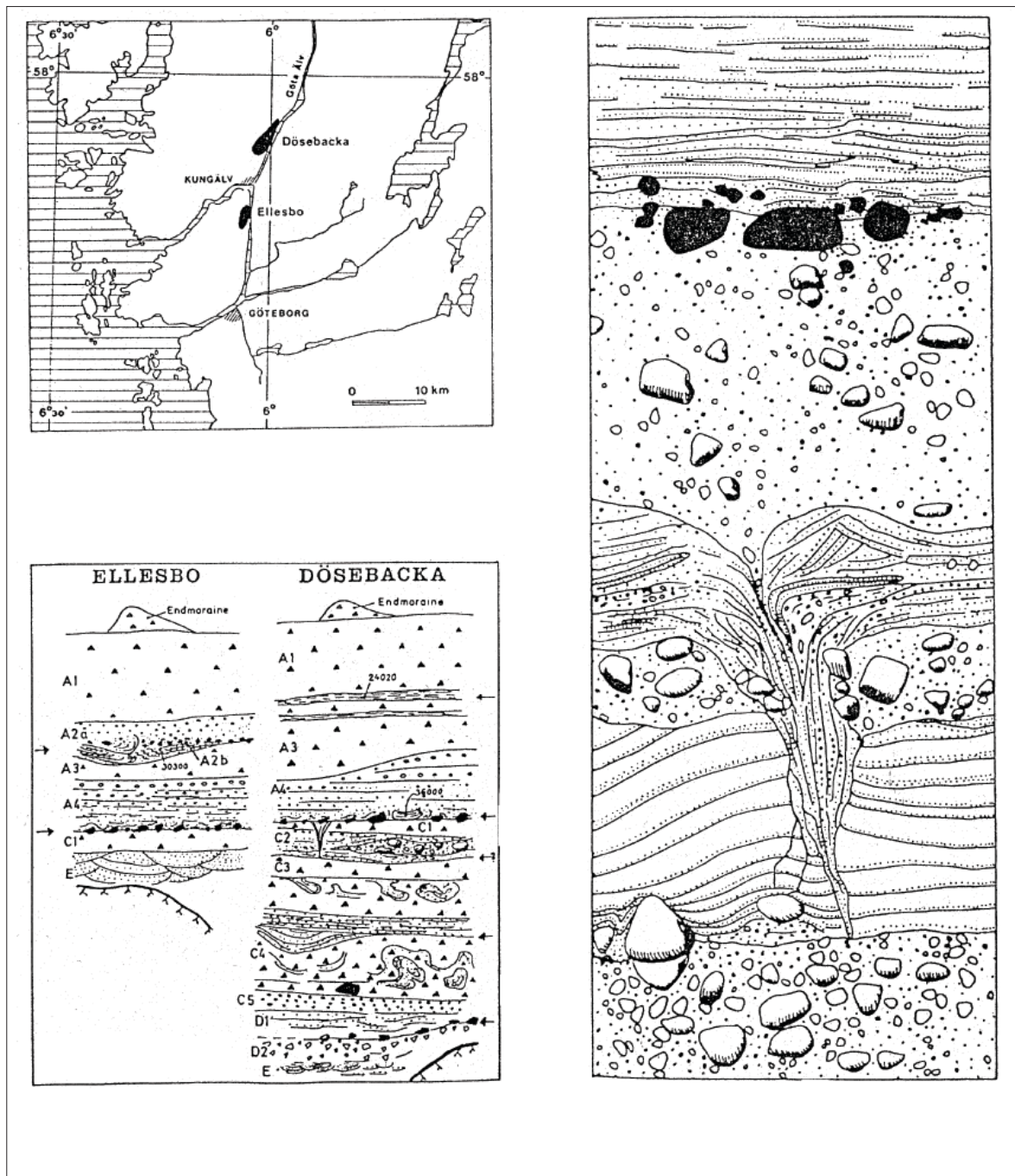


Abbildung 13.1 Der Aufschluß in Dösebacka

Bei dem Aufschluß Dösebacka handelt es sich um den Anschnitt einer mächtigen weichselzeitlichen Lockersedimentfolge auf der westlichen Talseite des Götaflusses (vgl. Abb. 13.1 und Abb. 1). Die

schätzungsweise 80 Meter hohe Aufschlußwand war stark ausgetrocknet, so daß wir die in der Literatur dargestellten Schichtfolgen nur zum geringen Teil wiedererkennen konnten. Der Aufschluß dient auf Grund seiner organischen Funde als Referenzprofil für das Weichselfrüh- und -hochglazial und erlaubt Rückschlüsse auf den Verlauf der Weichseleiszeit in Westschweden, mit besonderen Aussagemöglichkeiten über die aufgetretenen Interstadiale. Interesse weckte der Aufschluß erstmalig im Jahre 1904, als Reste eines Moschusochsen in einer 21 m NN gelegenen Sandschicht entdeckt wurden. 1913 schließlich fand man zusätzlich Zähne und andere Überbleibsel eines Mammuts, die Dösebacka endgültig in das Rampenlicht der Wissenschaft rückten.

Das Grundgebirge besteht aus einem roten Alkaligneis, dessen Oberfläche stark verwittert ist, weshalb er nur in einfachen verwitterten Blöcken ansteht. Darüber bauen sich die unterschiedlichen Schichten auf. Die niedrigsten und ältesten Ablagerungen im Dösebacka-Aufschluß bestehen aus fluvialen Sanden und grobem rotem Kies mit einigen eingeschlossenen Geröllbrocken (Schicht D2 im Profil). Obwohl in dieser Schicht der lokale Gneis dominiert, kann man auch grauen Gneis und vereinzelt Fragmente von Diabasen vom Hunneberg, Halleberg und Kinnekulle vorfinden. Die darüber liegende Geschiebeschicht D1 gleicht in ihrer materiellen Zusammensetzung D2, weist jedoch eine relativ gleiche Korngröße ihrer Materialien auf, wodurch sie sich dann doch von der Schicht D2 unterscheidet. Das Fehlen jeglichen organischen und somit datierbaren Materials läßt vermuten, daß die Entstehung dieser Schichten auf die Weichseleiszeit zurückzuführen ist. D2 ist demzufolge die älteste weichseleiszeitliche Ablagerung in Dösebacka. Die darunterliegenden Sandschichten (E) sind vermutlich glazifluviale Ablagerungen aus dem damals vorrückenden Gletscher.

Oberhalb der D1-Schicht befindet sich eine Ablagerung von rotgelbem Sand (C5), der ein Verwitterungsprodukt des Alkaligneises ist und ebenfalls durch glazifluviale Tätigkeiten abgelagert wurde. Darüber stößt man auf die Schicht C4, einen Geschiebemergel, wobei die eingeschlossenen windbearbeiteten Felsbrocken als besondere Kennzeichen hervorzuheben sind. Diese Geschiebemergelschicht wurde tektonisch überformt durch das Wirken des Eisschildes. Die Sandschicht C3 zeigt eine relativ horizontale Sandablagerung mit typisch ausgebildeter Sanderstruktur. Dies ist ein Hinweis für das Fehlen eines Eisschildes in Dösebacka. Als das Eis wieder über Dösebacka zog, wurden die Schichten C1 und C2 aufgeschüttet, wobei C2 durch groben glazifluvialen Kies mit Findlingseinschlüssen gekennzeichnet ist.

Das Vorkommen windgeformter Felsbrocken an der Obergrenze der C4-Schicht, die ihrerseits bis in die horizontal abgelagerten Sandschichten C3's hineinragen, läßt Rückschlüsse auf eine eisfreie Periode in Dösebacka zu. Die über der C3-Schicht befindliche Kiesschicht mit Gesteinsbrocken von über 1m im Durchmesser legt die Vermutung nahe, daß es sich bei diesen Brocken um glazifluviale Ablagerungen handelt. Woher aber sollte die Kraft stammen, Steine solchen Ausmaßes zu bewegen? Es wird vermutet, daß oberhalb von Dösebacka eine Gletscherzunge den Schmelzwasserabfluß aufstaute, so daß sich ein Stausee bildete, der später durch eine Schwächezone der Gletscherzunge plötzlich ausbrach (Jökulhlaup). Dabei wurden große Gesteinsbrocken flußabwärts transportiert und die Schicht C2 abgelagert. Diese eisfreie Phase endete, als der weichseleiszeitliche Gletscher erneut anwuchs und die Geschiebemergelschicht C1 über die Jökulhlaupablagerungen C2 aufschüttete. Später muß sich das Klima erwärmt haben, was das Eis zum Tauen brachte und C1 als ehemalige Landoberfläche freigab.

Dies ist der Fundort der Mammutreste, der nahe legt, daß die damalige Landfläche von einer Tundravegetation überzogen sein mußte. Man bezeichnet diese ehemalige Landoberfläche auch als „Older Dösebacka-Ellesbo Interstadial“. Über Radiokarbondatierungen konnte man ein Alter von zirka 36.000 Jahren \pm 1500 Jahren b.p. ausmachen. Das Interstadial fand ein Ende, als das Weichseleis erneut anwuchs. Mit zunehmender Eismächtigkeit wandelte sich das Spektrum des fluvialen Ablagerungsmaterials von feinen Sanden über feinen Kies bis zu grobem Kies (Schicht A4).

Die aufliegende Schicht A3 weist eine massige und strukturlose Matrix mit gut gerundeten größeren Geröllen auf, die nach einem erneuten Eisrückzug ebenfalls kurzzeitig Landoberfläche war. Diese erneute Unterbrechung der Vereisung ging einher mit der Ablagerung von Tonen und Schlamm (A2) und vermutlich auch mit der Bildung einer dünnen Humusschicht. Die Funde verschiedenster Pollen ließen ein ungefähres Alter dieser eisfreien Periode mittels Pollenanalyse von 24.020 \pm 450 Jahren b.p.

ermitteln. Zwar sind die gefundenen Humusanteile sehr gering, dennoch kann man von einem erneuten Interstadial sprechen, dem „Younger Dösebacka-Ellesbo Interstadial“.

Ein wieder einsetzender Eisvorstoß bedeckte die glazifluvialen Sande und Tone mit einer neuen Geschiebemergelschicht A1. Auf dieser Schicht wurde beim endgültigen Abtau des Inlandeises ein Drumlin abgelagert.

Die nachweisbaren Interstadiale wurden wichtige Informationsquellen bei dem Versuch, die Vorgänge während der letzten Eiszeit zu erforschen. Sie lassen vermuten, daß der Verlauf der Vereisung nicht so kontinuierlich vonstatten ging, wie bisher vermutet. Vielmehr oszillierte der Eiskörper und damit die Eisrandlage. Mehrere Eisvorstöße, unterbrochen von eisfreien Phasen (Interstadiale), scheinen daher für Westschweden eine realistischere Erklärung des Weichselfrühglazials.

13.2 Naturreservat Fjärås Bräcka (vgl. Abb. 1)

Das Naturreservat Fjärås Bräcka südwestlich von Kungsbacka an der E6 umfaßt das westliche Ufer des Sees Lyngern und die unmittelbar angrenzende Umgebung. Der 17 km lange See ist vom nahen Meer durch einen in Nord-Süd-Richtung streichenden Randoser mit überlagerter Endmoräne getrennt. Dessen Hänge sind sehr steil und bilden einen hervortretenden Kontrast zu der flachen, küstennahen Ebene.

Die Entstehung des Osers wird mit 12.600 Jahren b.p. angegeben. Der Eisrand lag damals am Meer und seine Schmelzwasserströme schütteten mehrere Hügel auf. Der heute sichtbare Randoser wurde vermutlich damals unter der Meeresoberfläche aufgeschüttet. Bei einer Gletscherrandoszillation wurde das Randos überfahren und von der Göteborg-Endmoräne überprägt. Im weiteren Verlauf der Landhebung wurden an der zum Meer hingewandten Westseite des Osers Strandwälle als Zeugen ehemaliger Küstenlinien aufgeschüttet, wovon die höchsten in 60 m NN zu finden sind (vgl. Abb. 13.2). In der sich zum Meer hin erstreckenden Ebene lagerten sich Tone ab. Diese Flächen dienen heute als Weideland. Der von der Göteborg-Endmoräne überlagerte Oser erreicht an einigen Stellen Höhen von beachtlichen 75 m und wurde schon früh in der Wikingerzeit als Handelsweg genutzt. Gefundene Gräber entlang des Osers sind Zeugen der frühen Besiedlung und Hinweis dafür, daß Menschen bereits in der Vergangenheit dies auffällige Landschaftsmerkmal beschäftigte.

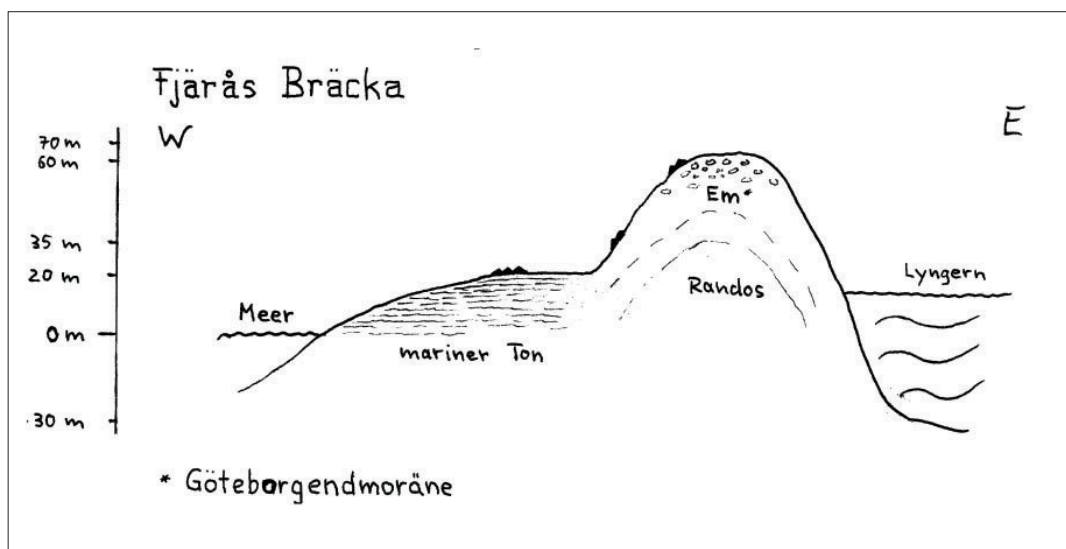


Abbildung 13.2

13.3 Borrås Skåra (vgl. Abb. 1)

Borrås Skåra nordwestlich von Väröbacka an der E6 gelegen, ist eine 100 m lange, 0.5-2.0 m breite und zirka 10 m tiefe, fast gerade Schlucht durch einen präkambrischen Gneisfelsen. Dem Schluchtverlauf von N52°W-S52°E folgt ein System offener Klüfte im Felsen. Bemerkenswert sind drei runde Verwitterungslöcher in den Schluchtwänden, von denen das größte 13 cm breit, 10 cm hoch und 16 cm tief ist. Sie weisen keine Anzeichen von Wassererosion auf und werden deshalb als Verwitterungslöcher gedeutet. Vermutlich handelt es sich um Auswitterungen von Mineralkonzentrationen.

Die angewitterten Schluchtwände sind eher rauh als glatt, was gegen eine fluvioglaziale Erosion spricht, die glatte, polierte Oberflächen hinterlassen hätte. An einer postglazialen Entstehung der Schlucht läßt die Größe der Verwitterungslöcher Zweifel aufkommen, da andere bekannte postglaziale Verwitterungslöcher von dieser Größe in Südschweden unbekannt sind. Somit liegt die Vermutung nahe, den Ursprung der Schlucht auf präglaziale Zeiten zurückzuführen. Die derzeitige Hypothese besagt, daß die Schlucht als Kluft während des Mesozoikums verbreitert wurde, in einer Phase, gekennzeichnet durch intensive Verwitterung. Ihre jetzige Form erhielt die Schlucht endgültig in der Kreidezeit, wobei in der Spätkreidezeit und in dem beginnenden Tertiär die Spalte mit kreidezeitlichen Sedimenten allmählich zugeschüttet wurde, was die nicht nachweisbare eiszeitliche Überprägung der Schlucht erklären würde. Postglaziale Erosionsprozesse ließen das kreidezeitliche Füllmaterial verschwinden. Zur Stützung dieser Hypothese will man in Zukunft weitere Untersuchungen des Schluchtbodens und der Schluchtwände vornehmen.

14. Hovs hallar - Laholmsbucht

von Steffi Schulz

14.1 Hovs hallar

Der erste Haltepunkt des Exkursionstages ist Hovs hallar, ein steiler, durch bizarre Felsformationen gekennzeichneter Küstenabschnitt am Kattegatt.

Hovs hallar befindet sich am westlichen Ende der Bjäre-Halbinsel, die die Laholmsbucht im Süden begrenzt (vgl. Abb. 14.1). Küstenmorphologisch handelt es sich um eine Verwerfungsküste, die hauptsächlich im Süden Schwedens vorzufinden ist. Ursache hierfür ist die diagonal durch Schonen verlaufende Tornquist-Zone, eine Grenzzone zwischen fennoskandischem Ursteingebiet und den variskisch beeinflussten Ablagerungsgebieten des nördlichen Mitteleuropa. Diese Verwerfungszone zeichnet sich vor allem durch Horstbildungen aus, die in NW - SO Richtung streichen. Treffen diese Horste auf das Meer, so entsteht die typische Verwerfungsküste. Der hier die Bjäre-Halbinsel bildende Horst ist der mit 150-200 Meter relativer Höhe landschaftlich auffällige Hallandshorst (Hallandsås).

Geologisch stehen in diesem Gebiet Gneise an, die sich im Bereich von Hovs hallar als rötliche Eisengneise zeigen. Außerdem lassen sich Amphibolite (Grünstein) und oberkretazische Kalkablagerungen finden. Da dieses Gebiet während des Quartärs bereits sehr früh vom Eis befreit wurde, bildete sich die HKL schon im frühen Spätglazial, 55 m über NN, heute bei Knäred nachzuvollziehen (vgl. Abb. 14.1). Durch die schnelle Landhebung lag die Küste zum Ende des Spätglazial dann 20 m unter der heutigen. Es kam zum Trockenfallen von küstennahem Meeresboden im Präboreal, was sich durch Trockenrisse in Tonen in 16 m unter NN nachweisen ließ. Während der Litorina-Meerestransgression verschob sich die HKL wieder landeinwärts auf 14 m NN. Infolge der anhaltenden Landhebung kam es zu weiteren Verschiebungen. Die unermüdliche Arbeit des Wassers hinterläßt auch heute ihre Spuren. Am Strand läßt sich daher der Übergang von marinen Ablagerungen (Klapper) zu spitzkantigem Hangschutt beobachten. Das Meer, das früher einen höheren Wasserstand erreichte, hat hier das Verwitterungsmaterial abgerundet und Geröllfelder geschaffen. Sehr gut zu sehen ist ein Strandwallsystem mit Vegetationsbewuchs, das die unterschiedlichen Wasserstände anzeigt, die jeweils ihren eigenen Strandwall geschaffen haben. Pflanzen, die sich hier ansiedeln, sind zum Beispiel salzliebende, wie der Meerkohl, oder Wacholder, der aufgrund der Weidenutzung durch Schafe als einzige Pflanze überleben konnte, und so das Bild dominiert.

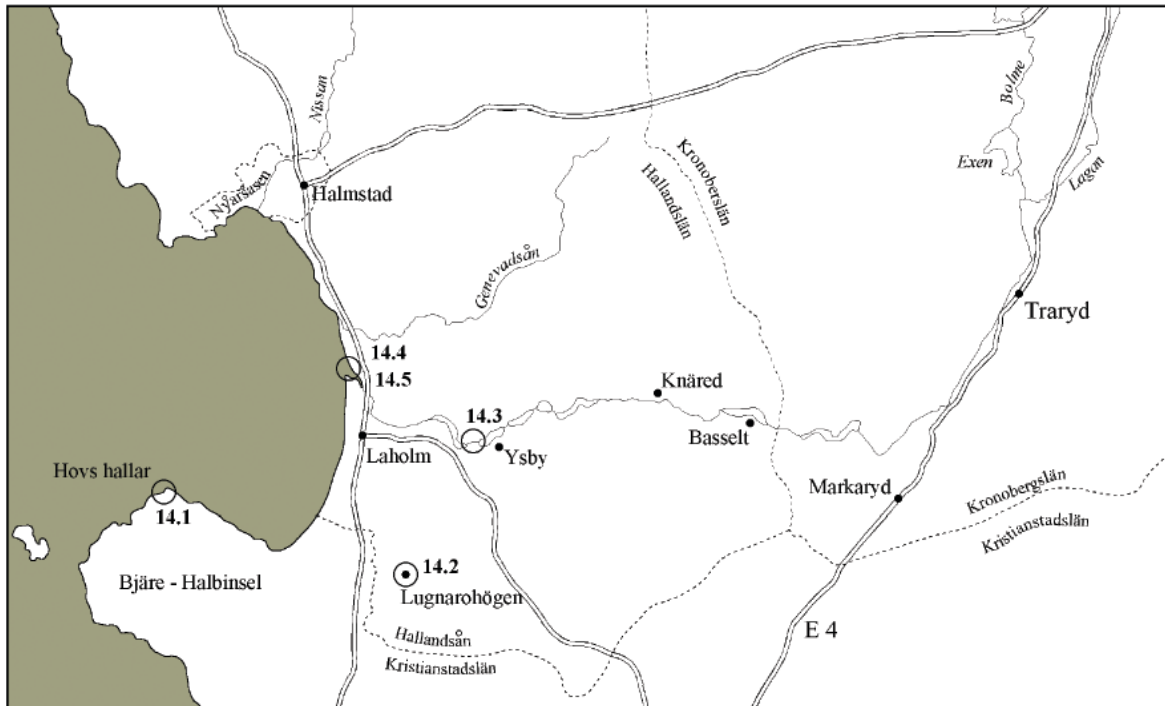


Abbildung 14.1 Übersichtskarte Halland

Im Gestein treten Horizontal- und Vertikalklüftungen auf, die zur Ausbildung steiler Klippen und Felsnadeln führte, einer Form, die sehr viel typischer für Kalkgesteine ist und dann als Rauk bezeichnet wird. Weiterhin lassen sich Brandungshohlkehlen im Festgestein finden, die in der Regel durch das Aushöhlen mit Strandgeröllen während Hochwasserzeiten geschaffen werden. Im Unterschied dazu entstanden die Hohlkehlen hier aufgrund des bereits erwähnten engen Kluftnetzes im Eisengneis, der nicht ausgehöhlt wird, sondern aus dem zackige Blöcke mit Hilfe der Klapper (Strandgerölle) herausgeschlagen werden. Die Ausarbeitung einer Höhle im Gneis dürfte auf eine extrem enge Klüftung in diesem Bereich zurückzuführen sein. Die Arbeit des Meeres führte zur Ausbildung zahlreicher rezenter, teils subrezenter sowie fossiler Kliffs. Einige nah an den Strand heranreichende Kliffs weisen eine landeinwärts gerichtete Neigung auf, sodaß vermutet werden kann, daß deren höhere Stabilität gegenüber den Kräften des Wassers auf diese Lagerung zurückzuführen ist.

14.2 Lugnarohögen

Hierbei handelt es sich um einen Grabhügel aus der Bronzezeit, den zweiten Haltepunkt dieses Exkursionstages (vgl. Abb. 14.1 und Abb. 14.2).

Der Grabhügel mißt 16 m im Durchmesser und hat eine Höhe von etwa 2 m. Aufgebaut ist das Grab aus einem Rollsteinhaufen mit einer darauflagernden Sandschicht mit Grasbewuchs. Im Inneren fand man bei Ausgrabungen im Jahr 1926 eine Steinsetzung in Form eines Schiffes mit spitzen Enden. Dieses Schiff ist 8 m lang und 2 m breit. Außerdem fand man zahlreiche Grabbeigaben, die sich auf ein Alter von ca. 3000 Jahren datieren lassen. Das Schiff und die Lage des Grabhügels lassen vermuten, daß die einstige Siedlung ursprünglich am Wasser lag und somit der Wasserstand damals höher war als heute.

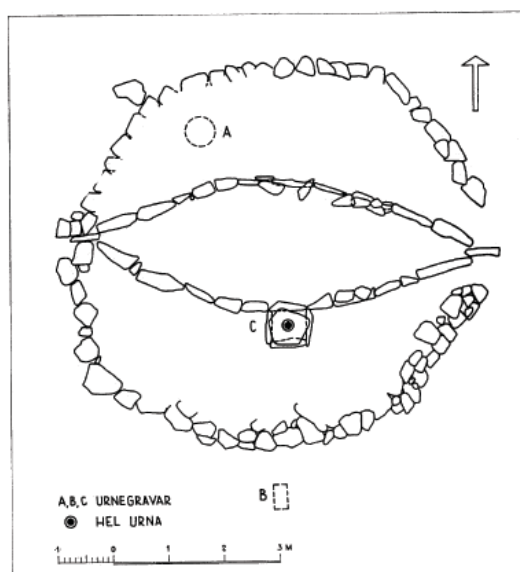
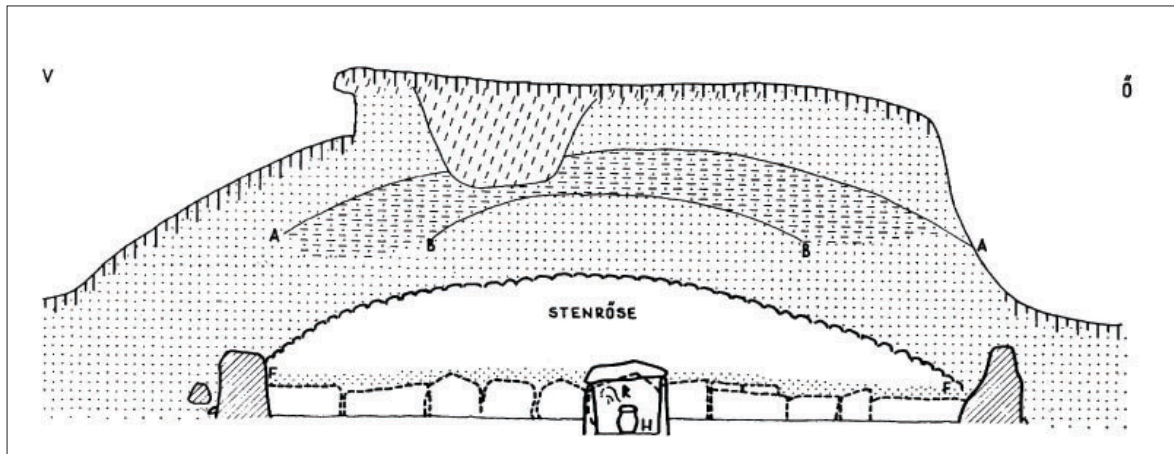


Abbildung 14.2 Schnitt durch den Lugnarohögen

14.3 Staustufe des Lagan

Dritter Haltepunkt des Exkursionstages ist die Staustufe Karsefors am Lagan bei Ysby (vgl. Abb.14.1). Zum Zeitpunkt unseres Besuches wurden die Staumauern feierlich geöffnet, ein Ereignis, das jedes Jahr starkes touristisches Interesse hervorruft. Der Lagan ist Schwedens meist regulierter Fluß. Seine Quelle liegt südlich von Jönköping und seine Mündung in der Laholmsbucht. In der Region Halland befinden sich mehrere Wasserfälle, die jedoch sämtlich zu Staustufen ausgebaut wurden. Bekannt ist der Lagan vor allem für seine Lachse. Die Lachsfischerei war hier seit der Steinzeit sehr ertragreich. Nach dem Ausbau waren aber die Laichplätze der Fische zerstört. Deshalb wurde eine Lachszucht in der Schloßruine Lagaholm in Laholm eingerichtet.

Eine weitere Funktion des Flusses liegt in der Stromerzeugung. 1906 wurde die Sydsvenskakraft AG, eine Energiegesellschaft mit Sitz in Halmstad, gegründet. Ziel war es, die südschwedische Küste von Halmstad bis Malmö mit elektrischem Strom zu versorgen. Die Gesellschaft erwarb in den Jahren 1907-1910 vier Wasserfälle, an denen Wasserkraftwerke errichtet wurden. Nutznießer sind im wesentlichen die Städte Malmö, Lund, Landskrona, Helsingborg und Halmstad.

14.4 Sanddünenreservat der Laholmsbucht

Das Sanddünenreservat erstreckt sich über eine Fläche von ca. 800 ha und befindet sich nördlich der Mündung des Lagan in das Kattegatt. Angelegt wurde es in der Mitte des letzten Jahrhunderts. Bis zum Ende des letzten Jahrhunderts handelte sich um eine weitgehend ungeschützte Dünen- bzw. Heidelandschaft. Durch hohe Abtragungswerte, es kam unter anderem zu Sandverwehungen auf Ackerflächen, ergaben sich starke Probleme in der Landwirtschaft, die den Staat zum Handeln zwangen. Er kaufte die gefährdeten Gebiete und ließ zum Küstenschutz 100 000 Kiefern und andere Bäume anpflanzen.

In diesem Gebiet kam es zu mehrfachen Strandlinienverschiebungen. Der vermutlich von Schmelzwasserflüssen abgelagerte Feinsand wurde vom Wind zu Dünen aufgeblasen. Im Rahmen der postglazialen Transgression wurde sie vermutlich eingeebnet. Die Strandlinie zog sich auf ihr heutiges Niveau zurück. Es bildete sich eine neue Dünengeneration bei vorherrschenden Winden aus W und SW. Strandversatz führte zur Bildung von Nehrungen und somit zur Bildung einer Ausgleichsküste. Bei der Abschnürung von Lagunen kam es vermutlich zur Vermoorung und damit zur Torfbildung.

14.5 Laganmündung

Die Mündung des Lagan in die Laholmsbucht läßt sich im wesentlichen an der Vegetation genau bestimmen. Als Zeichen für Süßwasser läßt sich an den Ufern des Lagan Schilf finden, das abrupt endet, weil der Salzwassereinfluß des Kattegatt ein weiteres Wachstum nicht zuläßt. Als Nachweis für salzhaltiges Wasser im Mündungsbereich dienen die Sandklaffmuschel (Myamuschel) sowie die Große Baltische Herzmuschel, Miesmuschel und Scheidenmuschel. Durch die küstennahe Strömung und den damit verbundenen Sandtransport verlagert sich die Mündung des Lagan immer weiter nach Norden.

Literaturverzeichnis

- Ahlheim, K.-H. (Hrsg.) (1989): *Wie funktioniert das? Wetter und Klima*. Mannheim.
- Ahlmann, H. u.a. (Hrsg.) (1966): *Sverige - Land och folk*. Bd. 1, Allmän geografi. Stockholm.
- Autorenkollektiv (1975): *Bericht zum Geländepraktikum Angewandte Geophysik zur Untersuchung der Erzlagerstätte Grönbo bei Borlänge*. FU Berlin.
- Behrens, S. (1959): *Küstentypen in Schweden mit besonderer Berücksichtigung des Einflusses der Grundgebirgsstruktur*. Geogr. Berichte, 4, 78-85.
- Braun, G. (1926): *Enzyklopädie der Erdkunde - Nordeuropa*. Leipzig.
- Calles, B. u.a. (1993): *Lokalbeskrivningar för exkursion till Dalarna*. Uppsala.
- Calles, B. (1985): *Water discharges during the deglaciation of the Lake Siljan Basin, Central Sweden*. Geografiska annaler, 67A, 101-112.
- Catt, J.A. (1992): *Angewandte Quartärgeologie*. Stuttgart.
- Credner, W. (1926): *Landschaft und Wirtschaft in Schweden*. Breslau.
- Curry-Lindahl, K. u. Skottsberg, C. (Hrsg.) (o.J.): *Natur i Halland*. Stockholm.
- Ehlers, J. (1983): *Glacial deposits in North-West Europe*. Rotterdam.
- Frödin, G. (1916): *Über einige spätglaziale Kalbungsbuchten und fluvioglaziale Estuarien im mittleren Schweden*. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala, 7, 149-174.
- Furuholm, L. u.a. (1994): *Brattforsheden - Die Eiszeit in Nahaufnahme*. Karlstad.
- Göteborgs Universitet (Hrsg.) (1994): *Exkursion Halland, Skåne, Blekinge, Småland, Öland*. Naturgeografiska Institutionen, Göteborg.
- Hendl, M. (1966): *Grundfragen der genetischen Klimasystematik*. ZS für Meteorologie, 17, 280-290.
- Hesemann, J. (1975): *Kristalline Geschiebe der nordischen Vereisungen*. Krefeld.
- Hjelmqvist, S. (1970): *På geologisk upptäcksfärd i Dalarna*. Uppsala.
- Högbom, A.G. u. Ahlström, N.G. (1923): *Über die subkambrische Landfläche am Fusse vom Kinnekulle*. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala, 14, 55-88.
- Hohl, R. (Hrsg.) (1981): *Die Entwicklungsgeschichte der Erde*. Leipzig.
- Koark, H.J. (1960): *Die Geologie der Faluner Grube*. Stora Kopparbergs Bergslags AB, Falun.
- Kraume, E. (1964): *Kupfer - Die Metallischen Rohstoffe*. 4. Band, Stuttgart.
- Liedtke, H. (1992): *Die Entwicklung der Ostsee als Folge ehemaliger Inlandeisbedeckung und anhaltender Hebung Skandinaviens*. Geogr. Rundschau, 44, 11, 620-625.
- Lidmar-Bergström, K. u. Åkesson, G. (1987): *Borrås skåra - a gorge of Cretaceous age?* Geolog. Förenigen i Stockholm Förhandlingar, 109, 327-330.
- Lindström, E. (o.J.): *Exkursion Dalarna*. Uppsala.
- Lindström, E. (1989): *Exkursion till Östergötland - Småland, Blekinge, Skåne*. Uppsala.
- Louis, H. (1960): *Allgemeine Geomorphologie*. Berlin.
- Lundborg, L. (1974): *Lugnarohögen*. Svenska Forminnesplatser, 5, Stockholm.
- Lundqvist, G. (1959): *Description to accompany the map of the quarternary deposits of Sweden*. SGU, Ser. Ba Nr. 17, Stockholm.
- Lundqvist, J. (1986): *Late Weichselian Glaciation and Deglaciation in Scandinavia*. In: V. Sibrava u. G.M. Richards (Hrsg.): *Quarternary Glaciations in the Northern Hemisphere*. Quarternary Science Reviews, 5, 269-292.

- Lundqvist, J. (1991): Exkursion till Värmland och Dalarna. Stockholm.
- Magnusson, B. u.a. (1992): Kinnekulle. Bland drumliner och fossil. Falköping.
- Magnusson, N.H. u.a. (1960): Description to accompany the map of the pre-quaternary rocks of Sweden. SGU, Ser. Ba Nr. 16, Stockholm.
- Moberg, I. (1950): Västergötlands Geografi. Naturlandskapet. Lund.
- Montelius, O. (1906): Kulturgeschichte Schwedens. Leipzig.
- Mörner, N.-A. (1979): The Fennoscandian Uplift and Late Cenozoic Geodynamics: Geological Evidence. *Geojournal*, 3, 287-318.
- Müller M.J. (1980): Handbuch ausgewählter Klimastationen der Erde. 2.Aufl., Trier.
- Mutvei, H. u. Stuenes, S. (1982): Geovetenskap - Guide för fältkurs i Västergötland. Uppsala.
- Nordell, P.O. (1984): Deglaciationsstudier i Ovensiljan - bakgrund och resultat. Uppsala.
- Perhans, K.-E. (1988): Berg och Jord i Siljansringen. Del 1, Stockholm.
- Peters, J. (1986): Die alten Schweden. Berlin.
- Pott, E. u. Küpker, W. (1991): BLV-Reiseführer Natur, Südliches Skandinavien. München, Wien, Zürich, 1991.
- Rösler, H.J. (1991): Lehrbuch der Mineralogie, Leipzig.
- Rudberg, S. u.a. (1976): Halle- och Hunneberg. Geoinventering med en geomorfologisk karta. Göteborgs Universitet Naturgeografiska Inst., Göteborg.
- Smed, P. u. Ehlers, J. (1994): Steine aus dem Norden. Geschiebe als Zeugen der Eiszeit in Norddeutschland. Berlin.
- Skövde Fältbiologer (Hrsg.) (o.J.): Naturguide över Billingeområdet. Skövde.
- Sömme, A. (Hrsg.) (1967): Die nordischen Länder. Braunschweig.
- Stenberger, M. (1976): Vorgeschichte Schwedens. Berlin.
- Stora Kopparbergs Bergslags AB (Hrsg.) (1995): Das Museum von Stora Kopparberg. Falun.
- Stora Kopparbergs Bergslags AB (Hrsg.) (1996): Fakta och Siffror 1995, Stora AB. Falun.
- Strömberg, B. (1977): Einige Bemerkungen zum Rückzug des Inlandeises am Billingen (Västergötland, Schweden) und dem Ausbruch des Baltischen Eisstausees. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.-Band 27*, 89-111.
- Strömberg, B. u. Eknert B. (1994): Natur och Naturvård i Skaraborgs Län. Exkursionsguide. Stockholm.
- Svenson, S.A. (1994): Vårt att se i Sveriges natur. Stockholm.
- Thorslund, P. (o.J.): Führer einer geologischen Rundtour im Siljangebiet. Rättvik.
- Varjo, U. u. Tietze, W. (Hrsg.) (1987): Norden - Man and Environment. Berlin, Stuttgart.
- Wastenson, L. (Hrsg.) (1991): National Atlas of Sweden; The Population. Stockholm.
- Wastenson, L. (Hrsg.) (1994a): National Atlas of Sweden; Geology. Stockholm.
- Wastenson, L. (Hrsg.) (1994b): National Atlas of Sweden; Landscape and Settlements. Stockholm.
- Wastenson, L. (Hrsg.) (1994c): National Atlas of Sweden; Cultural Heritage and Preservation. Stockholm.
- Wastenson, L. (Hrsg.) (1995): National Atlas of Sweden; Climate, Lakes And Rivers. Stockholm.
- Wastenson, L. (Hrsg.) (1996): National Atlas of Sweden, Geography of Plants and Animals. Stockholm.

Kartenverzeichnis

1. Blå Kartan 1 : 100 000
 Blaue Karte TK 1 : 100 000

| | |
|----------------|----------------|
| 32 Helsingborg | 112 Arvika |
| 42 Halmstad | 113 Filipstad |
| 81 Uddevalla | 114 Lindesberg |
| 82 Skara | 122 Torsby |
| 83 Skövde | 123 Säfsnäs |
| 92 Mellerud | 133 Vansbro |
| 93 Mariestad | 134 Falun |
| 102 Karlstad | 143 Mora |
| 103 Karlskoga | 144 Rättvik |
| 104 Örebro | |

2. Gröna Kartan 1 : 50 000
 Grüne Karte TK 1 : 50 000

| | |
|-------------|-----------------|
| 8D NV Skara | 9D SV Mariestad |
| 8D NO Skara | 9D SO Mariestad |
| 8D SV Skara | |
| 8D SO Skara | |

3. Berggrundskarta över Skaraborgs Län 1 : 250 000
 SGU Ser. Ah Nr. 9, 1989/91
4. Berggrundskarta över Värmlands Län 1 : 250 000
 SGU Ser. Ba Nr. 45 1/2, 1992/95
5. Berggrundskarta över Kopparbergs Län 1 : 250 000
 SGU Ser. Ah Nr. 18, 1991
6. Geomorfologiska Kartan 1 : 50 000
 Ulfstedt, A.-C. (Hrsg.), Stockholm 1983

| | |
|----------------|--|
| 14F NV Rättvik | |
| 14F SV Rättvik | |
| 14E SO Mora | |
| 14E NO Mora | |
| 13E NO Vansbro | |

Abbildungsverzeichnis

| | Seite | |
|-----------|--|--------|
| Abb. 1 | Exkursionsroute | 7 |
| Abb. 2 | Jahresamplituden der Lufttemperatur in Skandinavien (aus Sömme 1967, verändert) | 11 |
| Abb. 3 | Thermoisoplethendiagramm entlang des 14. Längengrades östlicher Länge | 12 |
| Abb. 4 | Jahresniederschläge und Anzahl der Tage mit Schneebedeckung (aus Ahlmann 1966) | 13 |
| Abb. 5 | Mittlerer und maximaler Abfluß der schwedischen Flüsse der Jahre 1961-90 (aus Wastenson 1995) und Jährlicher Abfluß 1931-1960 (aus Varjo u. Tietze 1987) | 15 |
| Abb. 6 | Vegetationszonen in der Jüngerer Dryas 10500 b.p. (aus Wastenson 1996) | 18 |
| Abb. 7 | Vegetationszonen im Boreal 9000 b.p. (aus Wastenson 1996) | 19 |
| Abb. 8 | Vegetationszonen im Atlantikum 5000 b.p. (aus Wastenson 1996) | 20 |
| Abb. 9 | Vegetationszonen im Subatlantikum 1000 b.p. (aus Wastenson 1996) | 21 |
| Abb. 10 | Pflanzengeographische Regionen in den Nordischen Ländern (aus Sömme 1967) | 22 |
| Abb. 11 | Gesteinsprovinzen des Baltischen Schildes (nach Wastenson 1996) | 26 |
| Abb. 12 | Rezessionslinien zum Eisabtau in Skandinavien (aus Liedtke 1992, nach Lundqvist 1986) | 28 |
| Abb. 13 | Eisrandlagen in Südschweden während der Deglaziation (aus Lindström 1989) | 29 |
| Abb. 14 | Entwicklungsstadien der Ostsee. (nach IGNATIUS et. al. 1981, aus EHLERS, J. 1994:216) | 30 |
| Abb. 15 | Höchste Küstenlinie (HKL) und Ausbreitung der wichtigsten Eisstauseen (aus Göteborgs Universität 1994) | 31 |
| Abb. 16 | Höhenschichtkarte Schwedens | 33 |
| Abb. 17 | Relieftypen in Schweden (nach Wastenson 1994a) | 34 |
| Abb. 18 | Morphologische Typenlandschaft Skandinaviens. Rudberg, S. (1960): A Geography of Norden | 35 |
| Abb. 20 | Wichtige Erzreviere Schwedens (nach Wastenson 1994a) | 38 |
| Abb. 21 | Überblick über die Kultur- und Siedlungsgeschichte Schwedens (aus Wastenson 1994c) | 42 |
| Abb. 1.1 | Der Nationalpark Store Mosse (aus Port u. Küpker 1991) | 47 |
| Abb. 2.1 | Das Exkursionsgebiet in Västergötland | 49 |
| Abb. 2.2 | Profil der Tafelberge Kinnekulle und Billingen (aus Moberg 1950) | 50 |
| Abb. 2.3 | Die Tafelberge Västergötlands (aus Mutvei u. Stueness 1982) | 51 |
| Abb. 2.4 | Das Kambrosilur Västergötlands und ausgewählte Fossilien (aus Mutvei u. Stueness 1982) | 52 |
| Abb. 2.5 | Profil bei Råbäckshamn (aus Mutvei u. Stueness 1982) | 54 |
| Abb. 2.6 | Profil durch Råbäcks Alaunschiefergrube (aus Mutvei u. Stueness 1982) | 54 |
| Abb. 2.7 | Profil am Osthang des Högkullen (aus Mutvei u. Stueness 1982) | 56 |
| Abb. 3.1 | Exkursionspunkte am 3. Tag (nach Lundqvist 1959, verändert) | 59 |
| Abb. 3.2 | Garparörs Naturreservat (aus Skövde Fältbiologer o.J.) | 60 |
| Abb. 3.3 | Baltischer Eisstausee um 10200 v.h. (aus Liedtke 1992, nach Lundqvist 1986) | 62 |
| Abb. 3.4 | Überblick über Eahagen (A) und Jättadalen (B) (aus Skövde Fältbiologer o.J.) | 63 |
| Abb. 4.1 | Geomorphologische Karte des Halle- und Hunnebergs (aus Rudberg 1976) | 68 |
| Abb. 4.2 | N-S Profil des Halle- und Hunnebergs (aus Moberg 1950) | 69 |
| Abb. 4.3 | Entstehung der subkambrischen Peneplain | 70 |
| Abb. 5.1 | Glazialgeologische Karte des Holmestads-Gebietes (aus Frödin 1916) | 74 |
| Abb. 5.2 | Das Drumlingegebiet bei Hackvad (aus Lundqvist 1959) | 75 |
| Abb. 5.3 | Das Siljanbecken und seine Umgebung (aus Calles 1985) | 76 |
| Abb. 6.1 | Geologische Einheiten Dalarnas (nach Smed u. Ehlers 1994) | 78 |
| Abb. 6.2 | Geomorphologische Karte des Siljan-Gebietes (Stenbeck 1991) | Anhang |
| Abb. 6.3 | Schematisches Profil durch das Kambrosilur des Siljanringes vor dem Meteoritenimpakt (aus Perhans 1988, nach Thorslund) | 79 |
| Abb. 6.4 | Übersichtskarte Lokale Siljanring (nach Berggrundskarta över Kopparbergs Län 1991) | 79 |
| Abb. 6.5 | Profil des Aufschlusses bei Sjurberg (aus Perhans 1988) | 80 |
| Abb. 6.6 | Übersichtskarte Styggforsen (aus Perhans 1988) | 82 |
| Abb. 7.1 | Schema Meteoritenimpakt (aus Perhans 1988) | 84 |
| Abb. 7.2 | Die Entwicklung des Moradeltas (aus Nordell 1988) | 86/87 |
| Abb. 7.3 | Schmelzwasserrinnen oberhalb der HKL in Vängsgärde (aus Nordell 1988) | 88 |
| Abb. 7.4 | Die Entstehung der Schmelzwasserrinnen bei Vattnäs südlich Vängsgärde (aus Nordell 1988) | 89 |
| Abb. 8.1 | Gesteinskarte über das Gebiet um Falun (aus Koark 1960) | 91 |
| Abb. 8.2 | Mittelalterliche Bergbausymbole (Museum Falun) | 93 |
| Abb. 8.3 | Rekonstruktion der Geologie der Faluner Grube (aus Koark 1960) | 93 |
| Abb. 8.4 | Grubenrundgang (aus Lindström o.J.) | 95 |
| Abb. 8.5 | Säterdal (aus Lindström o.J.) | 97 |
| Abb. 9.1 | Klarälven bei Göttnäs (aus Lundqvist 1991) | 100 |
| Abb. 9.2 | Querprofil durch das Klarälvtal (aus Lundqvist 1991) | 100 |
| Abb. 10.1 | Exkursionsgebiete in Värmland (nach Furuholm 1994, verändert) | 101 |
| Abb. 10.2 | Geotektonische Skizze von Värmland (nach Wastenson 1994a, verändert) | 102 |
| Abb. 11.1 | Brattforsheide vor 9600 b.p. (aus Furuholm 1994) | 106 |
| Abb. 11.2 | Brattforsheide zwischen 9600 und 9500 b.p. (aus Furuholm 1994) | 107 |
| Abb. 11.3 | Brattforsheide ca. 9500 b.p. (aus Furuholm 1994) | 108 |
| Abb. 11.4 | Brattforsheide vor 9400 b.p. (aus Furuholm 1994) | 109 |
| Abb. 11.5 | Brattforsheide heute (aus Furuholm 1994) | 110 |
| Abb. 12.1 | Schema zur Entstehung von Rundhöckern (aus Catt 1992) | 113 |
| Abb. 13.1 | Der Aufschluß in Dösebacka (aus Ehlers 1983) | 115 |
| Abb. 13.2 | Fjärås Bräcka | 117 |
| Abb. 14.1 | Übersichtskarte Halland | 120 |
| Abb. 14.2 | Schnitt durch den Lugnarohögen (aus Lundborg 1974) | 121 |

ARBEITSBERICHTE
Geographisches Institut, Humboldt-Universität zu Berlin
 ISSN 0947-0360

- | | | |
|-------------------------|--|--|
| Heft 42 (vergriffen) | R. Kleßen, I. Schulz (Hrsg.): | Slowakei – Nordungarn – Tschechien: Bericht zur Hauptexkursion 1999 |
| Heft 43 (vergriffen) | A. Klima, E. Kulke (Hrsg.): | Kuba - Bericht zur wirtschaftsgeographischen Hauptexkursion 1999. Berlin 2000. |
| Heft 44 (vergriffen) | J. Hennig: | Wechselbeziehung zwischen demographischer Segregation und Bebauungsstruktur am Beispiel ausgewählter Städte der neuen und alten Bundesländer. Berlin 2000. |
| Heft 45 | N. Richter: | Verlagerung von Parlament und Regierung von Bonn nach Berlin - Auswirkungen auf das Wohnen der vom Umzug betroffenen Haushalte. Berlin 2000. |
| Heft 46 (vergriffen) | R. Kleßen (Hrsg.): | Historischer Bergbau und Hüttenwesen im Mittelharz – Exkursionsführer. Berlin 2000. |
| Heft 47 | S. Wurm: | Eco-Tourism in Vietnam – A Preliminary Feasibility Study for Phong Nha-Ke Bang Protected Area. Berlin 2000. |
| Heft 48 | O. Schnur (Hrsg.): | Nachbarschaft, Sozialkapital & Bürgerengagement: Potenziale sozialer Stadtteilentwicklung? Eine Analyse am Beispiel von vier Wohnquartieren des Stadtteils Moabit (Berlin-Tiergarten). Berlin 2000. |
| Heft 49 | A. Vött: | Die naturräumliche Ausstattung des Retterschwanger Tals bei Hindelang (Allgäuer Alpen) als Bewertungsgrundlage seiner kulturlandschaftlichen Nutzung. Berlin 2000. |
| Heft 50 | Department of Geography (ed.): | Fieldtrips through Berlin and Potsdam. Berlin 2000. |
| Heft 51 | Arbeitsgruppe Costa Rica (Hrsg.): | Costa Rica – Bericht zur Hauptexkursion 2000. Berlin 2000. |
| Heft 52 | M. Schulz (Hrsg.): | Aktionsraum Berlin. Band 1 – Ergebnisse. Berlin 2000 |
| Heft 53 | M. Schulz (Hrsg.): | Aktionsraum Berlin. Band 2 – Interviews. Berlin 2000. |
| Heft 54 | M. Schulz (Hrsg.): | Juden in Berlin in Vergangenheit und Gegenwart. Berlin 2001. |
| Heft 55 | W. Endlicher u. N. Zahnen (Hrsg.): | Südwestdeutschland – Bericht zur physisch-geographischen Hauptexkursion 2000. Berlin 2001 |
| Heft 56 | T. Kenkmann (Hrsg.): | Exkursionsführer zur Hauptexkursion 2000. Geologie und Physische Geographie der West- und Zentralalpen. Berlin 2001 |
| Heft 57 | M. Joos: | Raumbezogene Identifikation in einem großstädtischen Quartier. Eine Untersuchung zur lokalen Ortsanbindung und Partizipationsbereitschaft von BewohnerInnen des „problembehafteten“ Gebietes Soldiner Straße / Koloniestraße in Berlin-Wedding |
| Heft 58 | R. Kleßen (Hrsg.) | Einführung in die Historische Klimatologie. Ergebnisse eines Projektseminars. Berlin 2001 |

