

Exkursion Südost-Schweden

30.08. bis 08.09.2015



Freunde der Geowissenschaften
der Universität Göttingen e.V.



Eonothem	Era	System	Period	Series	Epoch	Stage	Age	GSSP
Phanerozoic	Cenozoic	Neogene		Holocene		Upper	0.0115	
						Middle	0.126	
Phanerozoic	Cenozoic	Pliocene				Lower	0.781	
						Gelasian	1.806	
Phanerozoic	Cenozoic	Miocene				Piacenzian	2.588	
						Zanclean	3.600	
Phanerozoic	Cenozoic	Oligocene				Messinian	5.332	
						Tortonian	7.246	
Phanerozoic	Cenozoic	Eocene				Serravallian	11.608	
						Langhian	13.65	
Phanerozoic	Cenozoic	Paleocene				Burdigalian	15.97	
						Aquitainian	20.43	
Phanerozoic	Cenozoic	Paleogene				Chattian	23.03	
						Rupelian	28.4 ± 0.1	
Phanerozoic	Cenozoic	Paleogene				Priabonian	33.9 ± 0.1	
						Bartonian	37.2 ± 0.1	
Phanerozoic	Cenozoic	Paleogene				Lutetian	40.4 ± 0.2	
						Ypresian	48.6 ± 0.2	
Phanerozoic	Cenozoic	Paleogene				Thanetian	55.8 ± 0.2	
						Selandian	58.7 ± 0.2	
Phanerozoic	Cenozoic	Paleogene				Danian	61.7 ± 0.2	
						Maastrichtian	65.5 ± 0.3	
Phanerozoic	Cenozoic	Paleogene				Campanian	70.6 ± 0.6	
						Santonian	83.5 ± 0.7	
Phanerozoic	Cenozoic	Paleogene				Coniacian	85.8 ± 0.7	
						Turonian	89.3 ± 1.0	
Phanerozoic	Cenozoic	Paleogene				Cenomanian	93.5 ± 0.8	
						Albian	99.6 ± 0.9	
Phanerozoic	Cenozoic	Paleogene				Aptian	112.0 ± 1.0	
						Barremian	125.0 ± 1.0	
Phanerozoic	Cenozoic	Paleogene				Hauterivian	130.0 ± 1.5	
						Valanginian	136.4 ± 2.0	
Phanerozoic	Cenozoic	Paleogene				Berriasian	140.2 ± 3.0	
						Turonian	145.5 ± 4.0	

Eonothem	Era	System	Period	Series	Epoch	Stage	Age	GSSP
Phanerozoic	Mesozoic	Triassic				Induan	249.7 ± 0.7	
						Changhsingian	251.0 ± 0.4	
Phanerozoic	Mesozoic	Triassic				Wuchiapingian	253.8 ± 0.7	
						Capitanian	260.4 ± 0.7	
Phanerozoic	Mesozoic	Triassic				Wordian	265.8 ± 0.7	
						Roadian	268.0 ± 0.7	
Phanerozoic	Mesozoic	Triassic				Kungurian	270.6 ± 0.7	
						Artinskian	275.6 ± 0.7	
Phanerozoic	Mesozoic	Triassic				Sakmarian	284.4 ± 0.7	
						Asselian	294.6 ± 0.8	
Phanerozoic	Mesozoic	Triassic				Gzhelian	299.0 ± 0.8	
						Kasimovian	303.9 ± 0.9	
Phanerozoic	Mesozoic	Triassic				Moscovian	306.5 ± 1.0	
						Bashkirian	311.7 ± 1.1	
Phanerozoic	Mesozoic	Triassic				Serpukhovian	318.1 ± 1.3	
						Visean	326.4 ± 1.6	
Phanerozoic	Mesozoic	Triassic				Tournaisian	345.3 ± 2.1	
						Tithonian	359.2 ± 2.5	

Eonothem	Era	System	Period	Series	Epoch	Stage	Age	GSSP
Phanerozoic	Paleozoic	Silurian				Ludfordian	418.7 ± 2.7	
						Gorstian	421.3 ± 2.6	
Phanerozoic	Paleozoic	Silurian				Homerian	422.9 ± 2.5	
						Sheinwoodian	426.2 ± 2.4	
Phanerozoic	Paleozoic	Silurian				Telychian	428.2 ± 2.3	
						Aeronian	436.0 ± 1.9	
Phanerozoic	Paleozoic	Silurian				Rhuddanian	439.0 ± 1.8	
						Hirnantian	443.7 ± 1.5	
Phanerozoic	Paleozoic	Silurian				Darriwilian	445.6 ± 1.5	
						Tremadocian	455.8 ± 1.6	
Phanerozoic	Paleozoic	Silurian				Famennian	460.9 ± 1.6	
						Frasnian	468.1 ± 1.6	
Phanerozoic	Paleozoic	Silurian				Givetian	471.8 ± 1.6	
						Emesian	478.6 ± 1.7	
Phanerozoic	Paleozoic	Silurian				Pragian	483.3 ± 1.7	
						Lochkovian	501.0 ± 2.0	
Phanerozoic	Paleozoic	Silurian				Palbian	513.0 ± 2.0	
						Lower	542.0 ± 1.0	

Precambrian					Eonothem	Era	System	Period	Age	GSSP
					Proterozoic	Neo-proterozoic	Ediacaran		542	GSSA
								Cryogenian	600	
									850	
						Meso-proterozoic	Tonian	1000		
								1200		
								1400		
						Paleo-proterozoic	Stenian	Ectasian	1600	
									1800	
									2050	
									2300	
Archean	Siderian	Rhyacian	Orosirian	Sialtherian	Calymmnian	2500				
						2800				
						3200				
	Paleoarchean	Mesarchean	Nearchean	Lower limit is not defined	3600					

Vorwort

Grundlage für den vorliegenden Exkursionsführer ist eine Lehrveranstaltung im Bachelor-Studiengang „Geowissenschaften“ an der Georg-August-Universität Göttingen, die regelmäßig seit dem Jahr 2000 stattfand. Das breite inhaltliche Spektrum (Präkambrisches Grundgebirge, Deckgebirge, Deformationszonen, Quartärgeologie) eignet sich auch sehr gut für eine allgemeingeologische Exkursion für interessierte Laien und Hobby-GeologInnen. Ergänzt wird das Programm durch angewandte/geotechnische Aspekte, hier als Schwerpunkt die Endlagerung radioaktiver Abfälle in Graniten des Grundgebirges.

Bei der konkreten Auswahl der geologischen Stationen war neben den inhaltlichen Anforderungen auch die problemlose Erreichbarkeit (gute Anfahrmöglichkeiten, kurze Fußwege) ein wichtiges Kriterium. Auch für die Kulturstopps wurden aus einem reichen Angebot bevorzugt „am Wege liegende“ Sehenswürdigkeiten ausgewählt.

An vielen Lokalisationen sollte auf eine Probenahme bzw. weitere „Zertrümmerung“ der Aufschlüsse verzichtet werden, damit sie langfristig für eine anschauliche Demonstration interessanter geologischer Phänomene zur Verfügung stehen. In dieser Hinsicht gelten auch in Schweden sehr strenge Vorschriften (s. Erläuterungsfeld unten).

An Stellen, wo Probennahmen nach den o.a. Vorschriften problematisch sind, können Fotos mit Maßstab eine geeignete Alternative sein. In den für diesen Exkursionsführer ausgewählten Aufschlüssen können alle wesentlichen Beobachtungen ohne Einsatz von Hämmern oder anderer Abbaugeräte gemacht werden.



Regeln für das Sammeln von Gesteinsproben in Schweden

(Auszüge aus: Broschüre „Kalkstein und Fossilien auf Öland“ (© Projekt Ölands Kalksten & Länsstyrelsen Kalmar län)

„Das Klopfen, d.h. das Losschlagen von Fossilien aus Blöcken oder aus dem Urgestein gehört nicht zum „*allmansrätten*“ (übersetzt: Jedermannsrecht). Es ist nach dem Gesetz verboten (Strafgesetz, Kap. 12) und gilt als Beschädigung oder grobe Zerstörung. Lose Fossilien und Steine ... gehören dem Grundbesitzer. Das Sammeln von mehr als vereinzelt Steinen oder Fossilien für Verkaufszwecke ist ohne Zustimmung des Besitzers oder der Bezirksregierung nicht erlaubt. Wenn der Grundbesitzer sein Einverständnis erteilt, kann es erlaubt sein, Steine zu schlagen oder lose Teile zu sammeln, jedoch nicht, wenn das Sammeln die „Natur wesentlich verändert“. In geschützten Gebieten, wie z.B. Naturreservat und Nationalpark ist es immer verboten, Fossilien zu sammeln“.

Die Beschreibungen und Illustrationen zu den einzelnen Stationen werden an passenden Stellen durch allgemeine Erläuterungen ergänzt, wobei für die Felder folgende Farbcodierung gilt:

Geologie

Kultur

Sonstiges

Die Auswahl der zitierten Literatur beinhaltet vor allem neuere Arbeiten, die zu bestimmten Themen einen guten Überblick verschaffen. Einige davon sind im Internet frei verfügbar. Speziellere Literatur kann auf Anfrage nachgereicht werden. Außerdem sei auf einen umfangreicheren Exkursionsführer verwiesen, der in wenigen Monaten erscheinen wird (A. Vollbrecht & K. Wemmer: Geologische Exkursion Südost-Schweden (Schonen-Blekinge-Öland-Västervik-Region)).

Die Zusammenstellung der Inhalte für den vorliegenden Exkursionsführer ist hoffentlich für alle TeilnehmerInnen akzeptabel. Bei der heterogenen Zusammensetzung der Gruppe mit unterschiedlichen Interessen und Vorkenntnissen musste ein Kompromiss gefunden werden. Der Führer enthält mehr als das, was während der Exkursion bearbeitet werden kann. Nicht zuletzt auch wegen der zahlreichen Literaturverweise könnte er aber auch als Nachschlagewerk oder als Grundlage für spätere, selbst durchgeführte Exkursionen dienen (z.B. im Rahmen einer Urlaubsreise). Zu diesem Zweck werden für die einzelnen Exkursionsgebiete auch ergänzende Aufschlüsse vorgeschlagen.

Speziell für die Region um Västervik wurden Ergebnisse von Untersuchungen einer Göttinger Arbeitsgruppe „Strukturgeologie/Isotopengeologie“ unter Einbeziehung zahlreicher Examensarbeiten (i.W. Diplomkartierungen) verwendet. Neben den daraus zitierten Daten haben die Studierenden auch durch Diskussionen und Hinweise während gemeinsamer Geländebegehungen wertvolle Beiträge geleistet, wofür an dieser Stelle noch einmal gedankt sei.

Meinen ehemaligen Kollegen Klaus Wemmer und Frank Langenstrassen danke ich für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

Abschließend möchte ich allen TeilnehmerInnen einen angenehmen Verlauf der Exkursion wünschen, mit vielen interessanten Beobachtungen und Diskussionen sowie gemütlichen Stunden nach getaner „Arbeit“.

Axel Vollbrecht

Göttingen, den 20.08.2015

Inhalt

	Seite
<u>1. Geologischer Überblick</u>	1
1.1 Lage des Exkursionsgebiets	1
1.2 Erforschung von Baltica	1
1.3 Entstehung von Baltica	2
1.4 Weitere geologische Entwicklung von Baltica	2
1.5 Das Phanerozoische Deckgebirge	12
1.5.1 Paläozoikum	13
1.5.2 Mesozoikum	19
<u>2. Exkursionsgebiet Schonen (Skåne)</u>	21
2.1 Geologischer Rahmen	21
2.2 Stationen in Schonen	24
2.3 Weitere Aufschlüsse in Schonen	42
<u>3. Exkursionsgebiet Blekinge</u>	43
3.1 Geologischer Rahmen	43
3.2 Stationen in Blekinge	45
3.3 Weitere Aufschlüsse in Blekinge	47
<u>4. Exkursionsgebiet Öland</u>	49
4.1 Geologischer Rahmen	49
4.2 Stationen auf Öland	57
4.3 Weitere Aufschlüsse auf Öland	83
<u>5. Tiefenlabor Äspö</u>	85
5.1 Das schwedische Konzept f. d. Endlagerung radioaktiver Abfälle	85
5.2 Geologischer Rahmen	88
<u>6. Exkursionsgebiet Västervik-Region</u>	91
6.1 Geologischer Rahmen	91
6.2 Stationen in der Västervik-Region	94
6.3 Weitere Aufschlüsse in der Västervik-Region	125

Inhalt (Fortsetzung)

Literaturverzeichnis

127

Anhang

1. Ablaufplan
2. Wichtige Anschriften
3. Teilnehmerliste
4. Stadtpläne: Simrishamn und Västervik



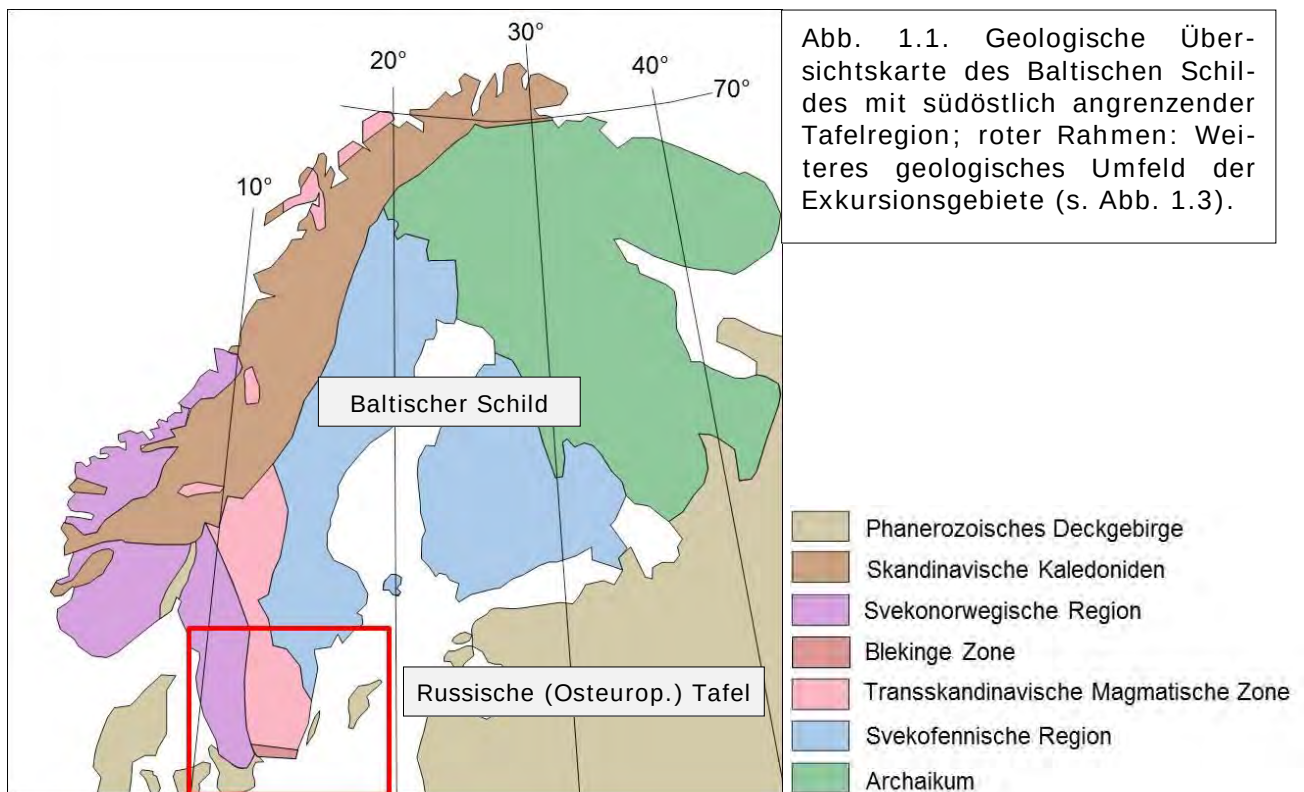
1. Geologischer Überblick

1.1 Lage des Exkursionsgebiets

Das Exkursionsgebiet liegt am Westrand des im Präkambrium entstandenen Kontinents Baltica (weitere Bezeichnungen: Ur-Europa, Fennosarmatia, Osteuropäischer Kraton). Bereiche von derartigen Kratonen, in denen das präkambrische Grundgebirge an der Oberfläche zu Tage tritt, werden als „Schilde“, Gebiete mit Bedeckung durch jüngere Sedimente als „Tafeln“ bezeichnet. Demnach erfasst die Exkursion Teile des südlichen sog. Baltischen Schildes und Bereiche des Deckgebirges, die, großregional betrachtet, der Russischen Tafel (auch als Osteuropäische Tafel bezeichnet) zuzuordnen sind (Abb. 1.1). Die Entwicklung des Baltischen Schildes und die daraus resultierende tektonische Gliederung werden in Kap. 1.4 erläutert.

1.2 Erforschung von Baltica

Die Erforschung von Baltica begann in der 2. Hälfte des 19. Jh., wobei zunächst nur geologisch/petrologische Beobachtungen in den Schildregionen zur Verfügung standen (Baltischer Schild, Ukrainische Schildgebiete). Erste geophysikalische Erkundungen (Aeromagnetik) wurden in den 1930er Jahren durchgeführt. Insbesondere in der 2. Hälfte des 20. Jh. wurden in den Tafelregionen zahlreiche Tiefbohrungen durchgeführt, die das präkambrische Grundgebirge unter dem Deckgebirge (z.T. auch offshore) punktuell erschlossen. In neuerer Zeit haben geophysikalische Tiefenerkundungen (vor allem Reflexionsseismik) für die Entwicklung von Krustenmodellen zunehmend an Bedeutung gewonnen.



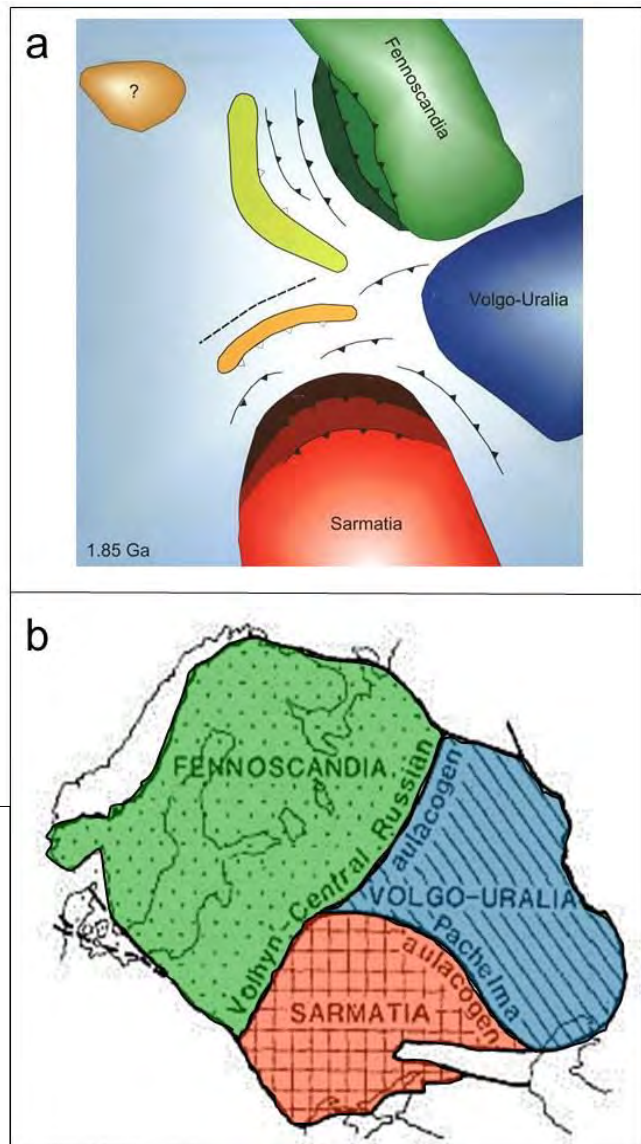
1.3 Entstehung von Baltica

Der Kontinent Baltica entstand vor etwa 1800 Ma durch die Kollision der drei Mikrokontinente Fennoscandia, Sarmatia und Volgo-Uralia (Abb. 1.2), die jeweils einen eigenen Archaischen Kern besitzen und sich in ihrer Paläo-proterozoischen Entwicklung deutlich unterscheiden. (z.B. Bogdanova et al. 2005). Nach neueren Daten bildeten Sarmatia und Volgo-Uralia wahrscheinlich bereits vor etwa 2000 Ma eine Einheit. Von späteren tektonischen Ereignissen blieben die Kernbereiche von Baltica weitgehend verschont. Nennenswerte Deformationen fanden nur randlich oder durch Reaktivierung interner ehemaliger Suture-/Kollisionszonen statt.

Abb. 1.2. Entstehung von Baltica durch Kollision der Mikrokontinente Fennoscandia (grün), Sarmatia (rot) und Volgo-Uralia (blau).

a. Paläotektonische Situation vor ca. 1850 Ma (vor Kollision)

b. Heutige Gliederung



1.4 Weitere geologische Entwicklung von Baltica

Die präkambrische Entwicklung ist im Baltischen Schild dokumentiert und kann in zwei Hauptabschnitte untergliedert werden: (1) eine rein Fennoscandische Geschichte im Zeitraum vom Archaikum bis ca. 1800 Ma und (2) eine unmittelbar anschließende Entwicklung nach Kollision der drei Mikrokontinente, d.h. als Teil von Baltica. Für beide Abschnitte sind besonders jene Phasen von Bedeutung, die sukzessive zu einem Wachstum der Kontinente durch gebirgsbildende Prozesse (Orogenesen) an aktiven Plattenrändern führten. Dies sind im Wesentlichen Subduktion mit

Bildung magmatischer Bögen und Anlage von Akkretionskeilen sowie Kollision mit älteren Lithosphären-Segmenten (Terranes, Kontinente). Durch die jeweils jüngeren Orogenesen wurden ältere Krustenabschnitte mit unterschiedlichen Intensitäten tektono-thermal bzw. magmatisch überprägt. Dies führte teilweise zu einer völligen Auslöschung älterer Strukturen.

Eine entsprechende Entwicklung Fennoscandias, jetzt noch als eigenständiger Mikrokontinent, ging von einem Archaischen Kern im Nordosten aus (s. Abb. 1.1), der seinerseits aus fünf Provinzen besteht, die sich wiederum aus mehreren Terranes zusammensetzen.

Das weitere Wachstum Fennoscandias im Proterozoikum erfolgte schrittweise in Richtung Südwest, was durch abnehmende Krustenalter in dieser Richtung dokumentiert wird. Den größten Beitrag zum Krustenwachstum lieferte dabei die Svekofennische Orogenese zwischen etwa 1920 und 1800 Ma (z.B. Lahtinen et al. 2008). Hierbei entstand der breite Gürtel der Svekofenniden (SVF; s. Abb. 1.1) durch Anlagerung älterer Terranes (ca. 2100 bis 2000 Ma) und magmatischer Inselbögen mit Altern zwischen ca. 2000 und 1800 Ma. Hinzu kommen granitoide Plutonite, die etwa zwischen 1900 und 1800 Ma in die zuvor gebildete Kruste intrudierten. Diese Plutonite sind heute großflächig an der Oberfläche aufgeschlossen und bilden den Großteil der sog. Transskandinavischen Magmatischen Zone (TMZ; Abb. 1.1 u. 1.3).

In der anschließenden Entwicklung von Fennoscandia, jetzt als Teil von Baltica, führten weitere Orogenesen zu Krustenwachstum und Überpägungen älterer Krustensegmente. Damit verbunden waren auch Phasen einer Krustendehnung, die zu Beckenbildungen und Magmatismus im bereits tektonisch konsolidierten Hinterland führten. Dabei lassen sich folgende tektonische Phasen mit regionaler Bedeutung abgrenzen:

1640 bis 1520 Ma: Gothische Orogenese mit weiterer Krustenakkretion, die sich auf den westlichen Randbereich von Fennoscandia beschränkte und den größten Teil der Krustensegmente westlich der Svekofenniden generierte. Den Ostrand dieser neu „angedockten“ Kruste bildet die sog. „Mylonit-Zone“.

1650 bis 1470 Ma: In Verbindung mit der Gothischen Orogenese entwickelte sich ein intrakontinentales Dehnungsregime (Zentralschweden, Südfinnland, Baltikum); hier kam es u.a. zur Intrusion von hochkrustalen Plutoniten (Rapakiwi-Granite).

1470 bis 1420 Ma: Danopolonische oder Hallandische Orogenese mit NNE-gerichteter Subduktion. Diese Plattenkonvergenz führt schließlich zur Bildung einer WNW-ESE verlaufenden Kollisionszone im südwestlichen Randbereich von Fennoscandia. Als Fernwirkung dieser Orogenese kommt es zu hochkrustalen Intrusionen von Alkalifeldspat-Graniten um 1450 Ma (z.B. Göttemar-Massiv) und Krustendehnung in Zentralschweden (Gräben mit Sandsteinen und Basalten).

Ca 1140 bis 900 Ma: Svekonorwegische Orogenese (entspricht Grenville-Ereignis in Nordamerika), in deren späterem Verlauf Baltica durch schiefe Kollision mit Amazonien/Laurentia Teil des Superkontinents Rodinia wurde (s. u., Abb.1.4). Global betrachtet bildete sich dieser Superkontinent etwa zwischen 1300 und 900 Ma (z.B. Bogdanova et al. 2009). Der südschwedische Teil des Svekonorwegischen Orogens besteht aus den Einheiten „Ostsegment“ und „Idefjorden-Terrane“, welche durch die sog. Mylonit-Zone gegeneinander abgegrenzt werden (s. Abb. 1.3). Beide Einheiten bestehen aus älteren Krustensegmenten (i.W. svekofennische Meta-Sedimente und Magmatite der TMZ sowie gothische Krustensegmente), die durch die Svekonorwegische Orogenese eine intensive tektonothermale Überprägung erfahren haben (hochgradige Metamorphose bis zur Migmatit-Bildung). Die Protogine-Zone (Abb. 1.3) kann dabei als südliche Fortsetzung der Svekonorwegischen Frontalen Deformationszone betrachtet werden, welche in Südschweden die östliche Begrenzung Svekonorwegisch modifizierter Kruste markiert.

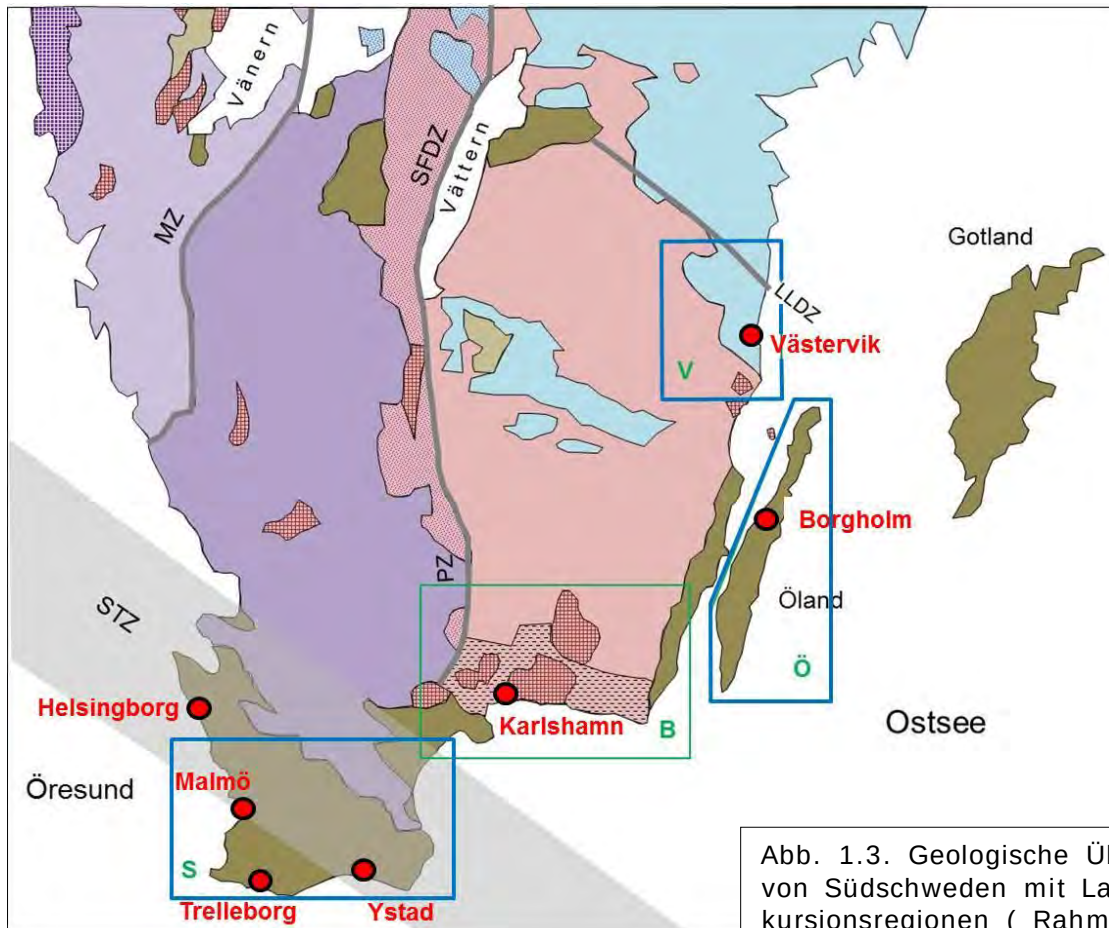
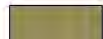


Abb. 1.3. Geologische Übersichtskarte von Südschweden mit Lage der 4 Exkursionsregionen (Rahmen): S-Schonen (Skåne); B-Blekinge-Region; Ö-Öland; V-Västervik-Region.

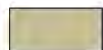
Störungsbündel der Sorgenfrei-Tornquist-Zone (STZ)

Bedeutende Proterozoische Scherzonen:

LLDZ – Lofthammar-Linköping-Deformationszone; SFDZ – Svekonorwegische Frontale Deformationszone; PZ – Protogine-Zone; MZ – Mylonit-Zone



Phanerozoisches Deckgebirge



Mesoproterozoisches Deckgebirge (Siliziklastika)

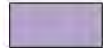
Svekonorwegische Region (Meso- bis Neo-Proterozoisch)



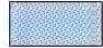
Spät-Svekonorwegische Granite



Idefjorden-Terrane



Ostsegment, ungliedert



Ostsegment: vorwiegend Svekonorwegisch überprägte Meta-Sedimente der Svekofenniden



Ostsegment: Svekonorwegisch überprägte Magmatite der TMZ

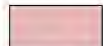


Mesoproterozoische Granitoide, undifferenziert; ca. 1600 – 1000 Ma

Svekofennische Region (Paläo-Proterozoisch)



Blekinge Zone



Transskandinavische Magmatische Zone (TMZ)



Svekofenniden

Für den späteren Zerfall des Superkontinents Rodinia im Spät-Proterozoikum werden sehr unterschiedliche Modelle diskutiert. Nach den Vorstellungen von Meert & Torsvik (2003; s. Abb. 1.4) begann der Zerfall vor ca. 825 Ma. Die damit verbundene Abspaltung Balticas am Westrand von Rodinia war wahrscheinlich vor ca. 610 Ma abgeschlossen. Es gibt jedoch auch Hinweise darauf, dass Baltica noch bis vor ca. 570 bis 550 Ma mit Laurentia verbunden war (z.B. Cooks & Torsvik 2005). Als Ursache für den Zerfall von Rodinia wird der Aufstieg eines Mantel-Plumes angenommen.

Für die anschließende Entwicklung von Baltica im Phanerozoikum und seine relative Position zu anderen Kontinenten existieren ebenfalls recht unterschiedliche paläogeographisch-tektonische Modelle (z.B. Hartz & Torsvik 2002). Modelle für das Altpaläozoikum gehen in weitgehender Übereinstimmung davon aus, dass Baltica nach Abspaltung von Rodinia zunächst in eine Südpol-nahe Lage gelangte. Ab dem Kambrium wanderte Baltica dann nach Norden und erreichte im Mittleren Silur eine Äquator-nahe Position (s. Abb. 1.5; z.B. Cooks & Torsvik 2005). Die damit verbundene Klima-Verschiebung war ein entscheidender Faktor für die Entwicklung der Sedimentations-Bedingungen.

Während dieser Drift von Baltica lagerten sich auf dem Kraton, der zuvor vor allem im Neo-Proterozoikum angehoben, tiefgreifend ero-di-ert und eingeebnet wurde, weitflächig altpaläozoische Plattformsedimente ab. Reliktisch sind auf dem Grundgebirge auch präkambrische Sedimenttröge erhalten, wie z.B. die ca. 1000 m mächtige Neo-proterozoische Visingsjö-Formation in einer Grabenstruktur im Bereich des Vättern-Sees (heute größtenteils von jüngeren Sedimenten bedeckt). Die folgende Darstellung der Entwicklung Balticas im Paläozoikum folgt in wesentlichen Punkten zusammenfassenden Abhandlungen von Cooks & Torsvik (2005, 2006).

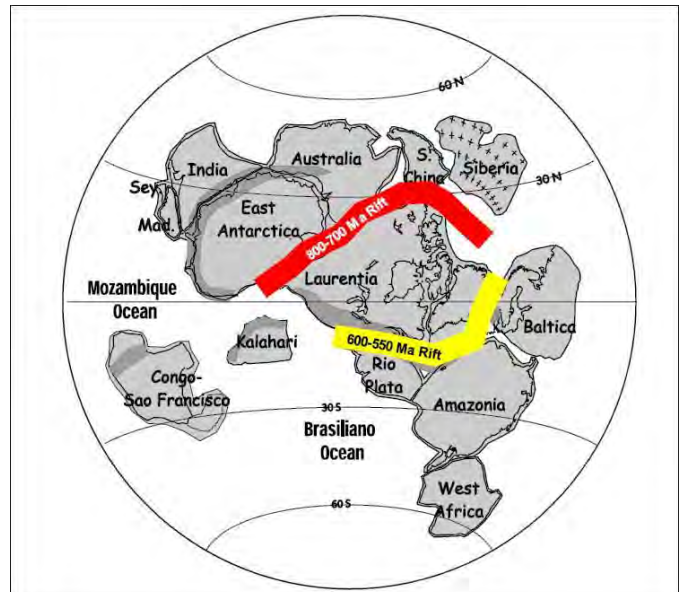


Abb. 1.4. „Traditionelles“ Modell für den Superkontinent Rodinia (Meert & Torsvik 2003) mit zwei Riftzonen, an denen zu unterschiedlichen Zeiten der Zerfall einsetzt. Dunkelgrau: Hauptkollisionszonen während der Bildung von Rodinia.

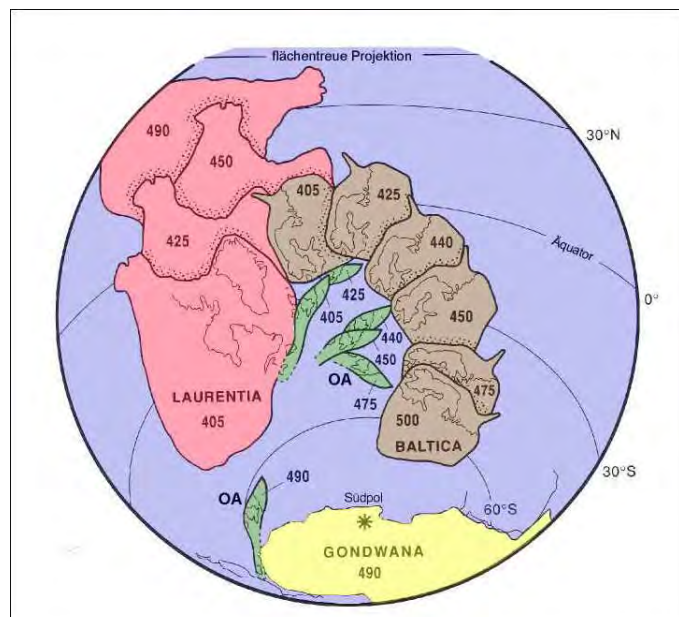


Abb. 1.5. Positionen der Kontinente im Verlauf des Altpaläozoikums; aus Berthelsen (1992), nach Arbeiten von T. Torsvik, kolorierte Fassung aus: <http://www.oerrheingraben.de/Tektonik/Drift.htm>.

Baltica wandert von einer Südpol-nahen Lage im Kambrium in Richtung Äquator, wo es im Oberen Silur mit Laurentia kollidiert (Kaledonische Orogenese, s.u.); OA-Ost-Avalonia.

In der Endphase dieser Drift wurde Baltica in die Kaledonische Orogenese einbezogen (s. Abb. 1.6; Gesamtzeitraum: Oberes Ordovizium bis Oberes Silur). Dabei entstanden zunächst die Norddeutsch-Polnischen Kaledoniden durch Kollision von Ost-Avalonia mit Baltica unter Schließung des dazwischen liegenden Thornquist-Meeres. Danach erfolgte die Schließung des Iapetus-Ozeans, die im (heutigen) Norden mit der Kollision von Laurentia mit Baltica begann und später auch Avalonia einbezog. Baltica wird dadurch Teil des „Old-Red“-Kontinents Laurussia.

Die Skandinavischen Kaledoniden (s. Abb. 1.1) bestehen aus tektonischen Decken, die mehrere 100 km nach Osten auf den Baltischen Kraton überschoben wurden. Sie enthalten marine Sedimente und Vulkanite des Iapetus-Ozeans sowie Späne des Proterozoischen Grundgebirges. Als Folge der Kaledonischen Orogenese wurde der Westteil von Baltica (als Teil von Laurussia) angehoben und dadurch zum Liefergebiet für die terrestrischen „Old-Red-“ Sedimente. Diese wurden u.a. auch auf dem heutigen Baltischen Schild vor der Kaledonischen Front abgelagert, jedoch später wieder erodiert. Thermochronologische Daten lassen auf ehemalige Mächtigkeiten von ca. 1 bis 2,5 km schließen (Cederbohm et al. 2000).

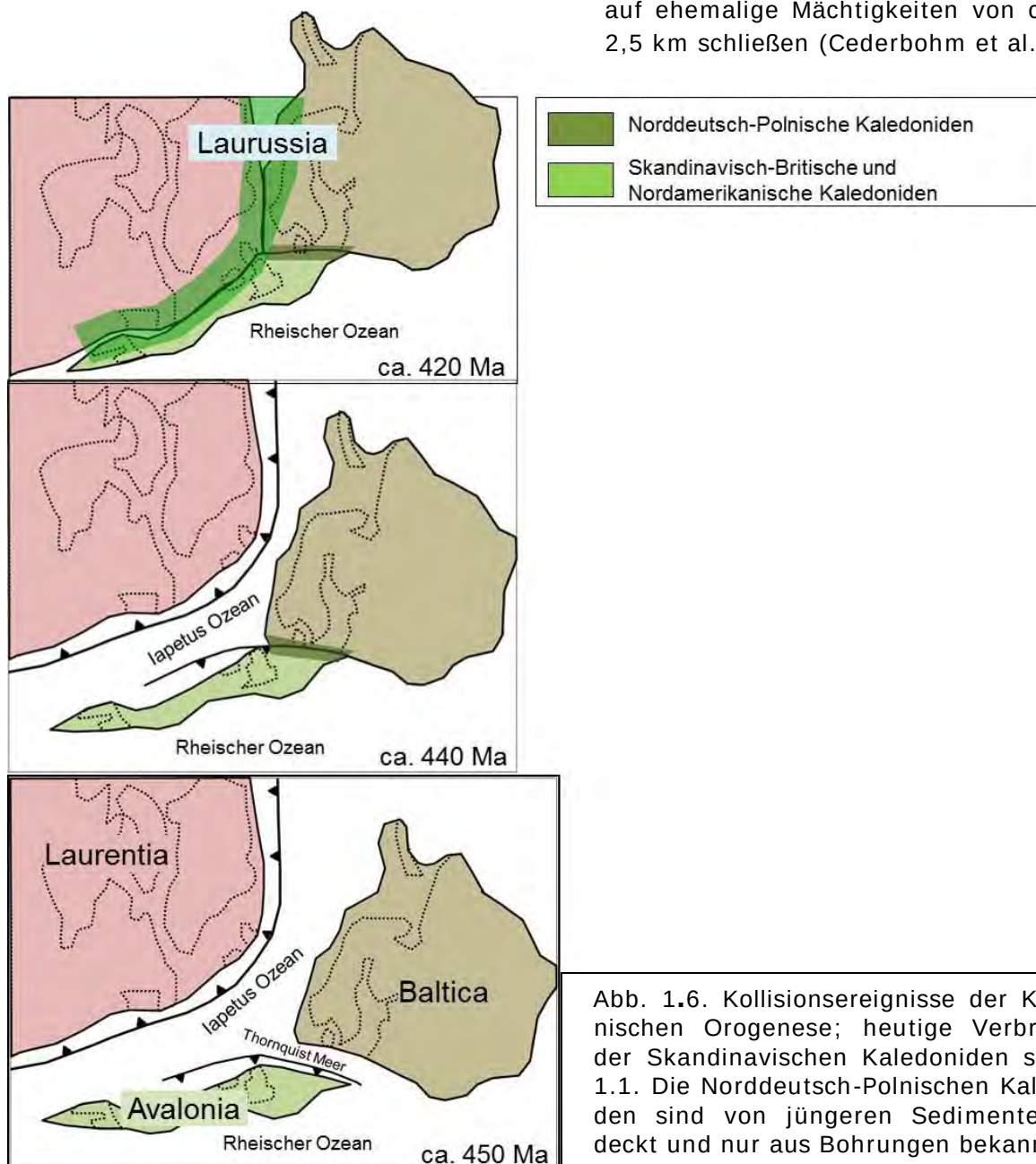


Abb. 1.6. Kollisionseignisse der Kaledonischen Orogenese; heutige Verbreitung der Skandinavischen Kaledoniden s. Abb. 1.1. Die Norddeutsch-Polnischen Kaledoniden sind von jüngeren Sedimenten bedeckt und nur aus Bohrungen bekannt.

Im Verlauf der Variskischen Orogenese (ab Unterkarbon) kollidierte Laurussia sukzessive mit mehreren Terranes, die im Silur/Devon vom Südkontinent Gondwana abgetrennt worden waren. Schließlich kam es im Oberkarbon zur Kollision mit Gondwana selbst, wodurch der neue Superkontinent Pangäa entstand. Während dieser Kollisionsereignisse und im Verlauf der post-Variskischen Entwicklung wurde die zuvor kaledonisch angelegte Kollisionszone zwischen Baltica und Avalonia mehrfach reaktiviert. Diese sog. „Transeuropäische Störungszone“ (TTZ) markiert heute die tektonische Südwest-Grenze von Baltica (s. Abb. 1.7).

Im Bereich von Südschweden stellt die Sorgenfrei-Tornquist-Zone (STZ) ein

bedeutendes Teilelement der TTZ dar und steuerte dort maßgeblich die Sedimentation im Mesozoikum. Die frühen Entwicklungsphasen der STZ sind, im regionalen Maßstab betrachtet, durch Extensionstektonik gekennzeichnet. Dabei wurden während einer langzeitigen, mehrphasigen Aktivität lokale Sedimentbecken gebildet, die von nahen Hochschollen mit Detritus beliefert wurden. Diese Extensionstektonik steht z.T. im Zusammenhang mit dem beginnenden Zerfall von Pangäa und ist phasenweise mit basischem Magmatismus verbunden. Mit der in der Oberkreide einsetzenden tektonischen Inversion, die als Fernwirkung der Alpidischen Orogenese betrachtet wird, gewinnen dann zunehmend kompressive bzw. transpressive Bewegungen an Bedeutung (weitere Details hierzu in Kap. 2.1).

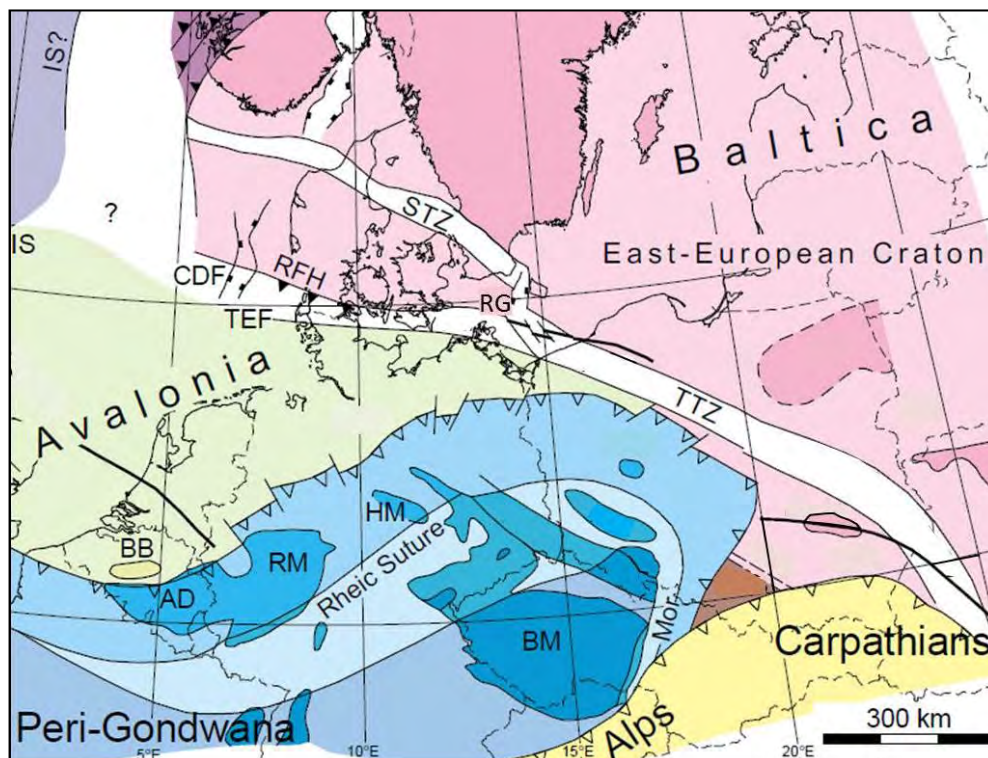


Abb. 1.7. Die Transeuropäischen Störungszone (Transeuropean Fault zone; TEF) als trennendes Lineament zwischen dem Osteuropäischen Kraton (Baltica) und jüngeren Krustensegmenten (Teil einer vereinfachten Abbildung aus Pharaoh, 1999; modifiziert nach Berthelsen 1994; s.a. Shomali et al. 2006). Zonen der Mitteleuropäischen Varisciden in blau mit größeren Grundgebirgsmassiven in dunklen Farben.

Weitere Abkürzungen: AD, Ardennen; BB, Brabanter Massiv; BM, Böhmische Masse; CDF, Kaledonische Deformationsfront; HM, Harz; IS, Iapetus Suture (Avalonia-Laurentia); IS?, fragliche Position der Laurentia-Baltica Suture; Mor, Moravien; RFH, Ringkøbing Fynen Hoch; RG, Rönne-Graben; RM, Rheinisches Massiv; STZ, Sorgenfrei-Tornquist Zone; TTZ, Teisseyre-Tornquist Zone.

Regional betrachtet lassen sich in Südschweden weitere prominente, aber weitflächiger angeordnete Störungssysteme unterscheiden (z.B. Tirén & Beckholmen 1992). Eine zeitlich-räumliche Rekonstruktion der zugehörigen Blocktektonik ist problematisch, da das Alter der Anlage bestimmter Störungsscharen z.T. unbekannt ist, und Mehrfach-Reaktivierungen mit teilweise wechselnder Kinematik in Betracht zu ziehen sind.

Die junge geologische Entwicklungsgeschichte und die damit verbundene (sub-) rezente Krustendynamik sind weitgehend durch glaziale bis postglaziale Prozesse gesteuert. So sind vor allem Erosionsformen und Ablagerungen der letzten Eiszeit (Weichsel; Beginn vor ca. 115000 Jahren) in weiten Bereichen landschaftsprägend. Die Anordnung und Ausrichtung entsprechender Formen wurde dabei stark von den regionalen Eistransportrichtungen bzw. der damit verbundenen Ausrichtung der Gletscherfronten diktiert (Abb. 1.8).

Mit dem vor ca. 13000 Jahren beginnenden „Eisrückzug“ setzt auch die mehrphasige Entwicklung der Ostsee ein, bei der zwei konkurrierende Prozesse bestimmend sind: a) eustatischer Meeresspiegelanstieg (Transgression) durch Abschmelzung der Eiskappen und b) isostatische Hebung der Lithosphäre infolge verringerter Eis-Auflast und einem daraus resultierenden Rückzug der Küstenlinien ( Isostasie). Entsprechende Wechselwirkungen führten dazu, dass bei verstärkter isostatischer Hebung der Ostseeraum phasenweise von der Nordsee abgetrennt war und dann einen Binnensee bildete, der direkt von Schmelzwässern gespeist wurde. Als Barrieren waren neben Landrücken (u.a. Endmoränen) auch ausgedehnte Gletscherzungen von Bedeutung. Dominierte dagegen ein eustatischer Meeresspiegelanstieg konnten sich durch die Verbindung mit der Nordsee marine Bedingungen einstellen. Die Gesamtentwicklung ist in vier Hauptstadien unterteilt, wobei die Stadien 2, 3, und 4 nach typischen Besiedlern (Mollusken) benannt

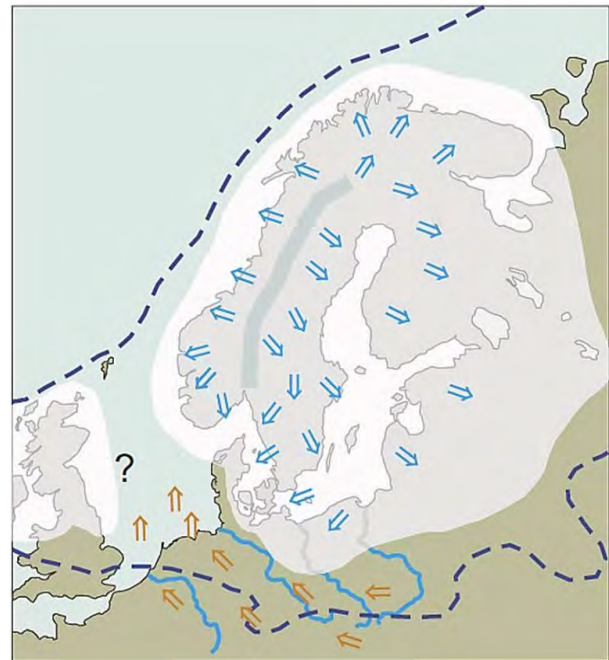
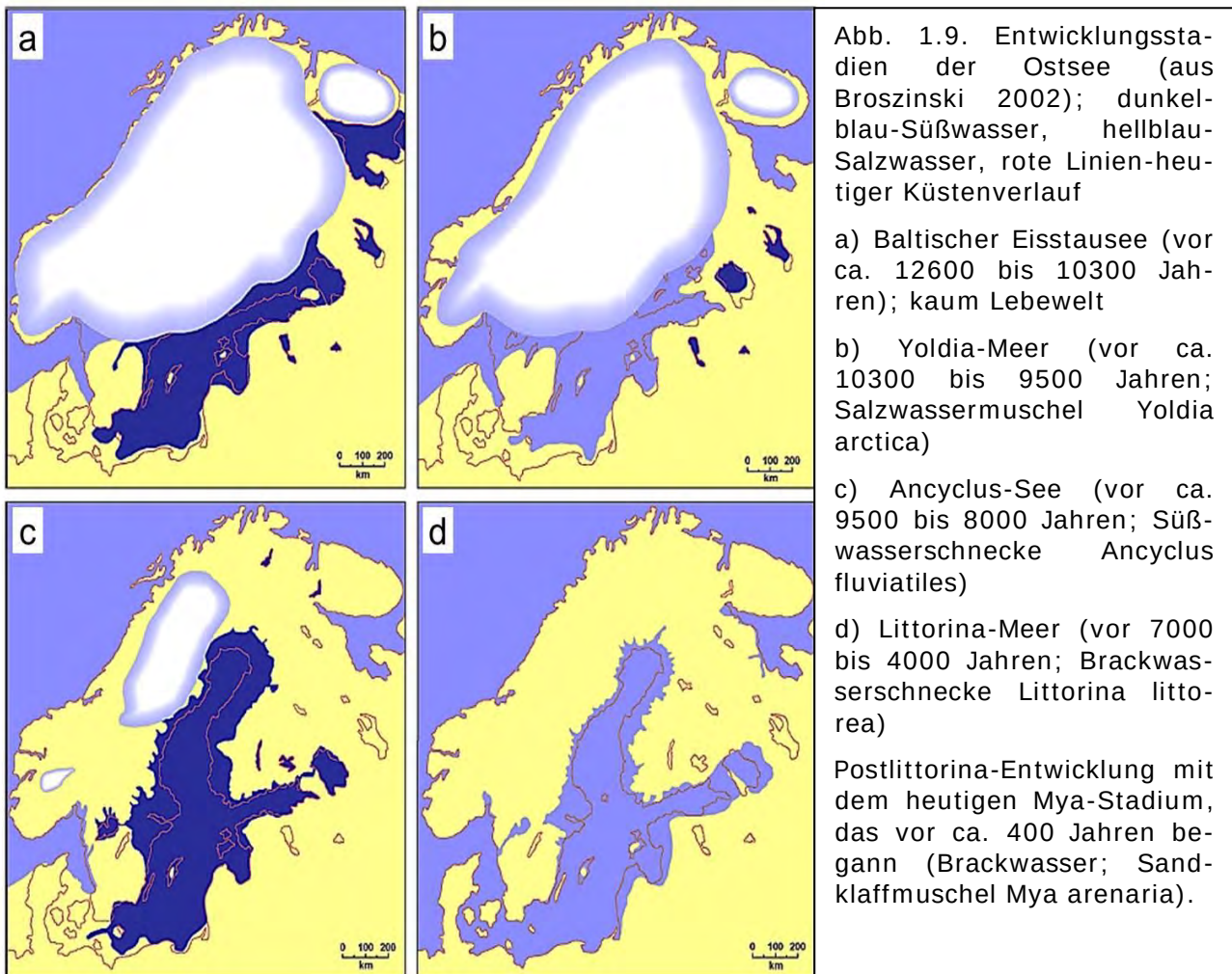


Abb. 1.8. Transportrichtungen während der Weichseleiszeit (aus Pässe 2004); blaue Pfeile-glazialer Transport, braune Pfeile-fluvialer Transport. Die Eisaufgabe hatte eine maximale Dicke von ca. 3000 m.

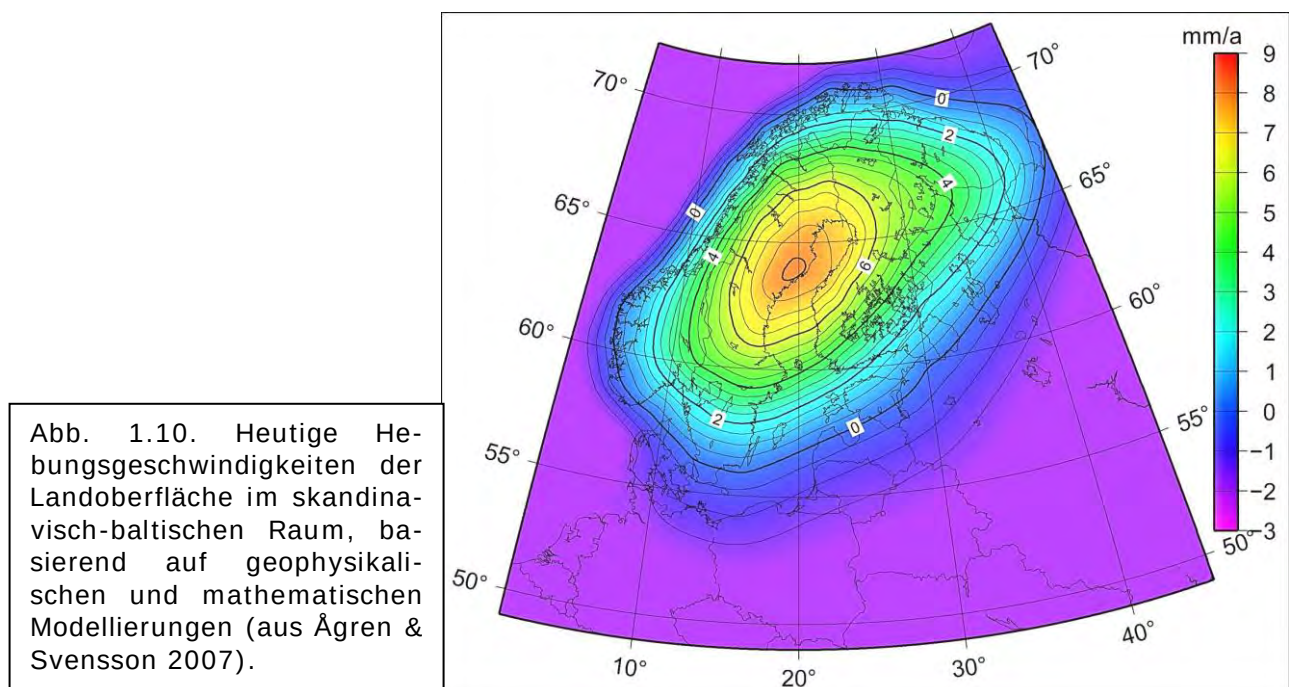
wurden. Die Abb. 1.9 stellt eine entsprechende Kurzcharakterisierung ohne Berücksichtigung von z.T. noch umstrittenen Übergangsstadien dar, die jeweils durch Brackwasserphasen gekennzeichnet sind. Aufgrund unterschiedlicher Eingrenzungskriterien weichen die publizierten Altersangaben z.T. erheblich von den unten genannten ab. Detaillierte Ausführungen zur Entwicklung der Ostsee finden sich u.a. in Björk (1995) und Andrén et al. (2011). Die heutige Ostsee stellt ein humides Nebenmeer dar, in dem die Salinitäten mit der Entfernung zur Nordsee deutlich abnehmen (z.B. oberflächennah bis auf ca. 3,5 ‰ im Bottnischen Meerbusen).

Isostasie

Geologisches „Schwimmgleichgewicht“ zwischen der festen Lithosphäre (= Erdkruste + fester oberer Erdmantel) und der unterlagernden fließfähigen („teilflüssigen“) Asthenosphäre des oberen Erdmantels. Hier: Eisaufgabe drückt Lithosphäre in die Asthenosphäre, nach Abschmelzen des Eises steigt sie langsam wieder auf (mm bis wenige cm/a; s. Abb. 1.10).



Die heutigen Hebungsgeschwindigkeiten der Landoberfläche (Abb. 1.10) können in ihrer regionalen Verteilung weitgehend durch isostatische Ausgleichbewegungen als Spätwirkung der Entlastung durch das Abschmelzen der Eiskappen erklärt werden.



Tektonische Überlagerungen der isostatischen Bewegungen sind nach Modellierungen von Fjeldskaar et al. (2000) für jene Zonen anzunehmen, deren Hebungsraten sowohl positiv als auch negativ vom theoretischen Isostasie-Wert abweichen und die eine signifikante rezente Seismizität (Erdbeben) aufweisen. Andererseits lassen sich einige seismische Zonen direkt mit isostatischen Bewegungen korrelieren. Ein bedeutendes paläoseismisches Ereignis, das durch „glazio-isostatische Entlastung“ an einer Hauptstörung des Vätternsee-Grabens im Holozän ausgelöst wurde, haben Jakobsson et al. (2004) aufgrund von geophysikalischen und strukturgeologischen Daten postuliert.

Aktuell registrierte seismische Ereignisse konzentrieren sich auf eine Zone entlang der nördlichen schwedischen Ostseeküste (z.B. Bödvarsson 2008).

Anhand von Langzeitmessungen über vernetzte GPS-Mess-Stationen konnten im Baltischen Schild neben den aktuellen Hebungsraten auch Horizontalbewegungen direkt nachgewiesen werden, die maximal im Bereich von einigen mm/a liegen (Milne et al. 2001; Abb.1.11). Für die Ostsee-Region zeichnen sich danach radiale, vom Hebungszentrum weg gerichtete Bewegungen ab (s.a. Scherneck et al. 2001).

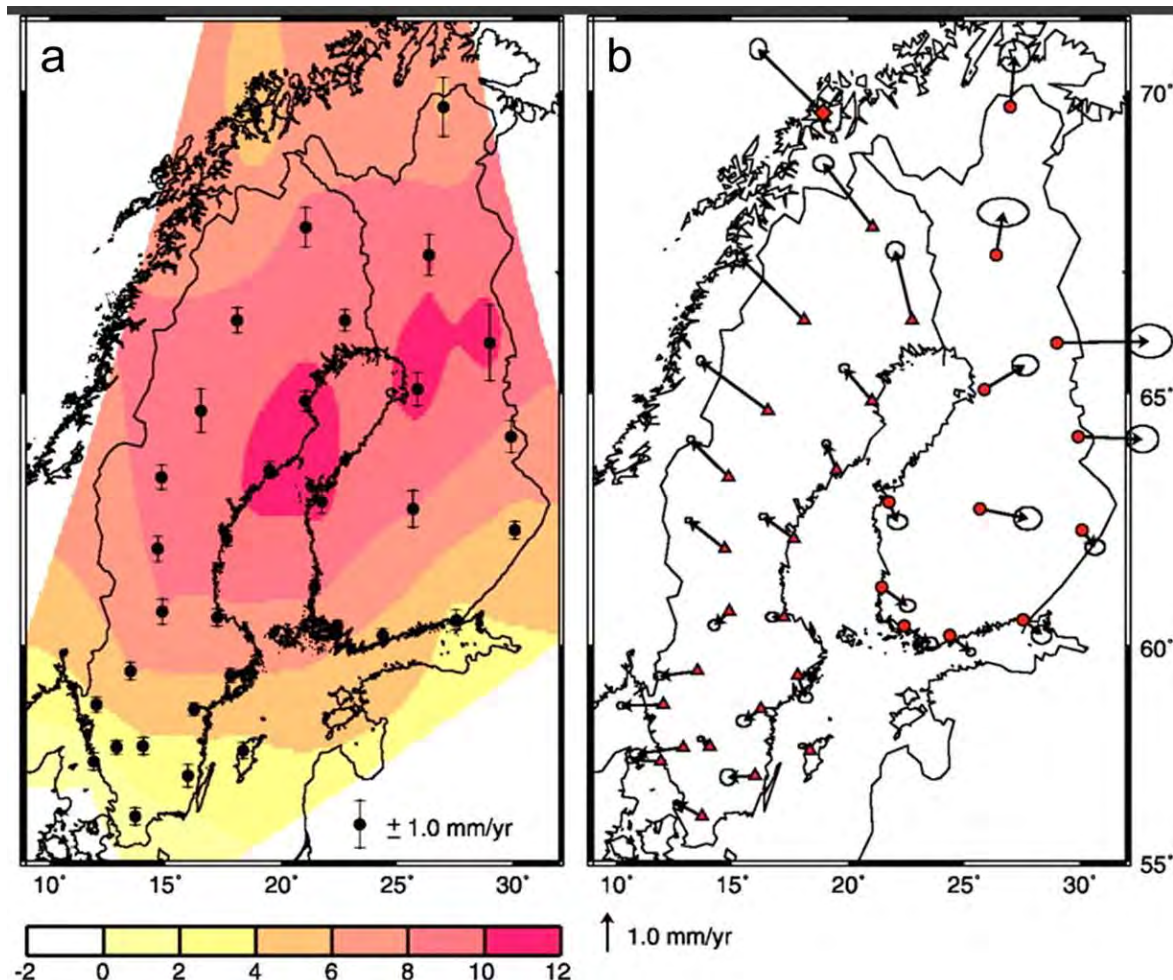


Abb. 1.11. GPS-Daten zur rezenten Krustendynamik im skandinavisch-baltischem Raum (aus Milne et al. 2001)

a) Hebungsbeträge im mm/a

b) Horizontalbewegungen; vergleiche mit Vektorlänge (Pfeil) für 1mm/a.

Daraus resultierende Grabensysteme werden als rezente Senkungsgebiete im heutigen Bereich der Ostsee angenommen („Eastern Baltic Systems of Graben“).

Die anhand von geologischen und historischen Befunden rekonstruierten Gesamtbeträge der postglazialen Hebung von bis zu 900 m (Abb. 1.12) korrelieren sehr gut mit dem Verteilungsmuster der aktuellen Hebungsraten (vergl. Abb. 1.10). Für die Region in Nordschweden mit den höchsten Werten werden auch die maximalen Eis-Überlagerungsmächtigkeiten von bis zu ca. 3000 m angenommen.

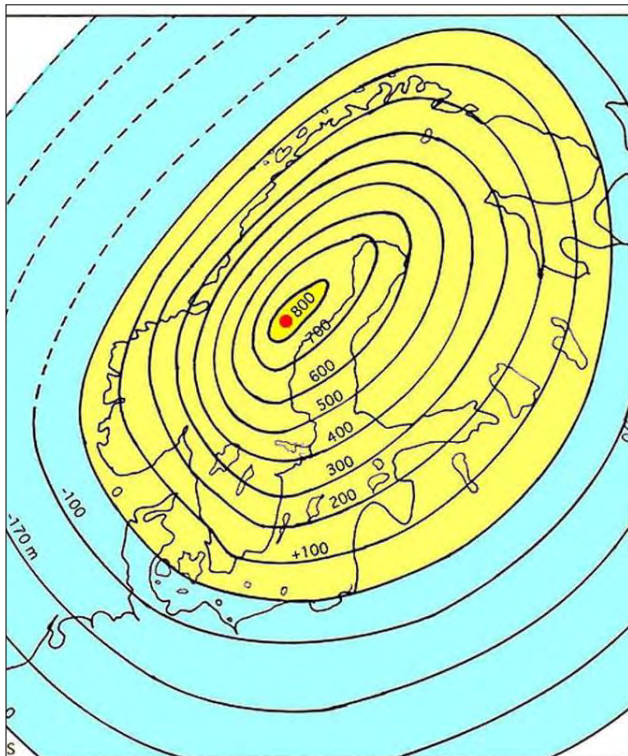


Abb. 1.12. Gesamtbeträge der postglazialen Landhebung (gelb) bzw. Absenkung (blau) in [m]; roter Punkt: maximale Hebung; aus Mörner (2008).

Alte kontinentale Kruste besitzt ein hohes Überlieferungspotential für einen langen Zeitraum möglicher Impakt-Ereignisse (Meteoriten-Einschläge), insbesondere in den Schildgebieten, wo entsprechende Strukturen nicht durch jüngere Sedimente verdeckt sind. Dies gilt auch für den Baltischen Schild, auf dem eine große Anzahl sicherer und vermuteter Impakt-Strukturen lokalisiert wurden (z.B. Henkel & Pesonen 1992; Abb. 1.13). Ihre Alter, die sich jedoch oft nur recht unscharf eingrenzen lassen, reichen von ca. 1200 Ma bis in die jüngere Erdgeschichte (Quartär). Die markanteste und am intensivsten untersuchte Struktur ist der ca. 360 Ma alte Siljan-Impakt in Mittelschweden (z.B. Juhlin 2004).

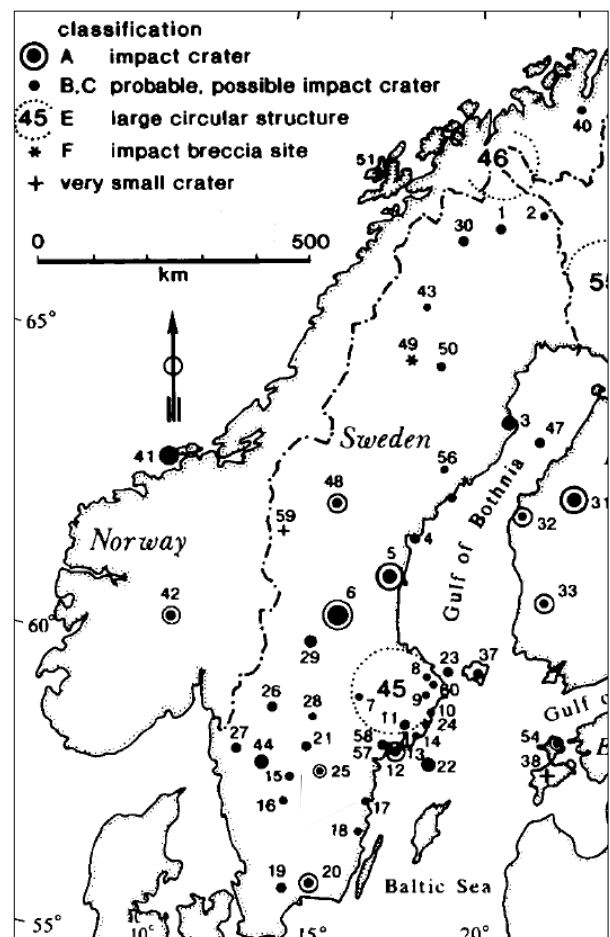


Abb. 1.13. Impakt-Krater in Skandinavien (aus Henkel & Pesonen 1992); Nummerierung bezieht sich auf eine Auflistung mit Namen und Klassifizierungen (z.B. Alter, Nachweiskriterien); Nr. 6: Siljan-Impakt.

1.5 Das Phanerozoische Deckgebirge

Das Phanerozoische Deckgebirge wird heute vor allem durch Altpaläozoische Plattform-sedimente (s. S. 49) vertreten, die relik-tisch in unterschiedlichen Positionen im Bereich des Baltischen Schildes auftreten (Abb. 1.14). Die in der eigentlichen Schild-region aufgeschlossenen Deckschichten sind entweder an komplexe Grabensysteme ge-bunden (hier: Sorgenfrei-Tornquist-Zone; STZ) oder treten in Form von Zeugenbergen auf (z.B. Västergötland, Kinnekulle). Die entlang der Schwedischen Ostseeküste erhaltenen Deckschichten markieren den Übergang bzw. die Grenze zwischen dem

Baltischen Schild und der Osteuropäischen Tafel. Zu dieser zählen, geologisch be-trachtet, auch die Vorkommen auf den In-seln Öland (Kambrium, Ordovizium) und Gotland (Silur), mit generellem Einfallen der Schichten nach Ost-südost und entspre-chender Verjüngung der Stratigraphie in gleicher Richtung. (Abb. 1.15). Im Bereich der südlichen Ostsee setzt sich östlich von Gotland die Schichtenfolge vom Silur bis in das Tertiär (Paläogen) fort und erscheint in der polnisch-baltischen Küstenregion wie-der an der Oberfläche.

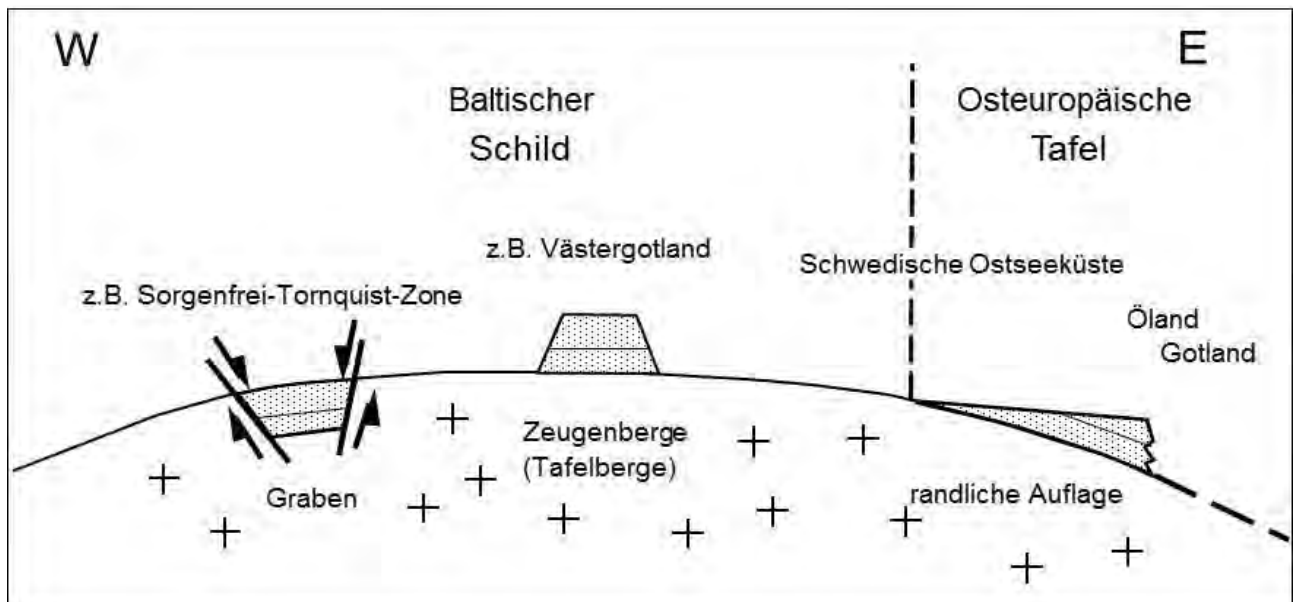


Abb. 1.14. Strukturelle Positionen von Phanerozoischen Deckgebirgsvorkommen (Punktraster) auf dem südlichen Baltischen Schild (West-Ost-Profil).

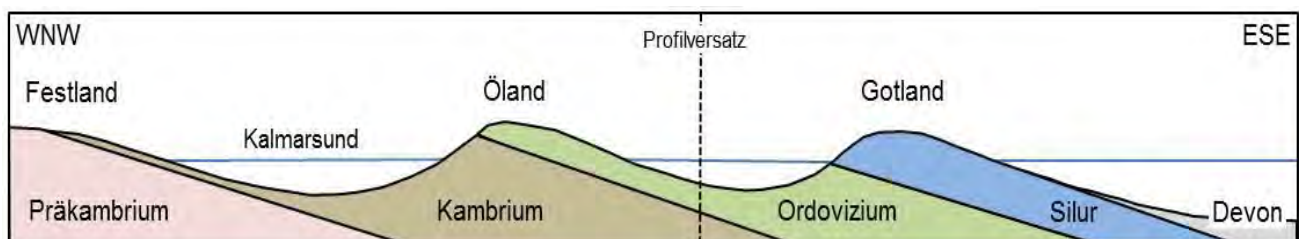


Abb. 1.15. Schematisches geologisches Querprofil von der südschwedischen Ostseeküste zur Insel Gotland.

Da das Phanerozoische Deckgebirge teilweise wieder abgetragen wurde, bestehen sehr unterschiedliche Annahmen über die ursprünglichen Mächtigkeiten bestimmter stratigraphischer Einheiten. Für das in reliktschen Vorkommen erhaltene Altpaläozoikum (Kambrium bis Silur) werden primäre Mächtigkeiten von (gemittelt) ca. 500 m angenommen. Für Jungpaläozoische Schichtglieder, die bislang nur in wenigen Bohrungen nachgewiesen wurden (z.B. Old Red-Sedimente des Devons; Mehlqvist et al. 2014) sind die Informationen für solide Aussagen über regionale Verbreitungen zu spärlich. Nach Zeck et al. (1988) können jedoch aufgrund von Spaltspur-Analysen für das gesamte Paläozoikum primäre Mächtigkeiten von 3 bis 4 km angenommen werden. Die Abtragung dieser Sedimente setzte vermutlich verstärkt mit einer Hebungsphase im Mesozoikum ein. Die entsprechenden mesozoischen Schichtfolgen wurden dann verstärkt im Tertiär wieder

erodiert, hervorgerufen durch Krustenhebung im Rahmen der tektonischen Inversion (s.o).

Der folgende kurze Überblick über die Stratigraphie und die Ablagerungsräume des Phanerozoischen Deckgebirges fokussiert auf jene Schichtglieder und Regionen, die im Rahmen der Exkursion betrachtet werden. Dies sind das Altpaläozoikum von Schonen und Öland sowie Mesozoische Schichtglieder (Jura) im Bereich der STZ (s. S. 7 und 23). Ergänzende Angaben zu Mächtigkeiten, Petrographie, Biofazies, Feinstratigraphie etc. sind z.T. in den Erläuterungen zu den entsprechenden Aufschlüssen zu finden. Die in Südschonen ebenfalls weitflächig auftretenden Sedimente der Kreide und des Tertiärs (s. geologische Karte; Abb. 2.1) sind nicht Teil des Exkursionsprogramms und werden deshalb weitgehend ausgeklammert (hierzu jedoch Aufschluss-Hinweise in Kap. 2.3).

1.5.1 Paläozoikum

Die folgenden kurzen Erläuterungen zur Paläogeographie und Sedimentation im Kambrium basieren im Wesentlichen auf umfassenden Kompilationen von Nielsen & Schovsbo (2007, 2011).

Das Kambrium Südschwedens zeigt zu Beginn der Sedimentation kleinräumige Fazieswechsel, was in erster Linie durch ein noch stark differenziertes Relief des Proterozoischen Sockels bedingt ist. So setzt die Ablagerung unterkambrischer Siliziklastika in Südschweden regional zu verschiedenen Zeiten ein und resultiert u.a. in deutlich unterschiedlichen Mächtigkeiten einzelner Schichtglieder. Während dieser Zeit existierte ein Liefergebiet, das sich von Zentral-Schweden bis nach Süd-Norwegen erstreckte. Dies ist u.a. ein Beleg dafür, dass gebietsweise die Einebnung des Proterozoischen Sockels noch bis zum Ende des Kambriums andauerte. Während der

weiteren Entwicklung entstanden großräumige Faziesgürtel mit spezifischen Sedimentationsräumen und Faunengemeinschaften ( „Confacies Belts“; s. Abb. 1.16). Davon werden im Verlauf der Exkursion Teilgebiete von zwei unterschiedlichen Faziesgürtel erfasst: der „Scanian Confacies Belt“ (Schonen; Scania) sowie der „Central Baltoscandian Confacies Belt“ (Öland).

„Confacies Belt“

Zone, in der Lithofazies und Biofazies tendenziell über einen längeren Zeitraum dieselben Charakteristika aufweisen.

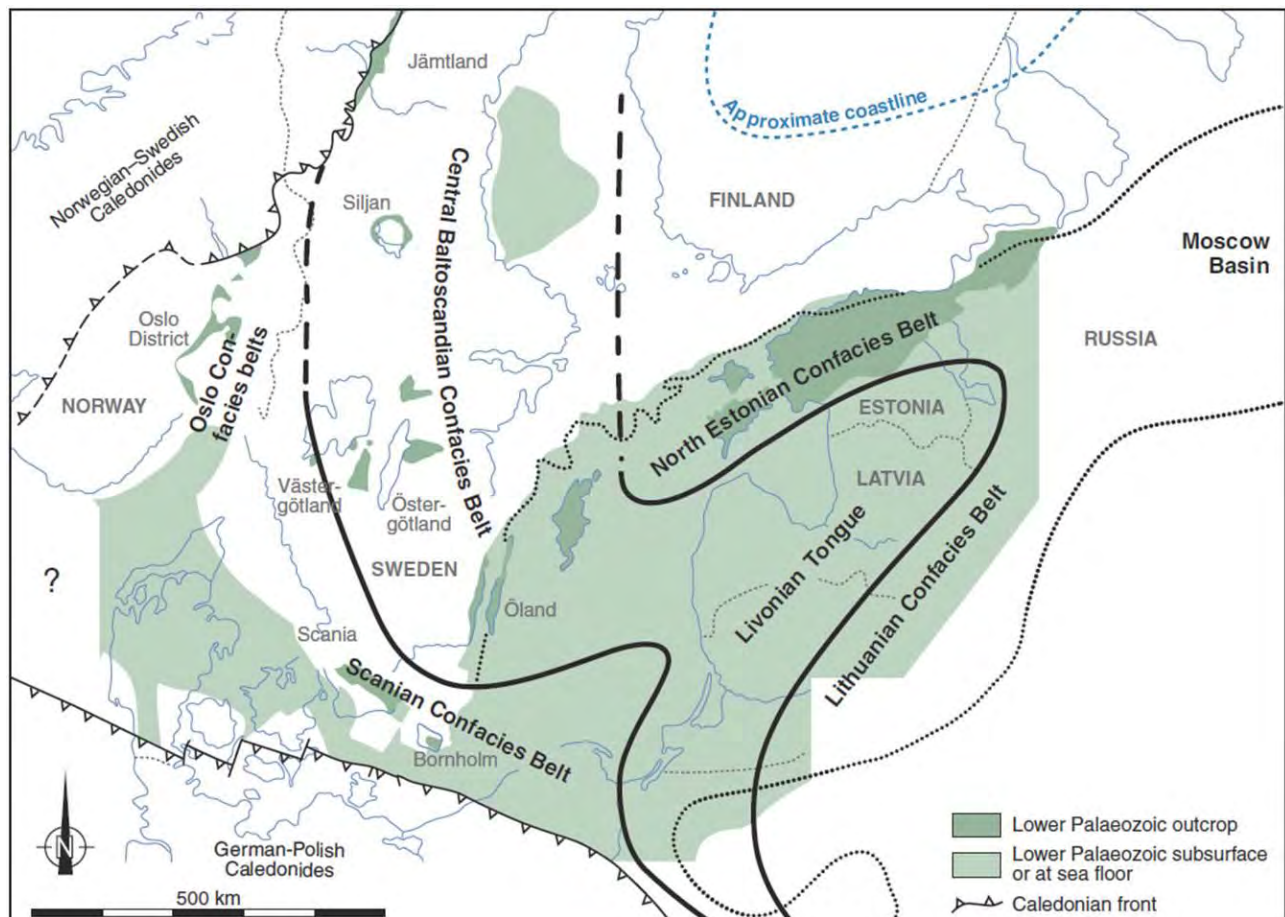


Abb. 1.16. Baltoskandische Confacies-Gürtel im Altpaläozoikum (aus Calner et al. 2013; nach Nielsen 2004 und Stouge 2004).

Dem entsprechend dokumentieren die in Abb. 1.17 dargestellten lithostratigraphischen Profile für das Unter- und Mittelkambrium noch eine kleinräumige Differenzierung der Sedimentationsräume für die südschwedische Region, die sich im Verlauf des Oberkambriums (Furongian) und Unterordoviziums abschwächt (Abb. 1.18). Diese Tendenz wird auch bei einem Vergleich der beiden Exkursionsgebiete SE-Schonen (SE-Scania) und Öland erkennbar.

In SE-Schonen setzt demnach die Sedimentation sehr viel früher ein. Dabei dominieren zunächst Sandsteine mit eingeschalteten Konglomeraten (Hardeberga Formation). In den höheren Abschnitten folgen Siltsteine und zunehmend Ton- und Kalksteine (Læså und Gislöv Formation). Die Gesamtmächtigkeit dieser vorwiegend flachmarinen Sedimente liegt zwischen ca. 120 und 200 m (Nielsen & Shovsbo 2011).

Danach folgt in Südschweden (mit Ausnahme von Gotland) eine bedeutende Schichtlücke zwischen dem Unter- und Mittelkambrium, die dem sog. „Hawke Bay Event“ zugeschrieben wird (z.B. Bergström & Ahlberg 1981). Während dieser Regressionsphase verlagerte sich die Küstenlinie nach Süden bis in den Raum Süd-Dänemark/Mecklenburg-Vorpommern. Oberhalb der „Hawke Bay Schichtlücke“ folgt in Schonen eine durchgehende Mittel-/Oberkambrische Schichtenfolge, die kontinuierlich bis in das Unterordovizium übergeht. Sie besteht aus Schwarzschiefern, z.T. mit frühdiagenetischen konkretionären Kalksteinen (Stinkkalke/Orsten) und wenigen Einschaltungen von primären bituminösen Kalksteinlagen. Als Sedimentationsraum wird ein schlecht durchlüftetes Becken am (heutigen) SW-Rand von Baltica angenommen.

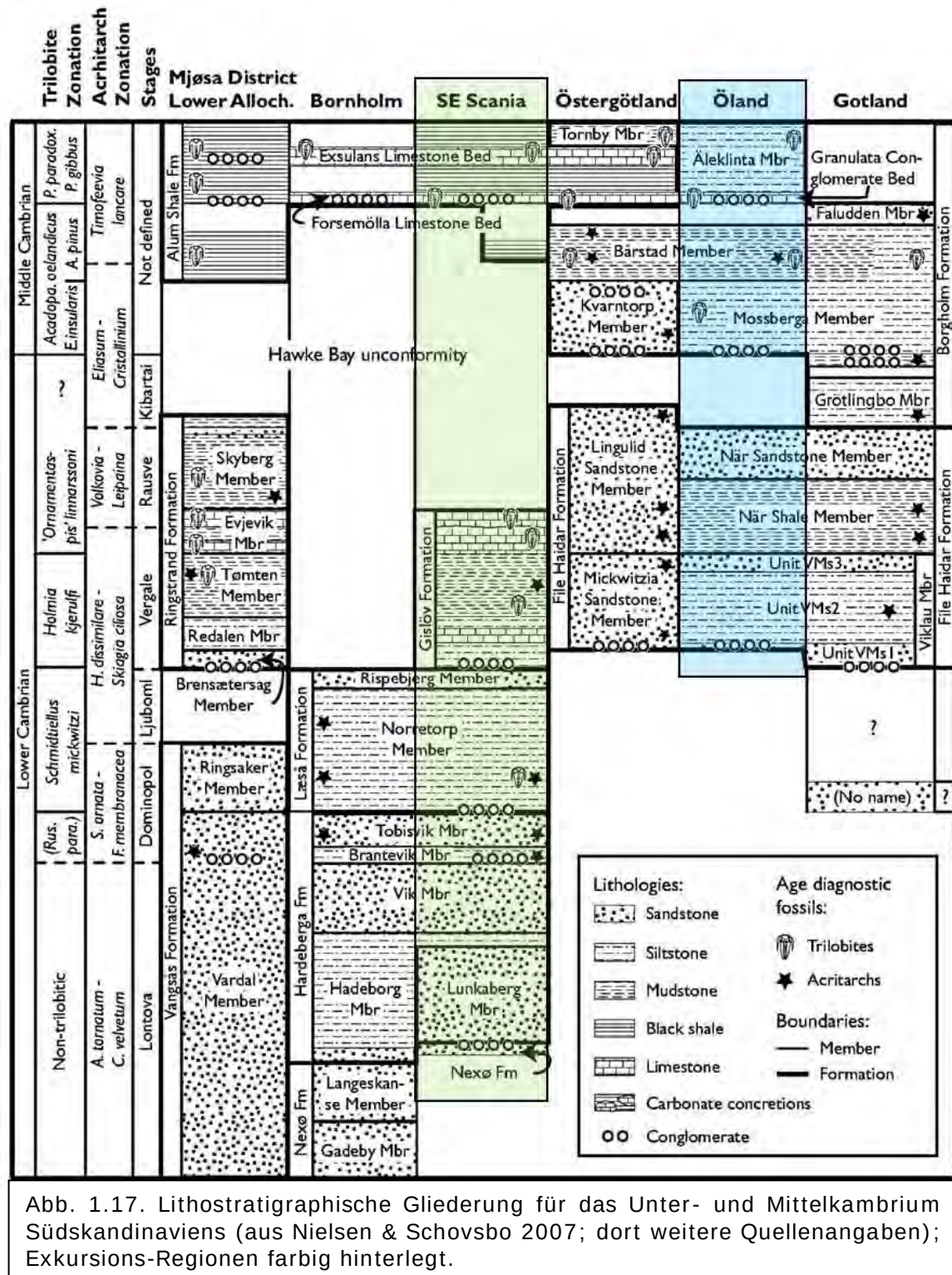


Abb. 1.17. Lithostratigraphische Gliederung für das Unter- und Mittelkambrium Südkandinaviens (aus Nielsen & Schovsbo 2007; dort weitere Quellenangaben); Exkursions-Regionen farbig hinterlegt.

Im Gebiet von Öland setzt die Sedimentation erst im oberen Teil des Unterkambriums mit der File Haidar Formation ein (Abb. 1.17), die sich aus sandig bis tonigen Einheiten zusammensetzt. Die „Hawke Bay Schichtlücke“ umfasst hier einen deutlich kürzeren Zeitraum, indem sie später als in Schonen einsetzt und bereits mit Beginn des Mittelkambriums endet.

Darüber folgen, als Teile der Borgholm Formation („Ålekinta-Member“), siltige bis tonige Ablagerungen einer gut durchlüfteten flachmarinen Fazies (epikontinental), im deutlichen Kontrast zu den euxinischen Bedingungen in SE-Schonen und anderen Regionen Südkandinaviens. Eine entsprechende Sedimentation von Schwarzschiefern und bituminösen Kalken setzt in der

Region Öland erst mit dem Oberkambrium ein (in Abb. 1.18 durch das „Furongian“ definiert), wobei die Abfolge mehrere Schichtlücken enthält und in Richtung Nordöland auskeilt.

Im Ordovizium werden die faziellen Unterschiede zwischen Schonen und Öland wieder sehr deutlich (Abb. 1.19) und entspre-

chen damit der Zuordnung in die o.g. für das Altpaläozoikum definierten Confazies-Gürtel (Abb. 1.16).

In Schonen wird die Lithostratigraphie des Ordoviziums mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 150 bis 200 m vorwiegend durch tonige Sedimente mit Einschaltungen von Schwarzschiefern repräsentiert (z.B. Berg-

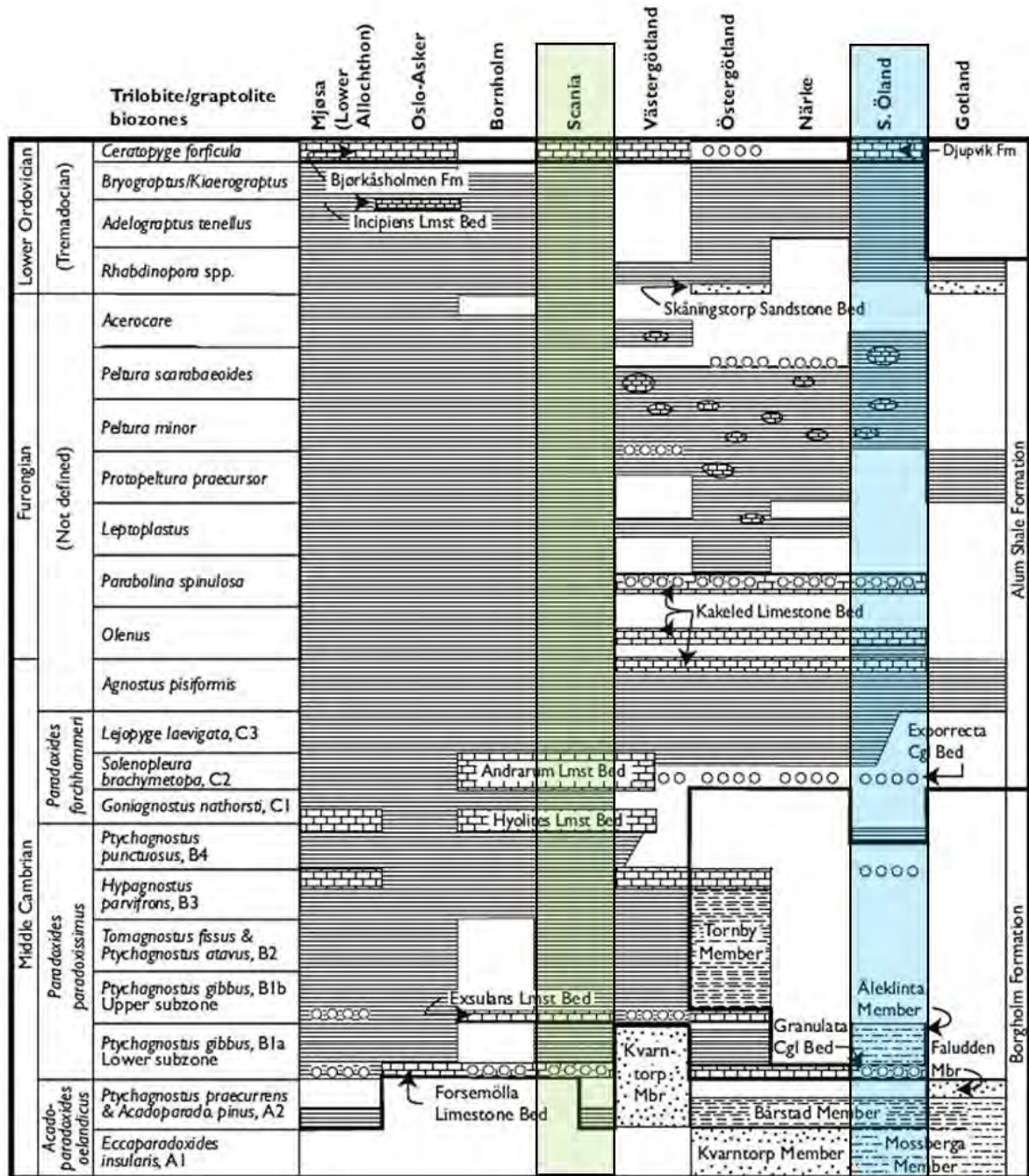


Abb. 1.18. Lithostratigraphische Gliederung für das Mittelkambrium bis Unterstes Unterordovizium (aus Nielsen & Schovsbo 2007; dort weitere Quellenangaben); Exkursions-Regionen farbig hinterlegt.

ström et al. 2002), d.h. die bereits im Oberkambrium bestehende Beckenfazies am Südwestrand von Baltica bleibt weitgehend erhalten (Abb. 1.18). Regional betrachtet besitzen die Kambro-ordovischen Alaunschiefer in Schonen mit ca. 100 m ihre größte Mächtigkeit (z.B. Ahlberg et al. 2009). Dabei wird eine Sedimentationsrate zwischen 1 bis 10mm/1000a angenommen.

Die Kambro-ordovizischen Alaunschiefer Südschwedens besitzen ein erhebliches Lagerstätten-Potential bezüglich Kohlenwasserstoffen sowie verschiedenen Metallen (z.B. Uran, Nickel, Molybdän, Vanadium), und in den letzten Jahren fand eine umfassende Reaktivierung früherer Gas-Explorationsprojekte insbesondere im Norwegisch-Dänischem Becken statt (z.B. Godin et al. 2007; Schovsbo et al. 2014).

Auf Öland setzt sich die Schwarzschiefer-Fazies nur im Südteil noch bis in die basalen Abschnitte des Tremadoc fort, im Nordteil der Insel ist sie nicht mehr vertreten. Die im Hangenden folgenden Unter- bis Mittelordovizischen Kalksteine sind dagegen auf dem Baltischen Kraton in einer epikontinentalen Flachmeer-Fazies abgelagert worden. In diesen auf Öland bis zu ca. 50 m mächtigen Kalksteinen zeugen zahlreiche Hartgründe für häufige eustatische Meeresspiegelschwankungen mit Sedimentationsunterbrechungen und Trockenfallen. Im Bereich dieser „Diskontinuitätsflächen“ treten häufig mikrobiell beeinflusste Phosphat-Mineralisationen auf. Während Wassertiefstands-Phasen wurden zudem durch Wellenbewegungen Sedimente des Meeresbodens aufgearbeitet, insbesondere bei Sturmereignissen.

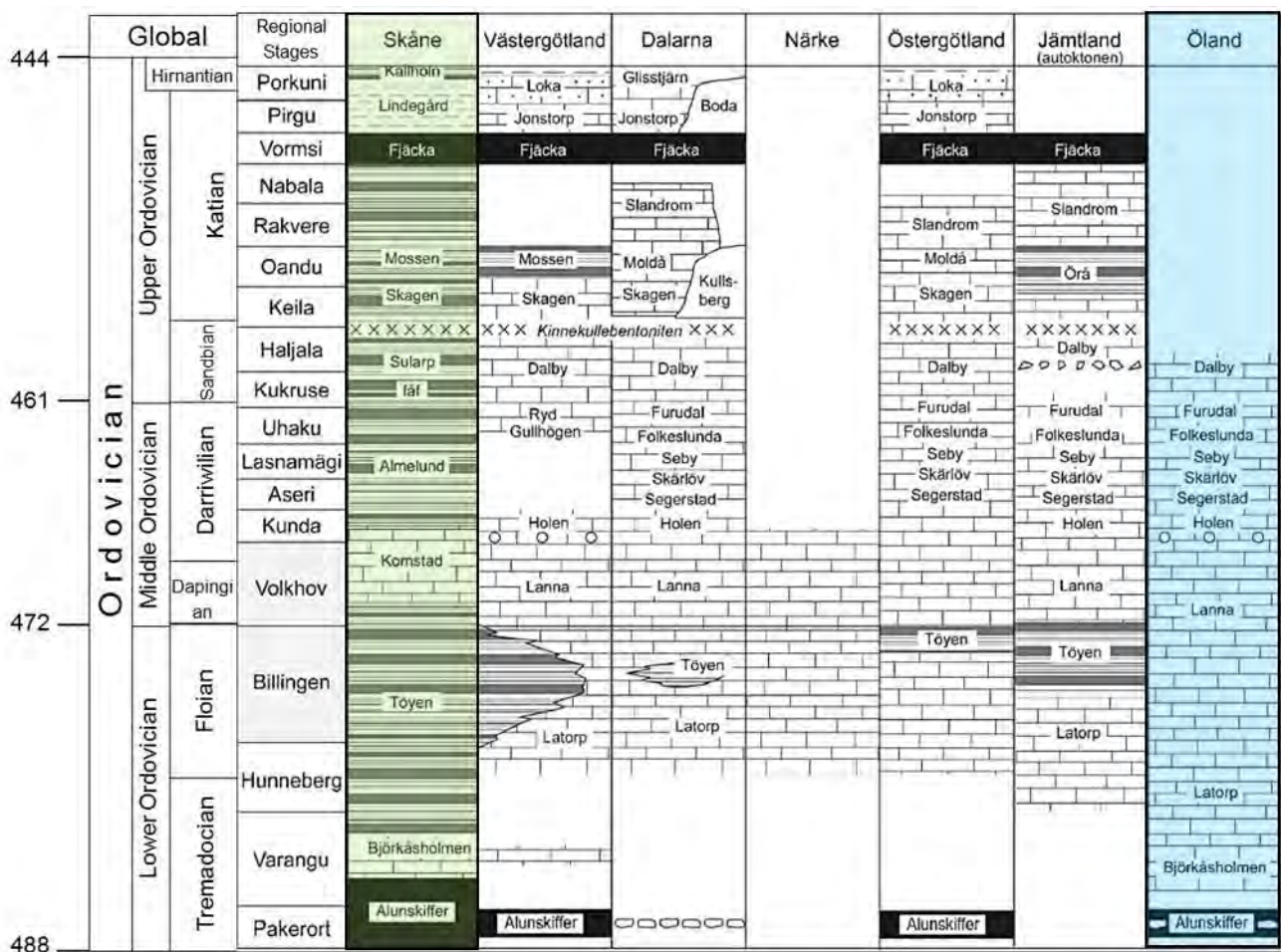


Abb. 1.19. Stratigraphische Gliederung des Ordoviziums von Schweden (leicht verändert nach Eriksson (2010; dort zitiert „nach Lindström et al. in prep.“)); Exkursions-Regionen farbig hinterlegt.

Eine Änderung der Sedimentationsbedingungen im Silur wird zum einen maßgeblich durch eine Klimaverschiebung beeinflusst, die sich durch die Verlagerung von Baltica aus Südpol-nahen Regionen (Kambrium) in äquatoriale Breiten mit tropischem Klima ergibt (s. Abb. 1.5). Zum anderen führten tektonische Prozesse im Rahmen der Kaledonischen Orogenese (s. Kap. 1.4; Abb. 1.6) u.a. zu differentiellen Krustenanehebungen mit Bildung neuer Liefergebiete bzw. Sedimentationsbecken.

Im Bereich der Exkursionsgebiete tritt Silur nur in Schonen zu Tage. Insgesamt betrachtet zeigt die Schichtenfolge dort eine graduelle Entwicklung von einer Tiefwasserfazies im Unteren- bis Mittleren Silur (Graptolithen-Schiefer) hin zu flachmarinen Bedingungen im Oberen Silur mit Ablagerung von Kalksteinen, gefolgt von Sandsteinen, die bereits der Old Red-Fazies zugeordnet werden können (Öved-Ramsåsa-Gruppe, Oberes Ludlow bis Pridolium; z.B. Jeppsson, & Laufeld 1986.). Als Gesamtmächtigkeit für das Silur können ca. 1000 bis 1400 m angenommen werden.

Für das in Old-Red-Fazies vertretene Devon (Abtragungsprodukte aus den Kaledoniden), können keine detaillierten Angaben gemacht. Diese Schichten sind weitgehend wieder erodiert worden oder liegen unter jüngerer Bedeckung.

Als jüngste Paläozoische Gesteine treten in Schonen Permo-karbonische Doleritgänge auf (Abb. 1.20). Die meistens Quarz führenden Dolerite bilden steile, bevorzugt Westnordwest-Ostsüdost bis Nordwest-Südost streichende Gangscharen, die vom Grundgebirge bis in das altpaläozoische Deckgebirge reichen. Aufgrund unterschiedlicher Spurenelement-Verteilungen unterscheiden Obst et al. (2004) zwei Ganggenerationen, von denen die eine direkt von einer Granat-führenden Mantel-Quelle abgeleitet wird, während die andere eine Mischung aus Mantel-Magmen und in der Lithosphäre gebildeten Schmelzen darstellt. Die Mächtigkeit der meisten Gänge liegt zwischen wenigen m bis zu ca. 50 m, in Ausnahmefällen bis zu 100 m. Die mit ihrer Platznahme verbundene Nordost-Südwestgerichtete Krustendehnung in Schonen ist beträchtlich.

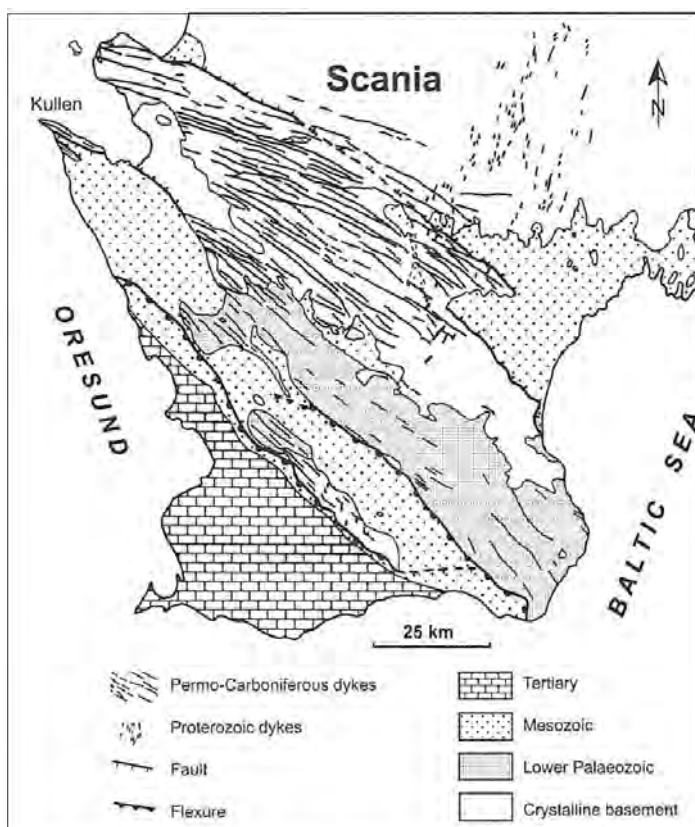


Abb. 1.20. Vereinfachte geologische Karte von Schonen mit Verbreitung der Permo-karbonischen Dolerit-Gänge (aus Obst et al. 2004).

1.5.2 Mesozoikum

Mesozoisches Deckgebirge wird nur im Exkursionsgebiet Schonen angetroffen. Die folgenden Kurzbeschreibungen hierzu basieren weitgehend auf einem Exkursionsführer von Bergström et al. (1982). Generell wurde die Sedimentation in Schonen von einer Blocktektonik im Bereich der Sorgenfrei-Tornquist-Zone (STZ; s. Abb. 1.7 und 2.2) begleitet, deren Kinematik komplex war und im Detail noch nicht gänzlich geklärt ist.

Die Sedimente der Unteren, Mittleren sowie die unteren Abschnitte der Oberen Trias wurden direkt auf Altpaläozoikum oder Präkambrischem Grundgebirge abgelagert. Ihre Hauptverbreitung ist weitgehend auf Südwest-Schonen beschränkt. Nur die obersten Abschnitte der Trias (Nor, Rät) besitzen eine ausgedehntere Verbreitung mit einer Mächtigkeit von ca. 300 m (Norling et al. 1993). In einer Tiefbohrung in Südwest-Schonen wurde punktuell eine Trias-Gesamtmächtigkeit von etwa 700 m festgestellt. Im westlich angrenzenden Dänischen Becken, wo Trias konkordant auf Zechstein-Evaporiten (Salzgesteinen) liegt, treten dagegen Mächtigkeiten von bis zu mehreren 1000 m auf.

Die in der Unteren Trias abgelagerten roten/grünen Ton- und Sandsteine werden einer kontinentalen Fazies zugeordnet. Eine Transgression in der Mittleren Trias führte dann zu marinen Bedingungen, dokumentiert durch helle Sandsteine sowie Tone und Mergel. In der obersten Trias (Keuper) kommt es dann wieder zur Ablagerung von sandigen bis konglomeratischen Siliziklastika einer kontinentalen Fazies.

Auch im Jura wurde die Sedimentation und z.T. auch eine vulkanische Aktivität durch die Blocktektonik im Bereich der STZ (s. Abb. 2.2) gesteuert. Dadurch treten innerhalb der Schichtenfolge zahlreiche Schichtlücken und Diskordanzen auf (z.B. Ahlberg et al. 2003; Norling & Bergström 1987; s. Abb. 1.21).

Daneben gibt es Hinweise auf Regressionen und Transgressionen mit entsprechenden Fazieswechseln, die auch durch eustatische Meeresspiegel-Schwankungen beeinflusst wurden. Insgesamt resultierte daraus eine Sedimentation, die in vorwiegend brackischem Delta- bis flachmarinem Bereich stattfand (z.B. Ahlberg et al. 2003). Dabei war das Klima im Jura durchgehend warm-humid. Typische Sedimentfolgen sind Sand- und Tonsteine mit Einschaltungen von Kohleflözen. In Südschweden ist Jura (neben Offshore-Vorkommen) ausschließlich in tektonischen Grabenpositionen innerhalb der STZ erhalten geblieben.

An der Grenze Unter-/Oberkreide und innerhalb der Oberkreide fanden nach Christensen (1984) mehrere Transgressionsschübe statt, die eustatisch gesteuert waren. Die Unterkreide besteht in Schonen vorwiegend aus Sand- und Tonsteinen mit einer maximalen Mächtigkeit von ca. 200 m, die weitflächig über Jura abgelagert wurden. Die Oberkreide ist durch Phasen einer verstärkten, differentiellen Absenkung einzelner Tröge gekennzeichnet. Dies resultiert in sehr variablen Schichtfolgen (vorwiegend Karbonate) mit starken Mächtigkeitsschwankungen, wobei in den tektonischen Senkungsgebieten Maximalwerte von mehreren 100 m erreicht werden. Lokale Extremwerte von 1700 bis 1800 m treten in Verbindung mit verkippten Randschollen am Südrand der STZ auf. Ab der höheren Oberkreide wird in Schonen die Sedimentation bereits durch die einsetzende transpressionale Inversionstektonik beeinflusst (s. Kap. 1.4).

			Ängelholm Trough (Ä)	Helsingborg area (H)	Landskrona (L) – Kävlinge (K) SW Skåne (S)	Central Skåne (C)	Vomb Trough & Fyledalen Fault Zone (V & F)			
Cret.	Berriasian		Annero Fm		Annero Fm	pyroclastic sediments ?	Annero Fm			
Jurassic	Late	Tithonian								
		Kimmeridgian								
		Oxfordian								
	Middle	Callovian	Vilhelmsfält Fm							
		Bathonian								
		Bajocian								
		Aalenian								
	Early	Toarcian	Rya Fm							
		Pliensbachian								
		Sinemurian								
Hettangian										
Triassic	Rhaetian		Höganäs Fm			Höör Sandstone	?			
	Norian					Kågeröd Fm			?	

Abb. 1.21. Stratigraphische Gliederung des Jura in Schonen; aus Ahlberg et al. (2003); graue Felder: größere Schichtlücken (z.T. fraglich).

Abb. 1.21. Stratigraphische Gliederung des Jura in Schonen; aus Ahlberg et al. (2003); graue Felder: größere Schichtlücken (z.T. fraglich).

Zusätzlich wurde das Mesozoikum durch magmatische Ereignisse geprägt. So treten im zentralen, nördlichen Teil von Schonen zahlreiche isolierte Basaltvorkommen auf, die nach $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen zwei Förderphasen zuzuordnen sind (z.B. Bergelin 2009). Die erste und gleichzeitige Hauptphase lag im Unteren Jura zwischen etwa 191 und 178 Ma (spätes Sinemur bis Toarc), die zweite in der späten Unterkreide um 110 Ma (Alb). Wegen ihrer stofflichen Ähnlichkeit wird eine Mobilisierung aus dem lithosphärischen Mantel durch tektonisch induzierte Dekompressionsphasen angenommen, die globale Entsprechungen finden und mit dem Zerfall von Pangea in Verbindung stehen. Nach Augustsson (2001) handelt es sich in Zentral-Schonen vorwiegend um basaltische Aschen bzw. Lapilli-Tuffe, die auf dem Land abgelagert wurden. Viele der Vorkommen liegen unter quartärer Bedeckung.

Durch die o.g. transpressionale Inversions-tektonik kommt es innerhalb der STZ zur Heraushebung größerer NW-SE streichender Horststrukturen mit gleichzeitiger Bildung randlicher Becken, die in das Dänisch-Polonische Becken übergehen. Das in diesen Bereichen abgelagerte Tertiär (vorwiegend Dan) besteht überwiegend aus fossilreichen Kalksteinen (u.a. Coccolithen- Bryozoen- und Korallenkalksteine).

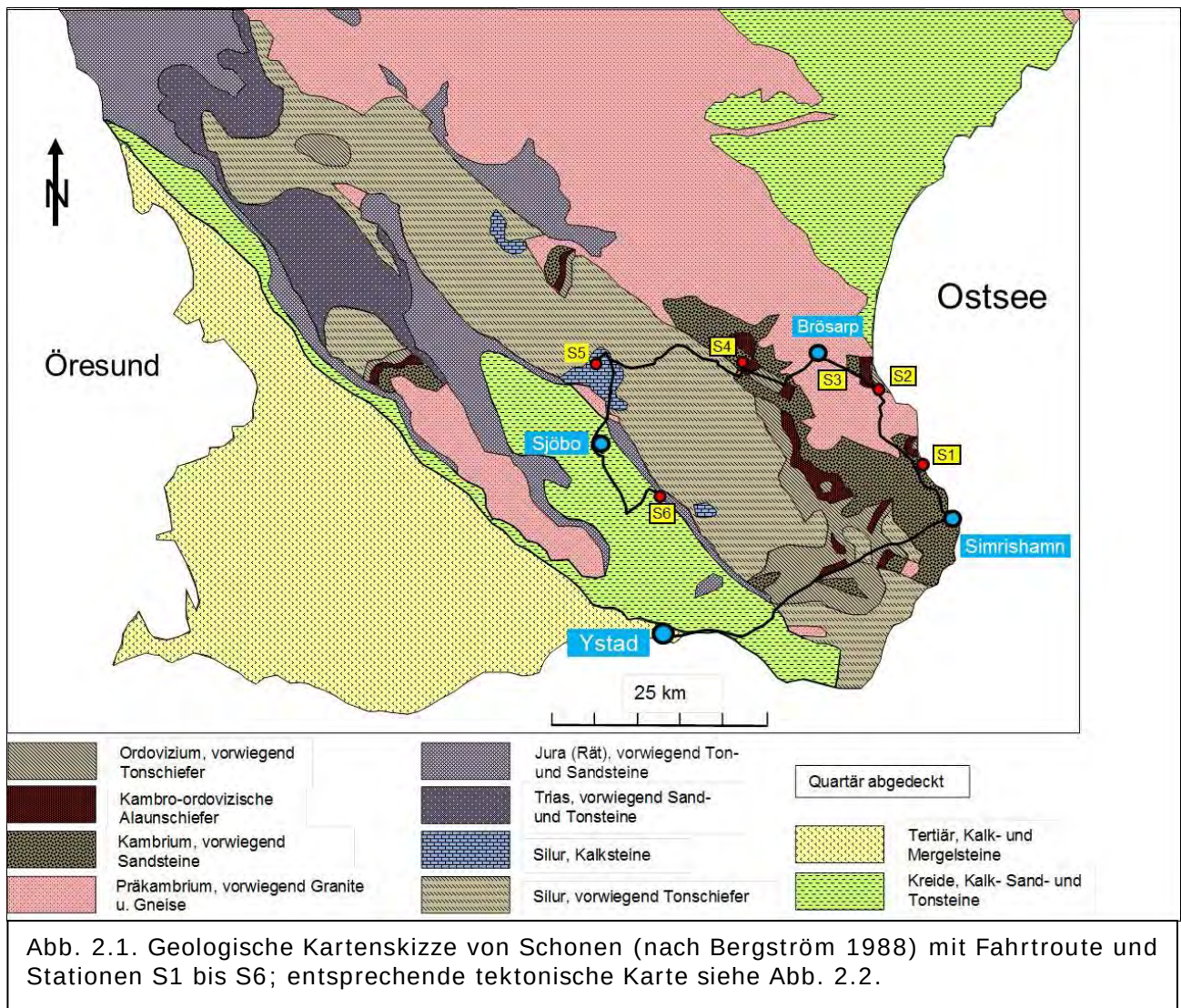
Das Quartär ist im Gebiet von Schonen und der südwestlichen Ostsee vor allem durch Weichseleiszeitliche Ablagerungen vertreten. Die glaziale Entwicklung in dieser Zeit war komplex und von mehreren Eis-Vorstoß- und -rückzugsphasen geprägt, was u.a. durch mehrere Generationen von Grundmoränen zum Ausdruck kommt. Details zur Quartärgeologie (Ablagerungen u. Erosionsformen werden im Zusammenhang mit den Aufschlussbeschreibungen erläutert.

2. Exkursionsgebiet Schonen (Skåne)

2.1 Geologischer Rahmen

Wie bereits in Kap. 1.4 erläutert, wurde die Geologie von Schonen in weiten Teilen durch eine langzeitige, intensive Blocktektonik innerhalb der Sorgenfrei-Tornquist-Zone (STZ) geprägt. In der geologischen Karte kommt dies durch eine enge strukturelle Vergesellschaftung von Gesteinen zum Ausdruck, deren Alter vom Proterozoikum bis in das Tertiär reichen (Abb. 2.1).

Im Rahmen dieser Blocktektonik wurden auch die Faziesräume und Mächtigkeiten insbesondere der Mesozoischen Schichtenfolge stark durch eine syn-sedimentäre Segmentierung in lokale Horst- und Grabenstrukturen kontrolliert (Abb. 2.2.). Die für das Exkursionsgebiet Schonen ausgewählten Stationen (Kap. 2.2) liegen alle im Bereich der STZ.

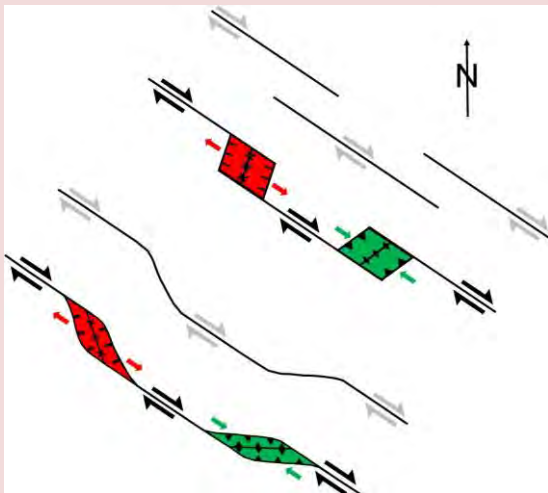


Wie bereits erwähnt, ist die STZ ein Teilelement der Transeuropäischen Störungs- bzw. Suturezone (TEF; Abb. 1.7), welche den Südwestteil von Baltica gegen die jüngeren Krustensegmente Zentraleuropas (Kaledoniden, Varisziden, Alpiden) abgrenzt. Die TEF setzt sich aus mehreren Segmenten zusammen, die über lange Zeiträume mit wechselnder Kinematik aktiv waren (z.B. Pharaoh 1999). Innerhalb der TEF stellt die STZ das nordöstlichste Teilsegment dar, welches in südöstlicher Verlängerung (verbunden über den N-S streichenden Rönne-Graben) in die Teisseyre-Tornquist Zone (TTZ) übergeht (vergl. Abb. 1.7). Ihre primäre Anlage erfolgte durch die kaledonische Kollision von Baltica mit Avalonia im Unteren Silur (vergl. Abb. 1.6).

Für die langzeitige Entwicklung der STZ werden unterschiedliche kinematische Modelle diskutiert. Insgesamt betrachtet kann jedoch festgestellt werden, dass dextrale Seitenverschiebungen durchgehend beteiligt waren, wobei der laterale Versatzbetrag seit dem Paläozoikum insgesamt bei etwa 15 bis 20 km liegt (Mogensen 1994). Fraglich ist dagegen, in welchem Umfang transtensionale bzw. transpressionale Verformungen auf regionale tektonische Regime oder auf lokal variierende Situationen im Verlauf gekrümmter Seitenverschiebungen (▶) („pull down“- und „push up“-Zonen) zu beziehen sind (z.B. Mogensen 1994). In jedem Fall ist davon auszugehen, dass daraus resultierende „Flower-Strukturen“ an der engräumigen Vergesellschaftung von lokalen Hebungs- und Senkungsgebieten innerhalb der STZ beteiligt sind.

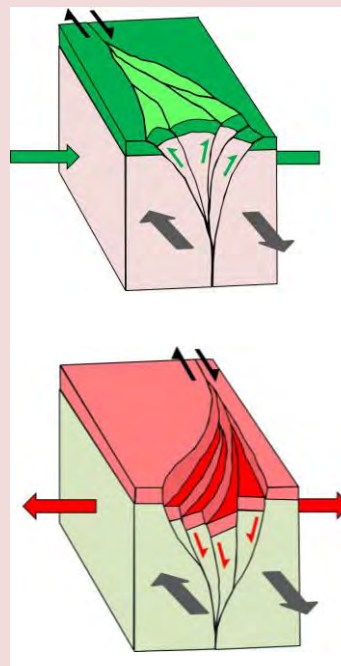
„pull down“- und „push against“-Zonen

An gekrümmten oder staffelförmig angeordneten Seitenverschiebungen treten lokal Zonen auf, in denen die angrenzenden Schollen entweder auseinandergezogen (pull down; rot) oder gegeneinander gepresst werden (push against; grün). Diese Zonen lassen sich auch als transtensional (Seitenverschiebung + Dehnung) bzw. transpressional (Seitenverschiebung + Einengung) beschreiben. Typische Störungsformen sind Schrägabschiebungen (transtensional) bzw. Schrägaufschiebungen (transpressional). Die Skizze stellt entsprechende Zonen für rechtssinnige (dextrale) Seitenverschiebungen sowie die zugehörigen Signaturen dar.



„Flower-Strukturen“

Flower-Strukturen sind Störungssysteme, die in transtensionalen bzw. transpressionalen Verformungszonen entstehen. Bei Transtension ergibt sich aus der Vergesellschaftung von Abschiebungen eine Senkungsstruktur (negative Flower-Struktur), entsprechend bei Transpression eine Hebsstruktur (positive Flower-Struktur) durch Aufschiebungen.



Positive Flower-Struktur

Negative Flower-Struktur

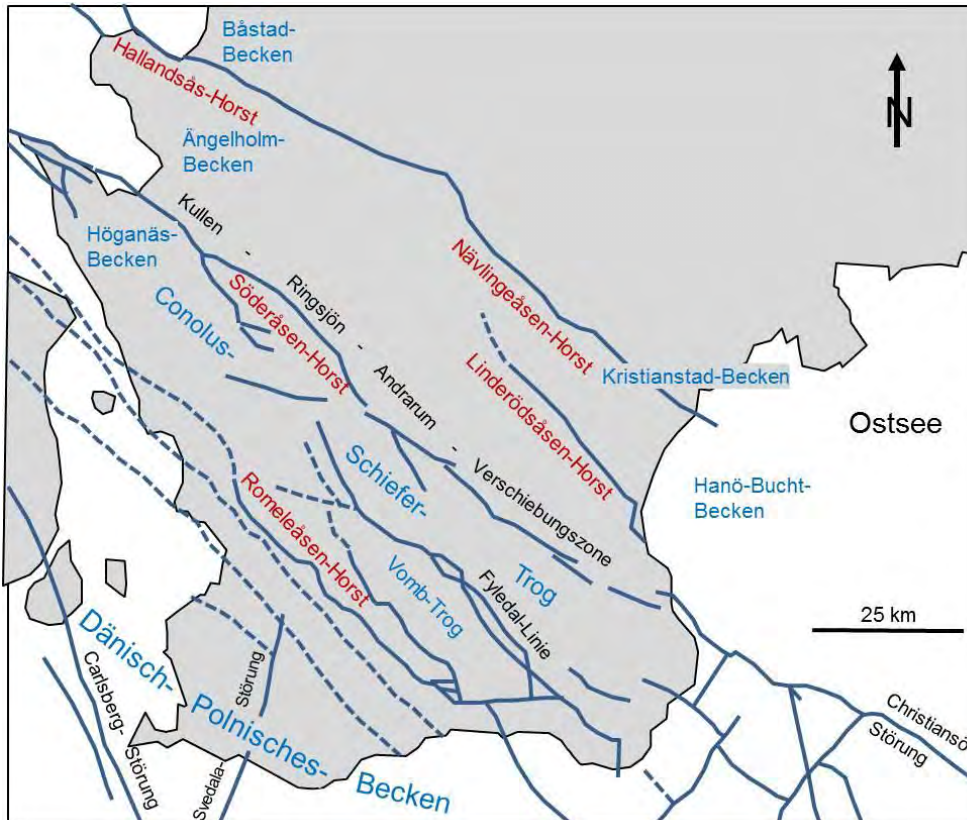


Abb. 2.2. Strukturelle Gliederung der STZ im Bereich von Schonen (nach Norling & Bergström 1987 sowie Norling et al. 1993); rot: Horststrukturen, blau: Gräben.

Diese syn- bis post-sedimentäre Tektonik führte u.a. auch dazu, dass phasenweise einzelne Schollen rotiert bzw. angehoben und dadurch exponierte Teile der verstellten Schichtfolgen erodiert wurden. Dieser Effekt wird u.a. durch lokale Diskordanzen und Schichtlücken dokumentiert (z.B. Norling & Bergström 1987).

Während der langen Aktivität der STZ gab es im Zeitraum obere Oberkreide/frühes Paläogen einen Wechsel von Extensions- zu

Kompressionstektonik. Diese sog. Inversion ist von regionaler Bedeutung und wird in den meisten tektonischen Modellen mit der Alpen Kollisionsphase in Beziehung gebracht.

Die STZ ist auch heute noch aktiv. GPS-Messungen belegen GPS-Messungen z.B. für den Zeitraum 1989 und 1996 eine sinistrale Bewegung mit Beträgen von ca. 4 bis 5 mm/a (Pan et al. 1999).

Notizen

2.2 Stationen in Schonen

Die Reihenfolge der folgenden Stationen entspricht einer stratigraphischen Abfolge von Alt nach Jung (S1- Unterkambrium; S4- Oberkambrium; S5- Silur; S6- Jura). Die Stationen S2 und S3 beinhalten quartärgeologische Phänomene, z.T. in Verbindung mit kulturhistorischen Aspekten (S2). Für die Ortsangaben der Stationen (**H**och –und **R**echtswerte) wurde das Koordinatensystem (RT90) verwendet.



Abb. 2.3. Stationen im Exkursionsgebiet Schonen (gelbe Pfeile: S1 bis S6); grüne Pfeile: 7 weitere interessante Lokalitäten in Schonen (nicht im Exkursionsprogramm; s. Kap. 2.3).

S1. Küstenaufschluss Vik (H 6165920, R 1404940)

Auf der Landstraße von Süden kommend, erste Abfahrt nach Vik und dann den Schildern „Prästars Bådkar“ folgen. Der Weg endet an einem kleinen Park-/Wendeplatz, von dem aus man über einen kurzen Pfad die Küste erreicht. Die beschriebenen Teilaufschlüsse liegen größtenteils südlich von diesem Zugang.

In einem längeren Küstenaufschluss stehen Unterkambrische quarzitische Sandsteine an, die als sog. Plattformsedimente auf dem tief erodierten Fennoscandischen Grundgebirge (i.W. Gneise, Granite) abgelagert wurden (Abb. 2.4). Diese Sandsteine beinhalten somit stark aufgearbeitete Verwitterungsprodukte Proterozoischer Magmatite und Metamorphite. Dabei führte ein anfänglich noch deutlich ausgeprägtes Oberflächenrelief zu einer differenzierteren Sedimentation der basalen Einheiten, was u.a. durch Mächtigkeitsschwankungen /Schichtlücken und regionale Fazieswechsel zum Ausdruck kommt. So sind z.B. die tiefsten Schichtglieder in Schonen deut-

lich geringmächtiger als auf Bornholm (z.B. Nielsen & Schovsbo 2007). Wegen der Nähe zum Südpol herrschte zu dieser Zeit auf Baltica ein Kaltklima, und der vorliegende Sedimentationsraum (bzw. der heutige SW-Rand von Baltica) stellte den Südpol-abgewandten Nordrand des Kontinents dar (z.B. Cocks & Torsvik 2005).

Die in Tab. 1 angegebene Stratigraphie des Unterkambriums in Schonen wurde nach Lindström & Staude (1971) sowie Bergström & Ahlberg (1981) zusammengestellt. In anderen Gliederungen werden z.T. die untersten Einheiten (Lunkaberg- bis Hardeberga-Sandstein) als „Hardeberga-Sandstein“ zusammengefasst.



Abb. 2.4. Küstenaufschluss Vik (Blickrichtung N); unterkambrische dickbankige bis massige Quarzite mit einem deutlich ausgeprägtem orthogonalem Kluftsystem; Kuppe im Hintergrund wird von einem Horst mit Proterozoischen Gneisen gebildet.

Tab. 1 Stratigraphie des Unterkambriums in Schonen

Mittleres Kambrium: vorwiegend Schwarzschiefer			
	Gislöv-Formation	ca. 3m	Mergelsteine mit vielen Fossilfragmenten, Kalksandsteine, Phosphorit
	Rispebjerg-Sandstein	ca. 1m	Grob- bis mittelkörniger Sandstein, Calcitcement, Phosphorit
	Norretorp-Sandstein	ca. 4m	breites Spektrum: u.a. Konglomerate, z.T. mit resedimentierten Glaukonit-Geröllen, Phosphorit-Fragmente
	Hardeberga-Sandstein	ca. 25m	quarzitischer Sandstein mit wenigen Lebensspuren, große Rippelmarken
	Brantevik-Sandstein	ca. 3m	glaukonitischer Sandstein mit basalem Konglomerat
	Vik-Sandstein	ca. 25m	Quarzsandstein, stark bioturbat, Schrägschichtung, Rippelmarken
	Lunkaberg-Sandstein	ca. 60m	<i>Oben:</i> Sandig-tonige Wechselfolge <i>Mitte:</i> vorwiegend quarzitisches Sandsteine mit wenigen Lebensspuren <i>Unten:</i> Arkose
Präkambrisches Grundgebirge: vorwiegend Gneise und Granite			

Die sehr reinen quarzitisches Vik-Sandsteine sind vorwiegend dickbankig, wobei Horizonte mit gut erhaltener Schrägschichtung wechsellagern mit Horizonten, in denen die primären Gefüge durch penetrative Bioturbation weitgehend ausgelöscht wurden (Abb. 2.5). Bei den Spurenfossilien handelt es sich vorwiegend um Diplocraterion (Abb. 2.6 und 2.7). Untergeordnet tritt auch Skolithos auf.

Diese Wechsellagerungen sind vermutlich jahreszeitlich bedingt, d.h. längere Phasen ruhigerer Sedimentation mit dichter Endobenthos-Besiedlung werden von mächtigen, kurzzeitig stattfindenden Ablagerungen in einem hochenergetischen Milieu unterbrochen (Winterstürme, Sturmfluten). Die unterschiedliche Ausrichtung der Schrägschichtungsblätter zeigt eine Sedimentation im Gezeitenbereich sowie küstenparallelen Transport an (evtl. auch Prielrinnen-Füllungen). Auch die gute Rundung der Quarzkör-

ner ist durch langzeitige Bewegungen im Gezeitenbereich erklärbar. Als weitere Flachwasser-Indikatoren sind auf wenigen Bankoberflächen auch engständige Rippelmarken zu beobachten (Abb. 2.8). Schichtflächen mit unregelmäßig angeordneten rundlich-ovalen Hohlformen in cm-Bereich sind vermutlich durch Herauswitterung von Tongeröllen entstanden (Abb. 2.9). Ansonsten sind tonige Sedimente hier nur in Form von dünnen Lagen zwischen den Sandsteinbänken entwickelt, die z.T. durch Bioturbation in die Sandsteine eingearbeitet wurden. Von anderen Lokalitäten wurden auch mächtigere Tonlagen (z.T. mit Trockenrissen) beschrieben, die als Anzeiger für zwischenzeitliche bzw. lokale lagunäre Milieus angesehen werden. Die Chlorit-Zusammensetzung in diesen Lagen deutet auf einen zeitweilig erhöhten Wärmestrom hin, der mit den Permo-karbonen Dolerit-Gängen in Verbindung gebracht wird (s. Kap. 1.4; Abb. 1.20).



Abb. 2.5. Typische Wechsellagerung von Quarziten mit deutlicher Schrägschichtung und stark bioturbat aufgearbeiteten Horizonten (i.W. Diplocraterion). Die Schrägschichtungsblätter zeigen wechselnde Strömungsrichtungen an.



Abb. 2.6. Bankoberfläche mit Anschnitten von paarig angeordneten Austritten von Diplocraterion-Röhren.



Abb.2.7. Strandgeröll mit Querschnitten von Diplocraterion.

Aus anderen Abschnitten des Unterkambriums von Schonen (insbesondere Hardeberga-Sandstein) werden auch Indikatoren für Vereisungen beschrieben (Lindström 1972), z.B. Strukturen, die auf einen

Transport von Schlickgeröll im gefrorenen Zustand hindeuten oder Schleifspuren durch Eistransport (Vortisch 1973).



Abb. 2.8. Bankoberfläche mit Rippelmarken, deren Ausrichtung evtl. auf den Verlauf der damaligen Küstenlinie schließen lässt.



Abb. 2.9. Bankoberfläche mit rundlich-ovalen Vertiefungen, die vermutlich durch Herauslösung von Tongeröllen gebildet wurden.

Als Besonderheit ist in diesem Aufschluss eine spezielle Verformungsstruktur, die sog. „Pastors Badewanne“ aufgeschlossen (Abb. 2.10); „Prästens Bådkar“; die Anfahrt ist entsprechend ausgeschildert. Es handelt sich hierbei um eine kreisrunde trichterförmige

mige Struktur mit einem Durchmesser von ca. 18 m, in der die Schichten mit bis zu ca. 40° zum Zentrum einfallen. In einem Umkreis von ca. 10 m vom Zentrum entfernt treten ringförmig angeordnete Abschiebungen mit geringem Versatz auf.



Abb. 2.10. Trichterförmige Rundstruktur „Pastors Badewanne“ („Prästens Bådkar“); weitere Erläuterungen im Text.

Die sehr regelmäßig entwickelten orthogonalen Kluftscharen durchschlagen diese Struktur geradlinig (d.h. unverstellt), was belegt, dass die Trichterstruktur frühdiagenetisch angelegt wurde (Lindström 1967). Ein weiteres Indiz hierfür ist die Verformung von Wellenrippeln innerhalb derartiger Trichter (Lokalität Tobisborg; z.B. Alberti & Walliser 1983). In der Region kommen zahlreiche Strukturen dieser Art in verschiedenen Horizonten der Unterkambri-schen Sandsteine vor. Für ihre Entstehung werden verschiedene Erklärungen diskutiert. Nach dem heutigen Kenntnisstand kommen zwei grundsätzlich unterschiedliche Modelle in Betracht, die beide frühdiagenetische Prozesse beinhalten:

1. Trichter als kollabierte Förderschloten von Sandinjektionen/-extrusionen.

Nach diesem Modell sind die Rundstrukturen durch frühdiagenetische Gangbildungen mit Förderung noch unverfestigter bzw. fluidisierter Sande entstanden. Die Trichter wären demnach ehemalige Förderschloten, durch die wasserreiche Sande nach oben

gepresst wurden. Auslösende Kraft waren dabei abnormale Porenwasserdrucke. Nach Ende der Förderung und entsprechender Druckentlastung rotierten die zuvor um den Förderschlot aufgerichteten Schichten trichterförmig zurück.

2. Einsaug-Gefüge über Dehnungsbrüchen.

Scholz et al. (2009) nehmen an, dass die trichterförmigen Strukturen höhere Abschnitte von Sedimentgängen darstellen, die durch Einsaugen unverfestigter Sande über einer sich in die Tiefe ausdehnenden Spalte entstanden sind. Eine ähnliche tektonische Interpretation dieser Trichterstrukturen lieferte bereits Lindström (1967, „Funnel Grabens“), wonach Störungen im Präkambrischen Grundgebirge zu Graben-förmigen Einsackungen teilverfestigter Deckgebirgsschichten führten. Gegen dieses Modell sprechen einige der o.a. Beobachtungen (begrenzter Tiefgang, Verbindung zu einer schichtinternen Brekzie).

S2. Kivik, Königsgrab (H 6173718, R 1401167)

Von Süden kommend, die erste Abfahrt nach Kivik; an der Großen Kreuzung im Zentrum der Beschilderung „Kungagraven“ folgen. Unmittelbar nördlich des Königsgrabs befindet sich ein größerer Parkplatz, der auch als Rastplatz geeignet ist (Bänke, Papierkörbe).

Diese Bronze-zeitliche Grabstätte wurde vor ca. 3000 Jahren erbaut (Bronzezeit in Schweden ca. 1800 bis 500 v.Chr.). Im Jahre 1931 fand eine Restaurierung statt. Das Baumaterial besteht aus meist gut gerundeten Strandgeröllen (Abb. 2.11). Der Durchmesser der Grabstätte beträgt ca. 75 m, die Höhe im Zentrum ca. 4 m. Im Innenraum befindet sich ein Einzelgrab, umrahmt von Steintafeln mit Zeichnungen (Petroglyphen; Abb. 2.12). Weitere Informationen zur Geschichte des Grabes unter: http://de.wikipedia.org/wiki/Grab_von_Kivik

Das Grab wurde küstennah erbaut (kurzer Transportweg für die Gerölle). Seine heutige relativ küstenferne Lage (ca. 320 m) ist durch die post-glaziale isostatische Hebung nach Abschmelzen der Eisdecke bedingt.

Der Gesamtbetrag der postglazialen Hebung beträgt hier ca. 40 bis 50 m (s. Kap. 1.4; Abb. 1.12) und seit dem Bau des Grabes ca. 3 m. Die derzeitige Hebungsrate liegt hier bei ca. 0,5 mm/a (Abb. 2.13), in Nordschweden dagegen immer noch bei ca. 8 mm/a (s. Kap.1.4; Abb. 1.10).



Abb. 2.11. Eingangsbereich der Grabstätte.



Abb. 2.12. Einzelgrab in Innern der Grabstätte, umrahmt von Steintafeln.

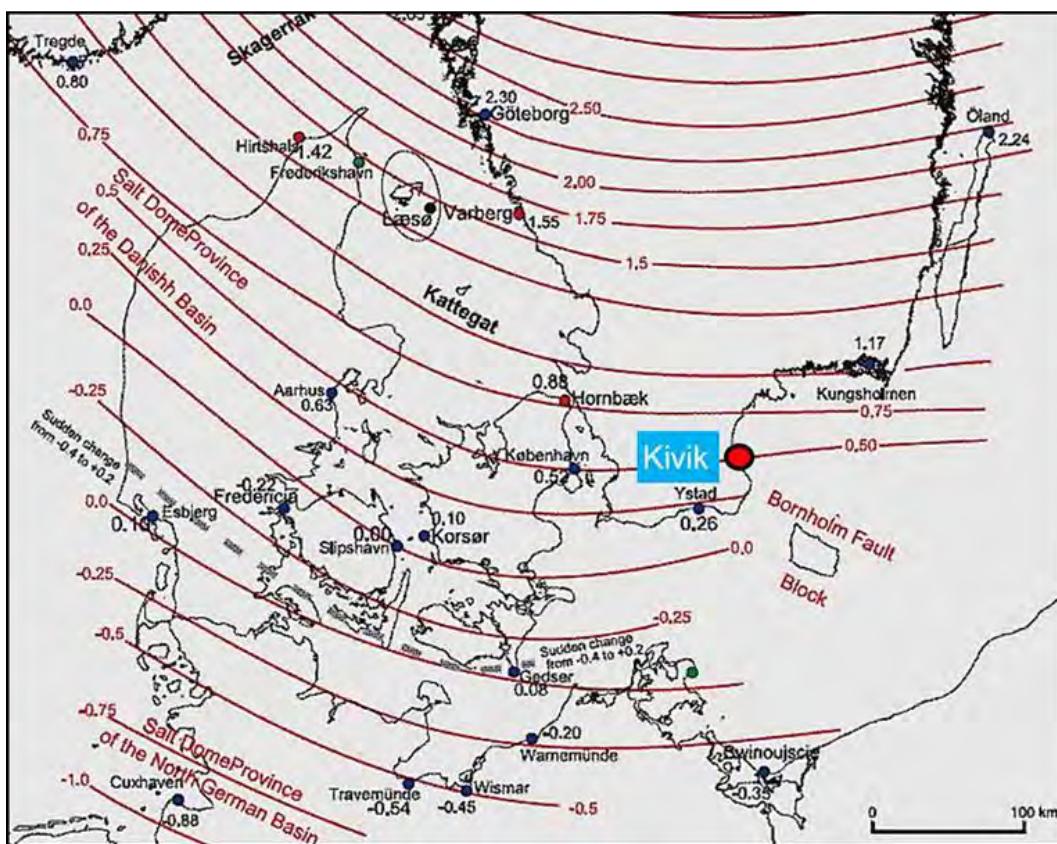


Abb. 2.13. Rezente Hebungsraten in Südschweden (mm/a); www.climate4you.com/images/IsostasyDenmark%20C4Y2.gif

S3. Region östlich Brösarp (H 6178235, R 1394540)

Das Gebiet beiderseits der Landstraße von Vitemölla nach Brösarp fällt durch eine markante Geländemorphologie auf (ab ca. 800 m W' des Abzweigs nach Ravlunda). Diese ergibt sich aus zahlreichen, oft steilwandigen Hügeln und zwischenliegenden abflusslosen Tälern. Für größere Fahrzeuge gibt es keine guten Haltemöglichkeiten am Straßenrand.

Beiderseits der Landstraße ist die Landschaft durch eine weiträumige Kame-Fläche geprägt (Abb. 2.14), deren Entstehung in diesem Gebiet wie folgt erklärt wird:

In einem bis zu ca. 50 m tiefen Schmelzwasser-Stausee lagerten sich bis zu 35 m mächtige glazifluviale Sedimente zwischen größeren Toteisblöcken ab. Hierbei handelte es sich vor allem um Feinsande mit Einlagerungen von Silt und Ton sowie schlecht sortierten, Moränen-ähnlichen Schichten. Nach Abschmelzen der Toteisblöcke blieben die sog. Kamen in Form einer unregelmäßigen Hügellandschaft mit steilen Hängen zurück. Durch kleinere Schmelzwasserbäche wurden Runsen in die Hänge eingeschnitten, was, neben einer weitflächigen

Bodenverlagerung ebenfalls zur Prägung dieser Landschaftsform beitrug.

Die mit den Schmelzwässern in das Meer transportierten Sande wurden von der Verha-Flussmündung ausgehend durch Meeresströmungen weiter nach Norden verfrachtet und trugen so zur Bildung der Sandstrände der Hanö-Bucht bei.

Die steileren Partien der Brösarp-Hügel weisen eine große Zahl etwa höhenparalleler Furchen/Stufen auf, die durch Sackung /Kompaktion der Lockersedimente entstanden sind (Abb. 2.15). Des Weiteren wurden die Steilhänge noch durch lokale Rutschungen überformt. Weitere Hügellandschaften dieser Art finden sich südlich bei Rörum sowie nördlich bei Degeberga.



Abb. 2.14. Typische Hügelformen einer durch Kame-Felder geprägten Landoberfläche.



Abb. 2.15. Sackungsstrukturen an den Steiflanken der Kamen.

S4. Andrarum (H 6177801, R 1385000)

Anfahrt über die Reichsstraße 19, ca. 5 km südwestlich von Brösarp (Eljaröd) nach Westen in Richtung Andrarum abbiegen (Ausschilderung „Andrarums Alunbruk“). Auf dem ehemaligen Gelände des Alaunwerkes ( Alaun) besteht strengster Naturschutz; eine Zutrittsgenehmigung sollte eingeholt werden (Internet-Adresse s.u.). Große Teile der ehemaligen Steinbrüche sind zugewachsen; eine Parkmöglichkeit für kleinere Busse besteht am Wendeplatz vor dem früheren Magazin-Gebäude. Vor der Schranke befindet sich eine kleine Schautafel, die über den ehemaligen Betrieb informiert. Während des 18. Jahrhunderts war das Alaunwerk von Andrarum eine der größten Industrieanlagen in Schonen, in der zeitweise bis zu 1000 Personen Beschäftigung fanden. In dem Haus hinter dem Magazin-Gebäude befindet sich ein Museum (Andrarums Alunbruk/Historical Museum; Andrarum, 277 57 * Brösarp Schweden)

<http://christinehofsekopark.se/de/andrarums-alunbruk/>

Auf dem Abbaugelände war zeitweilig das längste zusammenhängende Profil im Kambrium Skandinaviens aufgeschlossen (Abb. 2.16). Die Abfolge umfasste Schichten vom höchsten Mittelkambrium- bis in das Oberkambrium mit Alaunschiefern als vorherrschende Lithologie (detaillierte Profilbeschreibungen z.B. in Thickpenny 1984). Das ebenfalls in Alaunschiefer-Fazies entwickelte unterste Ordovizium (Dictyonema- und Ceratopyge-Schiefer) ist hier nicht aufgeschlossen. Informationen aus Bohrungen belegen eine Gesamtmächtigkeit der gesamten Alaunschiefer-Serie von mindestens 76 m. Als Sedimentationsraum wird ein Randmeer des Iapetus-Ozeans angenommen (s.a. Kap.1.4; Abb. 1.6).

In den noch erhaltenen Aufschlüssen stehen Alaunschiefer mit bituminösen Stinkkalk-Knollen und -Lagen (schwedisch „Orsten“) des obersten Mittelkambrium bis untersten Oberkambrium an (Abb. 2.17). Biostratigraphische Untergliederungen basieren im Wesentlichen auf Agnostiden und Trilobiten (Oleniden), die hier gehäuft als typische Makrofossilien vor allem in den Stinkkalken auftreten (Abb. 2.18). (Anm.: Die systematische Stellung der Agnostiden ist immer noch umstritten (Trilobita vs. Crustacea). Einige Stinkkalk-Linsen enthalten zusätzlich Brachiopoden (*Orusia lenticularis*), die das nächsthäufigste Makrofossil darstellen. Die zwischengelagerten Alaunschiefer sind dagegen bis auf wenige Horizonte fossilarm.



Abb. 2.16. Historisches Foto einer Abbauwand im Steinbruchgelände Andrarum (Quelle und Datum unbekannt).



Abb. 2.17. Aufschluss im heutigen Zustand (Sommer 2011; Foto: Janeta Klaus).

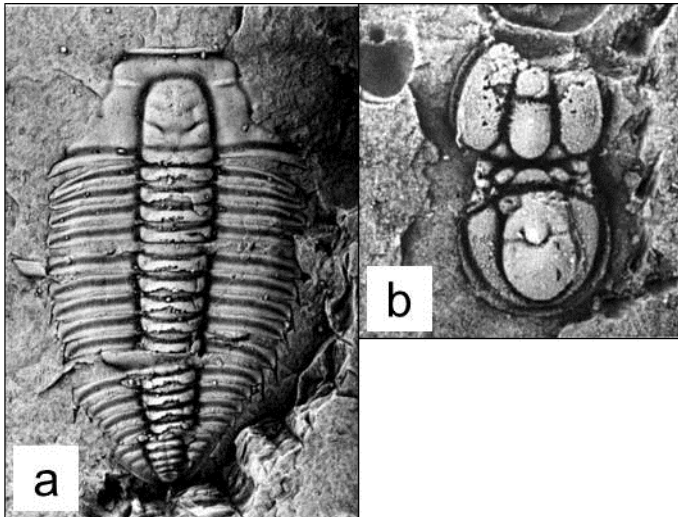


Abb. 2.18. Oleniden und Agnostiden aus dem Steinbruch Andrarum (Beispiele aus Clarkson et al. 1998).

a. *Olenus truncatus* (Bildbreite entspricht ca. 15 mm),

b. *Homoagnostus obesus* (Bildbreite entspricht ca. 5 mm).

Die *Agnostus pisiformis*-Zone im Liegenden repräsentiert das höchste Mittelkambrium, wird in einigen biostratigraphischen Gliederungen aber auch als unterstes Oberkambrium definiert. Darüber folgen mehrere *Olenus*-(Sub)-zonen innerhalb des unteren Oberkambriums. Detaillierte Erläuterungen zu verschiedenen biostratigraphischen Gliederungsvorschlägen finden sich u.a. bei Ahlberg et al. (2009), Nielsen et al. (2014) sowie Terfelt et al. (2008).

Die Sedimentation fand in einem ruhigen flachmarinen Milieu unterhalb der Sturmwellen-Basis bei sehr geringen Sauerstoffgehalten statt. Die an diese extremen Le-

bensbedingungen angepasste Fauna war dementsprechend artenarm aber Individuen-reich. Die gut erhaltene Feinschichtung in den bituminösen Alaunschiefern zeigt, dass Endobenthos hier, bis auf sehr wenige Ausnahmen, nicht existierte. Als Sedimentationsraten werden meistens Werte zwischen 3 und 10 mm/1000 a angegeben (z.B. Thickpenny 1984). Die ca. 1,8 m mächtige *Olenus*-Zone umfasst demnach einen Zeitraum von wenigsten 0,18 Ma. Es wird angenommen, dass kurzzeitig auch günstigere Lebensbedingungen herrschten und eine Besiedlung durch Biomatten stattfand (z.B. Waloszeck 1993).

Der Karbonatanteil war primär relativ gleichmäßig im Sediment verteilt und wurde erst fröhdiagenetisch konkretionär in Form

der Stinkkalke angereichert. Dies erfolgte offensichtlich vor einer nennenswerten mechanischen Kompaktion; denn in den Stinkkalcken sind die Fossilien noch weitgehend in ihrer ursprünglichen Form, d.h. dreidimensional erhalten. Die in den tonigen Zwischenlagen auftretenden Agnostiden und Trilobiten sind dagegen deutlich geplättet. Generell besitzen die Stinkkalke eine besondere Bedeutung, da sie außerordentlich gut erhaltene Arthropoden in verschiedenen Entwicklungsstadien beinhalten (z.B. Waloszek 2003; s. Abb. 2.19). Die maximale Größe dieser benthischen Mikrofossilien beträgt ca. 2 mm (Meiofauna). Die sehr gute Konservierung von Feinstrukturen (z.B. Anhänge, Poren, Haare, Augen) ist durch eine frühdiagenetische sekundäre Phosphatisierung (Fluorit-Apatit) bedingt, die der konkretionären Kalkbildung vorausging.

Abb. 2.19. Arthropoden-Larve als Beispiel für dreidimensional erhaltene Mikrofossilien der Orsten-Fauna; Rasterelektronen-Aufnahme aus Waloszek (2003).

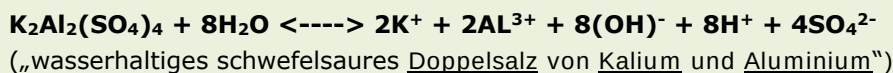
Für diese sog. „Orsten-Fauna“ werden mikroskopische Lebensräume in größeren Poren „frischer Ablagerungen“ mit einem ausreichenden Sauerstoffangebot angenommen (die sog. Flockulenz-Zone oberhalb der anoxischen Zone).

In den fossilführenden Handstücken beobachtet man äußerst selten ein gemeinsames Auftreten von Agnostiden und Oleniden. Daraus wird gefolgert, dass die optimalen Lebensbedingungen für beide Gattungen unterschiedlich waren. Bei der Fossilien-suche findet man auf frisch gespaltenen Schieferflächen gelegentlich rosettenförmige Aggregate von Gips-Kristallen.



Alaun

Alaun und insbesondere Kali-Alaun fand bis vor ca. 100 Jahren eine breite Anwendung, wird heute allerdings weitgehend durch andere Substanzen ersetzt. Wirksam werden dabei sowohl die Al- als auch die Sulfat-Ionen. Eine wässrige Alaun-Lösung (s.u.) hat ähnliche Wirkung wie Schwefelsäure: adstringierend auf Eiweiß-Stoffe, bakterienabtötend und keimhemmend, oxidierend.



Verwendung:

Gerben -Zusammenziehen von Eiweißfasern (Verfestigung/Vernetzung); dadurch auch Stabilisierung der Haare in Fellen.

Medizin -Stillung von Blutungen durch Zusammenziehen von Körpereiwweiß, auch antibakterielle Wirkung.

Kosmetik -adstringierende und bakterizide Wirkung, Zusammenziehung von Hautporen, Hemmung geruchsverursachender Bakterien.

Konservierung: -Abtötung von Bakterien, Bildung dichter Protein (Eiweiß-)schichten

„Klassische“ Gewinnung: Durch Rösten entsteht aus dem in Alaunschiefern fein verteiltem Pyrit (FeS_2) durch Oxidation Schwefelsäure (H_2SO_4). Diese Säure löst u.a. die für die Bildung von Kali-Alaun (s.o.) notwendigen K-- und Al-Ionen aus den Tonmineralen.

S5. Bjärsjölagård (H 6179370, R 1368000)

Der Zugang zum ehemaligen Steinbruch erfolgt über einen kleinen Waldweg, der ca. 600 m östlich von Bjärsjölagård von der Landstraße nach W abzweigt. Der tiefere Teil des Steinbruchs, in dem reinere Kalke abgebaut wurden, ist mit Wasser gefüllt. Der bereits vor mehreren Jahrzehnten eingestellte Steinbruchbetrieb erreichte eine Tiefe von ca. 8 m unterhalb des heutigen Wasserspiegels. Im Südteil kann eine kleine Wand in den hangenden unreineren Kalksteinen durch ein oft recht feuchtes Niederwald-Gebiet zu Fuß erreicht werden. Dort findet sich im Schuttfuß sowie in zentral gelegenen Abraumhalden ein artenreiches Spektrum an Fossilien.

Die Region um Bjärsjölagård befindet sich auf einer tektonischen Hochscholle innerhalb der STZ, wodurch hier Altpaläozoikum zu Tage tritt. Der Steinbruch stellt die Typ-Lokalität für den unteren Abschnitt der „Öved-Ramsåsa Schichten“ des höchsten Obersilurs dar, welche das jüngste in Schonen aufgeschlossene Paläozoikum repräsentieren (z.B. Jeppsson & Laufeld 1986). Zu dieser Zeit befand sich Baltica bereits in Äquatornähe. Die im Steinbruch nicht mehr zugänglichen (s.o.) tieferen Abschnitte dieser Einheit sind in kleineren Aufschlüssen der näheren Umgebung zu finden, teilweise auch als Lesesteine in den Abraumhalden. Außerdem wurden diese Abschnitte in zwei Bohrungen am SE-Rand des Steinbruchs bzw. ca. 300 m südöstlich davon angetroffen (Bergström et al. 1982). Das Profil in Bohrung Bjärsjölagård 2 (Abb. 2.20) dokumentiert 75 m einer Schichtenfolge von der Öved-Sandstein Formation (Pridolium) bis in die unterlagernde Klinta-Formation (Ludlow). Die Schichten fallen mit ca. 8 bis 10° nach SE ein, d.h. unter Einbeziehung der punktuellen Beobachtungen im Umfeld des Steinbruchs gelangt man von Nordwesten nach Südosten von den liegenden in die hangenden Untereinheiten. Eine kurze Beschreibung der im seinerzeit offenen Steinbruch zugänglichen Schichtenfolge lieferte Regnéll (1960).

Heute sind im Steinbruch als höchste Schichtglieder graublaue schiefrige, Glimmer-führende Tonsteine aufgeschlossen (Abb. 2.21), die zum Liegenden hin mit grauen Kalksteinen wechsellagern.

K/Ar-Datierungen an detritischen Hellglimmern aus hier anstehenden Tonsteinen haben ein Alter von 459,1 +/- 11,0 Ma ergeben. Dieses wird als Abkühlalter unter die Schließungstemperatur für Muskovite (425°C) im Liefergebiet interpretiert. Die Muskovit-führenden Gesteine des Liefergebiets müssen sich somit zu diesem Zeitpunkt in Tiefen von deutlich mehr als 10 km befunden haben. Das stratigraphische Alter der Gesteine in Bjärsjölagård (Grenze Ludlow/Pridolium 423 Ma.) ist etwa zeitgleich dem thermischen Höhepunkt der Kaledonischen Orogenese, d.h. zu diesem Zeitpunkt befanden sich frühkaledonisch geprägte Kristallingesteine bereits im Erosionsniveau.

Eine spezielle Untereinheit in den liegenden, nicht mehr zugänglichen Abschnitten, stellt der sog. „Bjärsjölagård-Kalkstein“ mit einer Mächtigkeit von ca. 25 m dar. In der sehr artenreichen Makrofauna dominieren Brachiopoden, Trilobiten, Tentakuliten und Bryozoen (Abb. 2.22). In einigen Horizonten treten gehäuft rugose und tabulate Korallen sowie Crinoiden auf. Als spezielle Indikatoren für Flachwasserfazies kommen Oncoïd-Kalksteine vor (Abb. 2.23). Die umkrusteten Kerne der Oncoïde bestehen aus sehr unterschiedlichen Komponenten (u.a. Bruchstücke von Korallen und Brachiopoden sowie Lithoklasten). Der im Abraum gefundene Oncoïd-Lesestein könnte aus verschiedenen Horizonten im Bohrprofil stammen (s. Abb. 2.20), nach Nilsson (2006, s.u.) vermutlich aus den basalen Abschnitten.

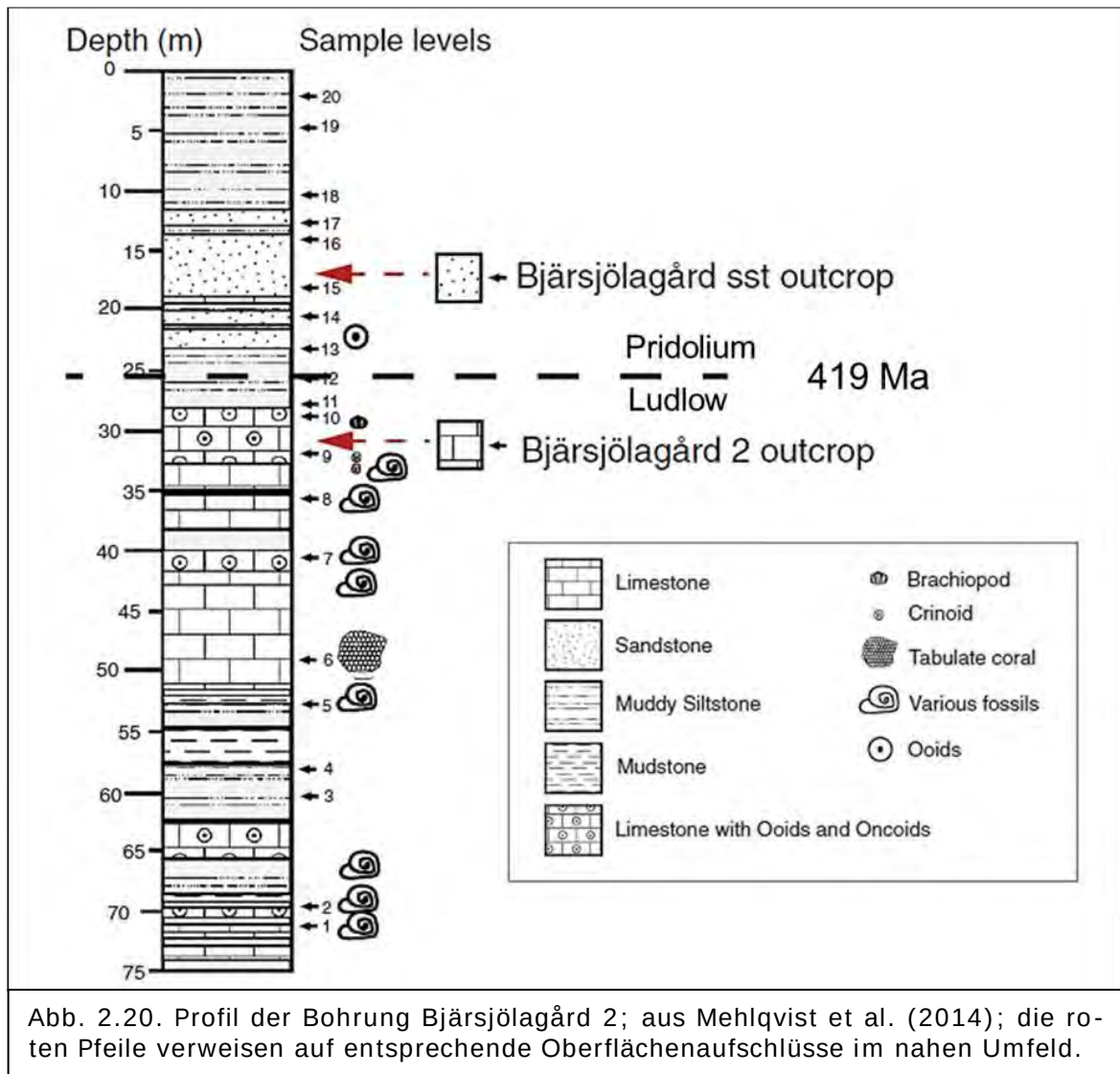


Abb. 2.20. Profil der Bohrung Bjärsjölagård 2; aus Mehlqvist et al. (2014); die roten Pfeile verweisen auf entsprechende Oberflächenauflüsse im nahen Umfeld.



Abb. 2.21. Aufschlussfoto aus dem Bereich der südlichen Steinbruchwand.

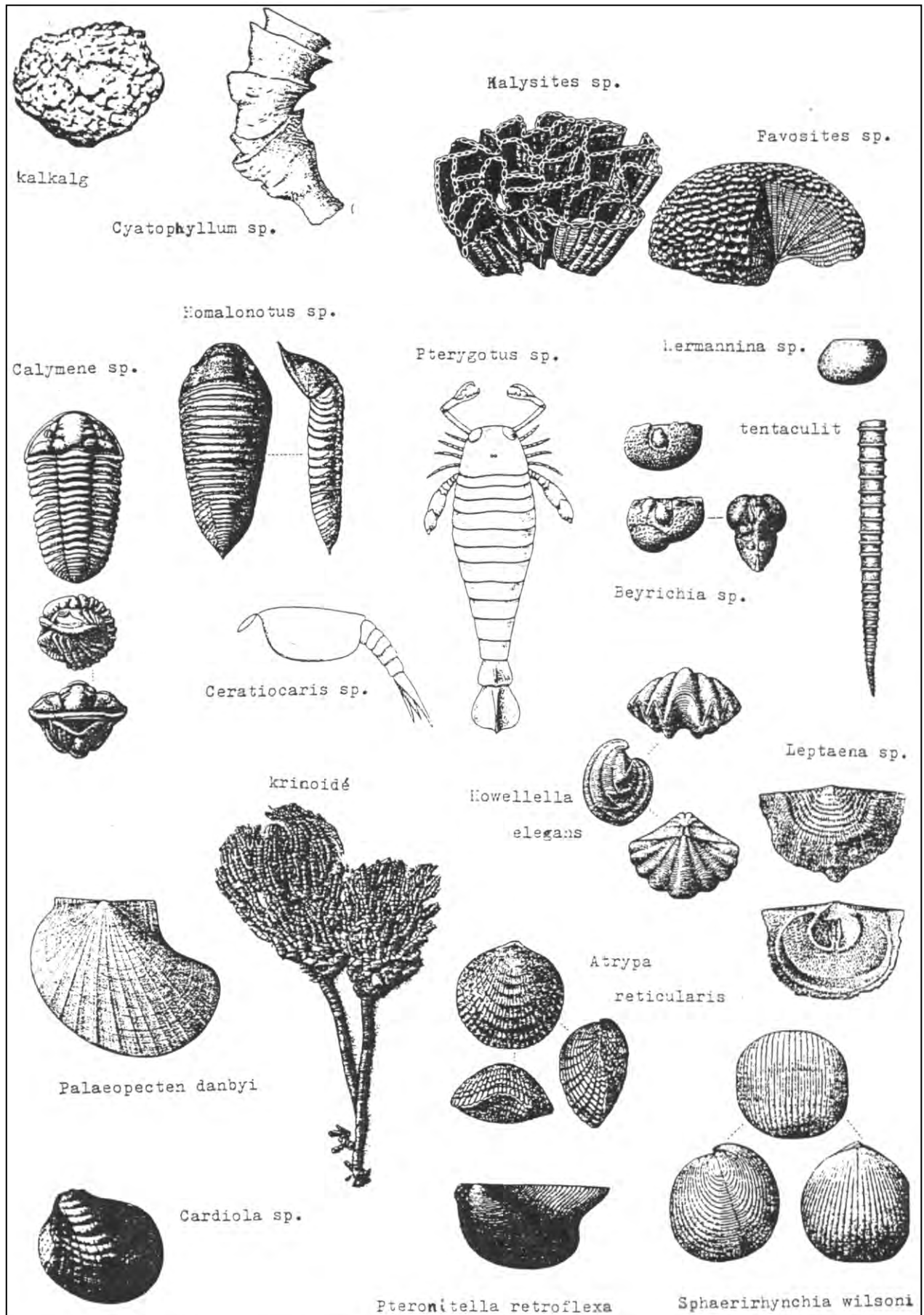


Abb. 2.22. Fossilientafel zu Station S5 Bjärsjölagård



Abb. 2.23. Polierter Anschnitt eines Oncoid-Kalksteins (Lesestein aus zentral gelegener Abraumhalde); nach Nilsson (2006) Typ Rudstone; rote Rahmen: vergrößerter Ausschnitt und dessen Position im Handstück.

S6. Eriksdal (H 6163649, R 1373330)

Von der Reichsstraße 13 ca. 7 km südlich von Sjöbo (Richtung Eriksdal; Röddinge); nach ca. 3 km rechts abbiegen (Richtung „Kvartsverk“). Der zentrale Bereich der Grube, in dem seit 1938 Glassand für schwedische Glashütten abgebaut wurde, steht heute unter Wasser. Vorsicht an den unmittelbar angrenzenden Böschungen (Absturzgefahr). Da mittlerweile das Abpumpen von Wasser eingestellt wurde, wird der künftige Wasserstand sich etwa im Niveau des Weges befinden.

Die Quarzsand-Grube (Kvartsverk; Abb. 2.24) Eriksdal liegt innerhalb der Sorgenfrei-Tornquist-Zone (STZ), die als nordwestliche Verlängerung der Tesseyre-Tornquist-Zone (TTZ; s. Kap. 1.4, Abb. 1.7) eine wechselhafte Entwicklung über geologisch lange Zeiträume aufweist. Der Aufschluss liegt im Bereich der Fyledalen-Linie am NE-Rand des Vomb-Trogs (s. Abb. 2.2; Norling 1982) und dokumentiert exemplarisch die Beziehung zwischen Tektonik und Sedimentation für einen Zeitabschnitt im Jura. In dieser Zeit regionaler Krustendehnung,

die mit dem Zerfall von Pangaea in Zusammenhang steht, wurden lokal unter Beteiligung von dextralen Seitenverschiebungen, Sedimentationsbecken sowie benachbarte Hebungszone als potentielle Liefergebiete angelegt. Kinematisch könnten diese durch „Pull-apart bzw. push-against“ oder negative bzw. positive „Flower-Strukturen“ erklärt werden (s.o). Damit verbunden sind kleinräumige Fazies-Wechsel, z.T. mit starken Mächtigkeitsänderungen. Die Sedimentation im küstennahen Bereich ist durch Wechsel von Süß- Brack- und Salzwasser-

milieus gekennzeichnet. Der mehrfache Wechsel von terrestrisch und marin beeinflussten Ablagerungen in Verbindung mit Rinnenfüllungen wird einem kleinräumigen, im Gezeiten-Niveau liegenden Delta-Milieu zugeordnet. Anstehend sind Sedimente des Mittleren Jura (Bajoc, Bathon), nach einer

Schichtlücke überlagert von Oberem Jura (Kimmeridge, Portland; Abb. 2.25). Die Schichtenfolge steht steil bis überkippt als Folge der in der Oberkreide einsetzenden kompressiven Inversionstektonik (Abb. 2.26; s.a. Kap. 1.4).



Abb. 2.24. Nach Südosten-gerichteter Blick in die Quarzsandgrube Eriksdal.

Das Bajoc wird durch vorwiegend terrestrische Tone und Sande vertreten, in denen sich 13 Kohlehorizonte befinden (Abb. 2.26), die aus in situ-gewachsenen Pflanzen entstanden sind und z.T. gut entwickelte Wurzelböden aufweisen (Abb. 2.27). Diese belegen u.a. ( Hangend-Liegend-Kriterium) die überkippte Lagerung der Sedimente. Die Schichten enthalten reichhaltige, gut erhaltene Pflanzenfossilien (i.w. Nadelhölzer, Gingko-Gewächse, Palmfarne und Schachtelhalme), die als sog. „Kurremölla-Flora“ bekannt ist (z.B. Pott & McLoughlin 2009). Sie dokumentiert warmhumides Klima, im Gegensatz zu den ariden Bedingungen, die noch in der Trias herrschten. In einigen Horizonten treten Rinnen-

Sedimente auf, die u.a. Kristallin-Gerölle enthalten, was zeigt, dass in den nahen Hebungsgebieten auch das präkambrische Grundgebirge frei gelegt war.

Die Glassande des hangenden Bathons sind dagegen stärker marin beeinflusst und enthalten nur noch wenig kohliges Material in Form von Schwemmkohle (Mudde). Dabei lassen vereinzelte Spurenfossilien auf eine strandnahe Sedimentation im Gezeitenbereich schließen.

Die über einer Schichtlücke folgenden grünlichen Fyledal-Tone wurden dann wieder terrestrisch in gut durchlüftetem Frischwasser abgelagert und enthalten Ostrakoden sowie Wurzelreste.

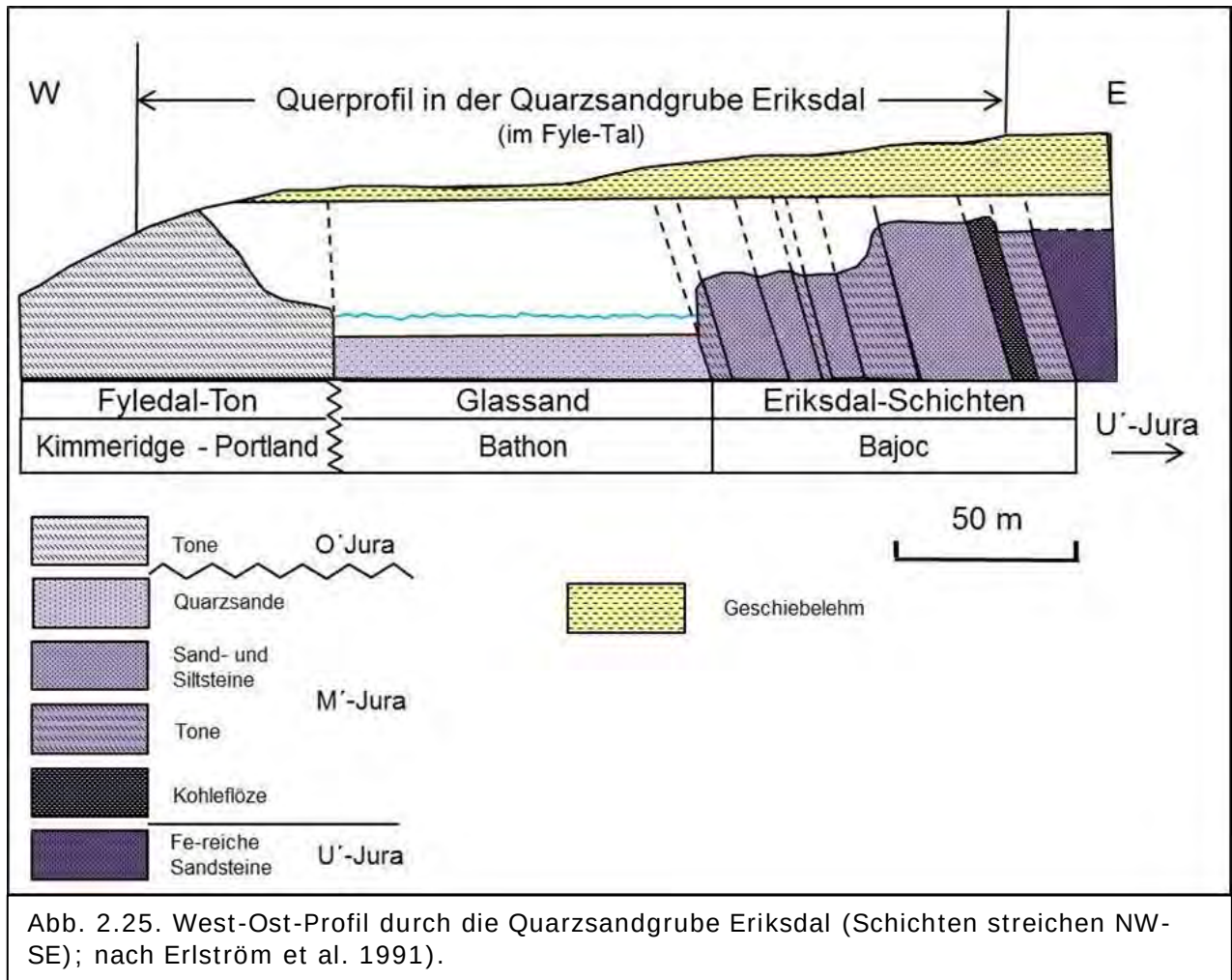


Abb. 2.27. Wurzelboden-Horizont als Hangend-Liegend-Anzeiger.

Abb. 2.26. Kohleflöz (Bajoc) in steil bis überkippter Lagerung.

Allgemein betrachtet ergibt sich aus der Schichtenfolge ein gewisses Potential für die Bildung von Kohlenwasserstoff-Lagerstätten (z.B. Ahlberg 1996): Im Liegenden Muttergesteine mit einem hohen Anteil an organischem Material (Eriksdal-Schichten u. Altpaläozoische Alaunschiefer), darüber die Glassande als potentiell Speicherstein und als Abdichtung im Hangenden der Fyledal-Ton. Die bisherige Prospektion hat jedoch im festländischen Bereich keine positiven Ergebnisse geliefert, wofür ver-

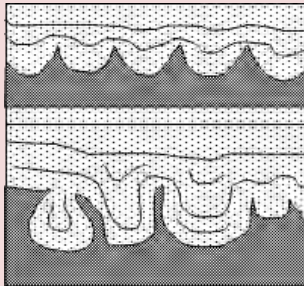
schiedene Gründe diskutiert werden (z.B. Absenkung der jurassischen Schichten erreichte nicht das Erdölfenster; Gasproduktion aus Alaunschiefer fand statt, bevor im Hangenden potentielle Speichergesteine vorhanden waren).

In den höchsten Teilen der Aufschluss-Wände werden Geschiebelehne angeschnitten, die z.T. große Gesteinsblöcke enthalten.

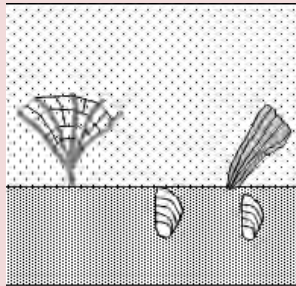
Hangend- Liegend-Kriterien

Durch tektonische (z.T. auch gravitative) Prozesse können ursprünglich (sub-) horizontal abgelagerte Schichten über 90° rotiert werden, so dass ältere Schichten über jüngeren liegen. Diese Lagerungsform wird als „überkippt“ bezeichnet. Die Erkennung von überkippter Lagerung erfolgt mit Hilfe sog. Hangend- Liegend-Kriterien, welche das primäre Oben- bzw. Unten einer Schicht anzeigen. Hierbei handelt es sich um Gefüge bzw. Strukturen, die bereits während der Ablagerung oder durch spätere diagenetische Prozesse (z.B. Kompaktion) entstanden sind. Da diese Gefüge generell die primäre Richtung der Schwerkraft abbilden, spricht man auch von „Geopetalgefügen“.

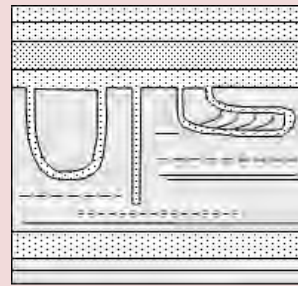
Beispiele:



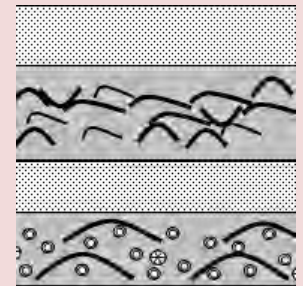
Belastungsmarken



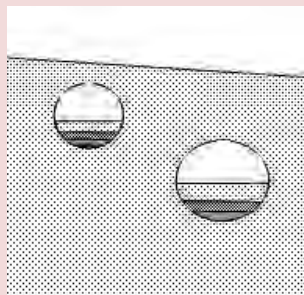
Fossilien in Lebendstellung



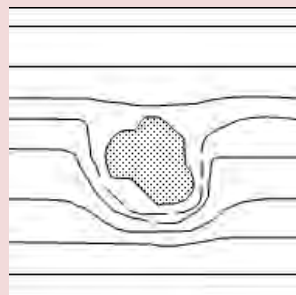
Grabbauten



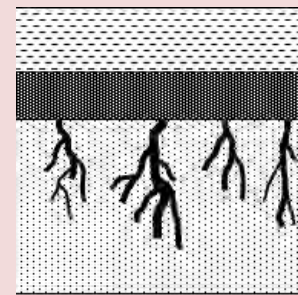
Schill-Lagen



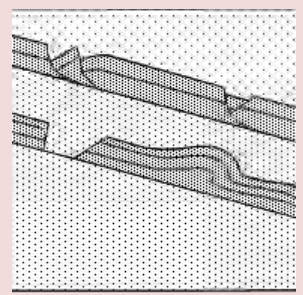
Fossile Wasserwaagen



Dropstones



Wurzelböden



Rutschstrukturen

2.3 Weitere Aufschlüsse in Schonen

(nicht im Exkursionsprogramm; vergl. Abb. 2.3).

1) Steinbruch Skrylle, große Anlage mit mehreren Abbau-Sohlen, in Betrieb; ca. 10 km östlich Lund, ca. 2 km südlich Södra Sandby:

Unterkambrium. Flachwasser-Siliziklastika der Hardeberga-Formation in unterschiedlichen faziellen Ausbildungen. Die Schichten werden von mächtigen Permischen Doleritgängen durchschlagen. Calner & Lehnert in Calner et al. (2013: S. 34-37).

2) Gebiet um Fågelsång, ca. 50 Einzelaufschlüsse; ca. 8 km östlich Lund:

Kambrium/Ordovizium. Es handelt sich vorwiegend um tonige Sedimente, die in einem Tiefwassermilieu am Südrand von Baltica abgelagert wurden. Kalksteine treten nur untergeordnet auf. Lageplan mit genauer Position der Einzelaufschlüsse und detaillierte Beschreibungen in Bergström & Ahlberg (2004); kürzere Zusammenfassung siehe Lehnert & Ahlberg in Calner et al. (2013: S. 32-34).

3) Steinbruch Killeröd, still gelegt, teilweise unter Wasser; ca. 13 km westlich Simrishamn, 800 m südwestlich Listerum:

Mittelordovizium. Der sog. Komstad-Kalkstein stellt einen schmalen Ausläufer der im Zentral-Baltoscandischen Faziesgürtel (s. Abb. 1.16) großflächig verbreiteten Orthoceraten-Kalksteine dar. Kürzere Zusammenfassung siehe Ahlberg & Calner in Calner et al. (2013: S. 26-28); s.a. Månsson (1993).

4) Rövarekulan, ca. 25 km nordöstlich Lund; natürliche Aufschlüsse im Bråån-Tal:

Obersilur. Colonus-Schiefer, von der insgesamt mehrere 100 m mächtigen Abfolge von tonigen bis siltigen, z.T. auch sandigen Sedimenten ist hier eine ca. 15 m mächtige Wechsellagerung aufgeschlossen; siehe Mehlkvist, Ahlberg & Calner in Calner et al. (2013: S. 32).

5) Bälteberga, Schlucht im Råån-Tal, ca. 750 m westnordwestlich vom Herrenhaus Bälteberga:

Obere Trias (Nor). Vorwiegend grobkörnige Siliziklastika der Kågeröd-Formation, die in einem kleinen intramontanen Becken (syn-tektonisch) abgelagert wurden. Größere Klasten stammen aus dem Präkambrischen Grundgebirge und den Altpaläozoischen Deckschichten (z.B. unterkambrische Sandsteine); siehe Norling et al. (1993: S. 32-33).

6) Djupadalsmölla, ca. 6 km ostnordöstlich Röstånga; Aufschlüsse am Südhang des Flusses Rönne (z.B. ca. 100 m westlich der alten Brücke):

Unterer/Mittlerer Jura. Über kaolinisierten Gneisen des Proterozoischen Grundgebirges folgt über einem geringmächtigen Konglomerat eine ca. 2 m mächtige Wechsellagerung von bunten Tonsteinen mit sandigen Einschaltungen, die z.T. Pflanzenreste enthalten. Darüber folgen jurassische Pyroklastika, die Fragmente aus den sedimentären Rahmengesteinen und dem Grundgebirge enthalten (Norling et al. 1993; Details zur Petrographie der Vulkanite in Augustsson 2001).

7) Kalksteinbruch Limhamn, ehemaliger ca. 70 m tiefer Tagebau mit mehreren Abbau-Sohlen; tiefere Teile mit Wasser gefüllt (heute Naturschutzgebiet):

Unteres Tertiär (Dan). Fossilreiche Flachwasserkalksteine, die vor allem aus kleinen Bryozoen-Riffen (Bioherme) bestehen, die längliche, parallele Rücken bilden. Daneben findet man vor allem Korallen, Crustaceen-Bruchstücke und Crinoiden, untergeordnet Brachiopoden, Muscheln und Gastropoden. Sekundäre Verkiezelungszonen enthalten auch Seeigel. Sog. „Hiatuskonkretionen“ belegen Sedimentationsunterbrechungen und submarine Erosion (siehe Bergström et al. 1982: S. 49-54). Spezielle Fossilfunde: zwei Krokodil-Skelette.

3. Exkursionsgebiet Blekinge

Auf der Fahrt von Schonen nach Öland wird u.a. die Blekinge-Region durchfahren (s. Abb. 1.1 und 1.3). Sie stellt keinen thematischen Schwerpunkt dar, soll aber dennoch kurz charakterisiert werden.

3.1 Geologischer Rahmen

Einen neueren Überblick über die Geologie der Blekinge-Zone, als relativ kleines Segment des Baltischen Schildes, geben u.a. Čečys & Benn (2007). Danach besteht das Grundgebirge dieser Region vorwiegend aus unterschiedlichen z.T. vergneisten Granitoiden und metamorph überprägten Sedimenten, die in einem (geologisch) kurzen Zeitraum zwischen ca. 1.77 und 1.75 Ga entstanden sind (Abb. 3.1). Ältere Kruste ist nur in einer schmalen Zone nordwestlich von Karlskrona aufgeschlossen (Nättraby-Granit/Gneis, 1.81 Ga). Nach Norden wird die Blekinge-Zone durch die Småland-Blekinge-Deformationszone (SBDZ) gegen die Transskandinavische Magmatische Zone (TMZ) abgegrenzt, deren Granitoide generell höhere Intrusionsalter von bis zu 1.86 Ga aufweisen (Högdahl et al. 2004). Die Nord-Süd streichende Protogine-Zone trennt die Blekinge Zone gegen das westlich anschließende Ostsegment des Svekonorwegischen Orogens ab (s. Kap. 1.3; Abb. 1.3).

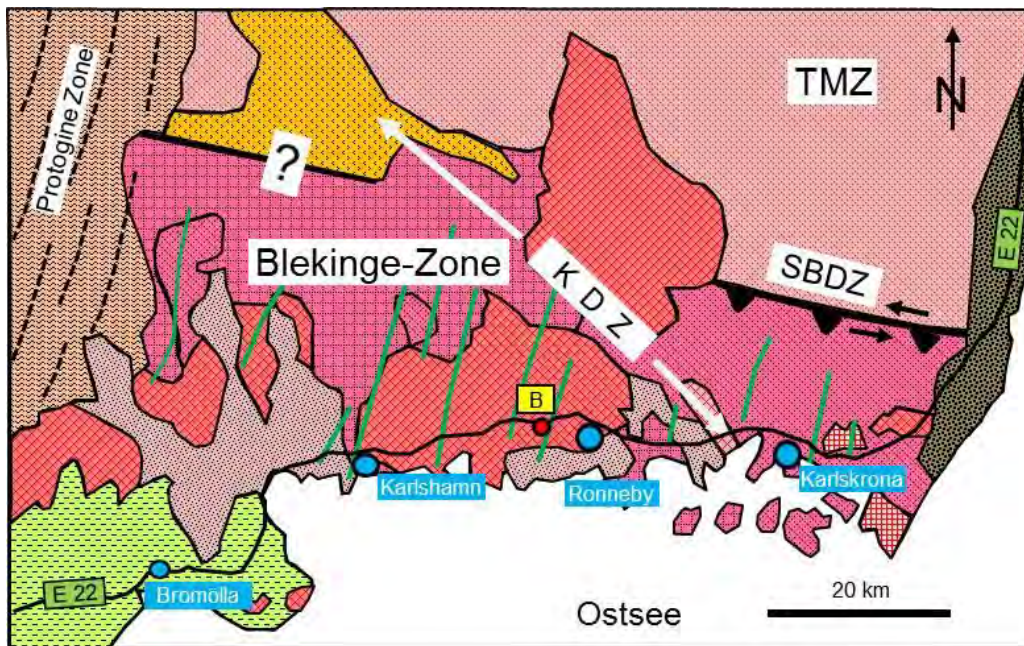
Jüngere Granitoide mit Altern zwischen 1.46 bis 1.42 Ga, die früher gemeinsam mit etwas älteren Intrusionen zu einer größeren Gruppe anorogener (A-Typ) Granite zusammengefasst wurden, werden heute der sog. Danopolonischen Orogenese (s. Kap. 1.4; S. 3) im südwestlichen Randbereich von Baltica zugordnet (z.B. Čečys 2004). Granite dieser Generation sind hier übergreifend sowohl in der Blekinge-Zone als auch in der TMZ vertreten (Karlskrona- und Eringsboda Pluton). Sie schneiden dabei

auch ungestört die SBDZ (s. Abb. 3.1), folglich muss deren tektonische Hauptaktivität in einem Zeitraum vor ca. 1.42 Ga gelegen haben.

Die Struktur des östlichen Teils der SBDZ wurde von Obst et al. (2004a) genauer untersucht. Danach liegt eine steil nach Süden einfallende duktile Scherzone vor, an der die Blekinge-Zone auf die TMZ aufgeschoben wurde und demnach ein tieferes Grundgebirgsstockwerk repräsentiert. Untergeordnet treten auch sinistrale Bewegungskomponenten auf. Dabei setzt sich die bis zu ca. 1,5 km breite SBDZ aus z.T. komplex verzweigten schmaleren Scherzonen mit Hochtemperatur-Myloniten und stark zerscherten Gneisen zusammen. Im östlichen Abschnitt wird die SBDZ von einigen Nordnordwest-streichenden Seitenverschiebungen segmentiert. Für den westlichen Teil der SBDZ liegen noch keine detaillierten strukturgeologischen Daten vor.

Zusätzlich werden noch weniger deutlich definierbare Deformationszonen angenommen (siehe z.B. Čečys & Benn 2007), von denen die NW-SE streichende Karlskrona-Deformationszone, aus der TMZ übergreifend durch den Zentralteil der Blekinge-Zone verläuft. Dabei grenzt sie zum einen die Granit-Plutone von Eringsboda und Karlskrona (s.o.) gegeneinander ab, zum anderen trennt sie zwei Lithotypen innerhalb der Gruppe der 1.76 Ga alten Granitoide (Tving-Granite im Osten gegen Granite/Tonalite im Westen).

Die in Abb. 3.1 eingetragenen Jungproterozoischen Doleritgänge gehören der sog. „Blekinge-Dalarna-Diabas-Gangschar“ an, die etwa parallel zur Protogine-Zone ausgerichtet ist und deren Verbreitung bis nach Norwegen reicht.



	Kreide (vorw. Sandsteine)		
	Kambrium (vorw. Sandsteine)		
	Dolerit-Gänge	0.9 Ga	
	Ostsegment des Svekonorwegischen Orogens	ca. 1.05 – 0.98 Ga	
	Leukogranite	?	
	Granitoide der Typengruppe Karlshamn, Spinkamåla, Vånga	1.46 – 1.42 Ga	Blekinge Zone
	Granite bis Tonalite	ca. 1.76 Ga	
	Suprakrustale Gesteine der Västana-Formation u. Blekinge-Küstengneis	ca. 1.76 Ga	
	Tving-Granite/Gneise	1.76 – 1.75 Ga	
	Nättraby-Granit/Gneis	1.81 Ga	
	vorw. Felsische Meta- Vulkanite (Småland-Porphyre)	1.81 – 1.76 Ga	TMZ
	vorw. Granitoide (Småland-Granite)		

Abb. 3.1. Geologische Kartenskizze der Blekinge-Region; nach Čečys & Benn (2007) und Obst et al. (2004a); Alterdaten z.T. aus Johansson et al. (2006); KDZ – Karlskrona-Deformationszone, SBDZ – Småland-Blekinge-Deformationszone, TMZ – Transskandinavische Magmatische Zone; Deformationszonen in der Protogine Zone (gestrichelte Linien), schematisch; Feld B: Station, die im Rahmen dieser Exkursion besucht wird.

3.2 Stationen in Blekinge

Es wird nur ein Aufschluss an einem Rastplatz besucht, der ein typisches Gestein dieser Region zeigt. In Kap. 3.3 sind weitere interessante Aufschlüsse der Blekinge-Region aufgelistet (Lage s. Abb. 3.2).

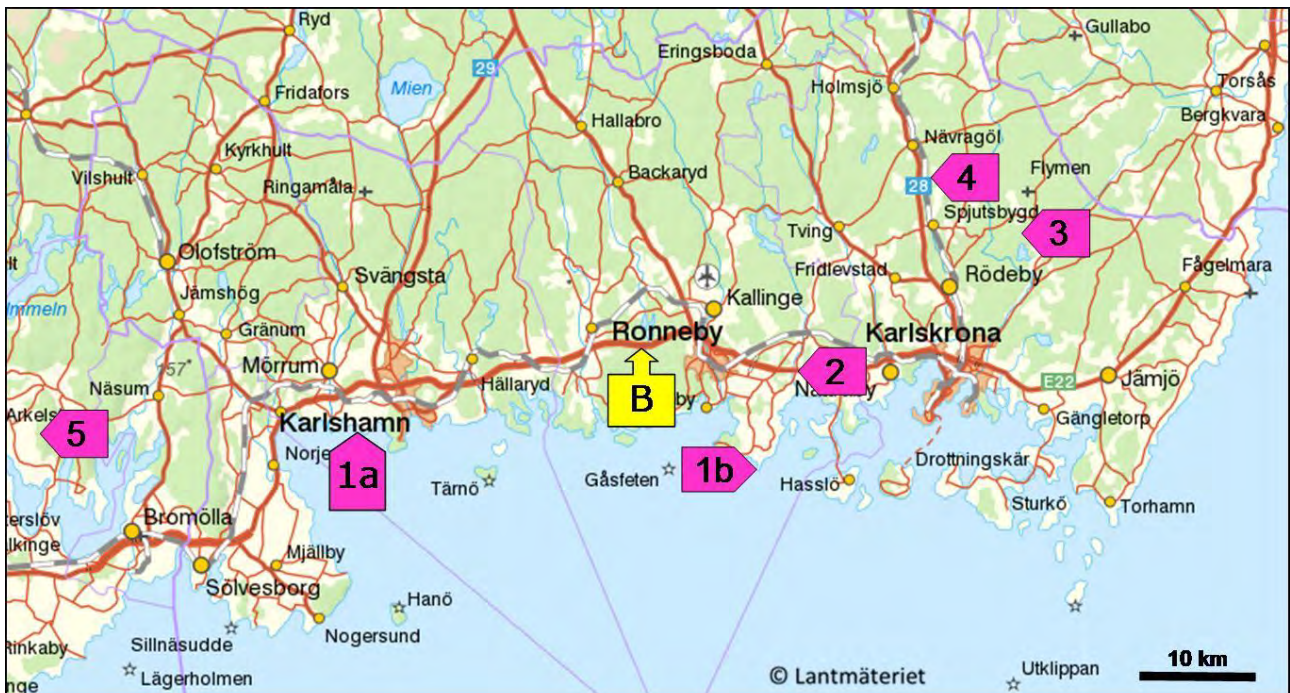


Abb. 3.2. Lage der Station B im Exkursionsgebiet Blekinge (gelber Pfeil); violette Pfeile: 6 weitere interessante Lokalitäten in Blekinge (nicht im Exkursionsprogramm; s. Kap. 3.3).

B. Rastplatz „Galtsjön“ (H 6232660, R 1463180)

Der Aufschluß liegt im Karlshamn-Pluton, der sich, bezogen auf die „Verschmelzung“ der Blekinge-Zone mit der TMZ, aus post-deformativen Graniten der jüngeren Generation (um ca. 1.45 Ga) zusammensetzt (s. Abb. 3.1). Es handelt sich hierbei um einen porphyrtypischen Granit mit z.T. extrem großen Kalifeldspat-Phänokristen (bis ca. 7 cm), die bereichsweise deutlich eingere-

gelt sind und damit ein magmatisches Fließgefüge abbilden (Abb.3.3). Die meisten Kalifeldspat-Phänokristen zeigen Karlsbader Zwillinge und besitzen teilweise helle Plagioklas-Säume. Mafische Schlieren stellen vermutlich Restite von größtenteils aufgeschmolzenen Xenolithen dar. In einer Wand unterhalb vom Parkplatz der Raststätte enthält der Granit eine etwas

feinkörnigere, diffus abgegrenzte Domäne, bei der es sich um einen  Autolith handeln könnte. In einem kleinen Teilbereich steht eine feinkörnige Varietät an (Abb. 3.3), die durch wenige und kleinere Phänokristen sowie eine schwach entwickelte Foliation gekennzeichnet, deren Entstehung fraglich ist (magmatische Fließregelung und /oder duktile Verformung). Die genetische Beziehung zwischen dieser feinkörnigen Varietät und dem porphyritischen Granit ist ebenfalls fraglich. Es ist nicht auszuschließen, dass es sich bei dem feinkörnigen Gestein um einen Xenolith handelt.

Etwa altersgleiche Granite stellen der Vång-Granit (Nordost-Schonen), der Göttemar- und Blå Jungfrun-Granit (Småland/Kalmar-Sund) und der Hammar- und Svaneke-Granit (Bornholm) dar.

Nach Čečys & Benn (2006) ist für den Karlshamn-Pluton eine magmatische Foliation charakteristisch, deren Streichrichtung etwa dem Umriss des Plutons folgt. Während der späteren Abkühlungsgeschichte wurden verschiedene duktile bis spröde Strukturelemente bei Ostnordost-West-südwest bis Ost-West orientierter Krusteneinengung aufgeprägt (Abb. 3.4).



Abb. 3.3. Porphyritischer Alkalifeldspat-Granit, Kalifeldspat-Phänokristen (Großkristalle) Aufschlusswand unterhalb der Schautafel am Parkplatz (Foto: Janeta Klaus).



Abb. 3.4. Feinkörnige foliierte Varietät mit fraglicher Genese (Felsen neben der Schautafel; Foto: Janeta Klaus).

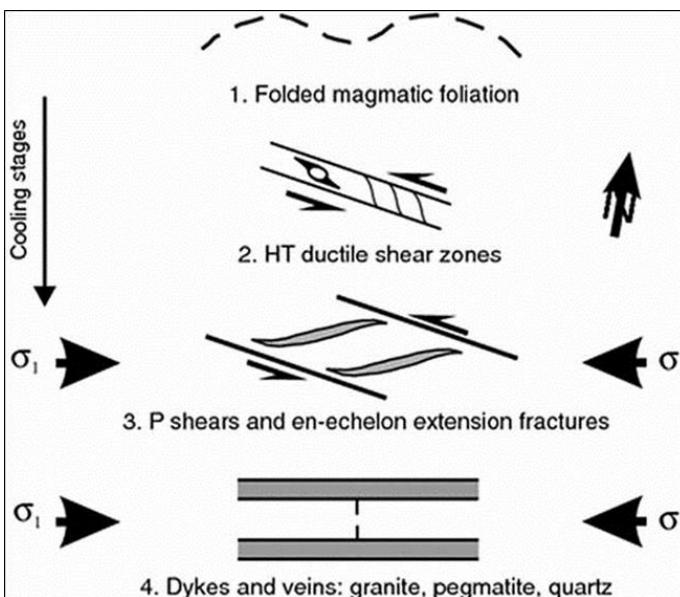


Abb. 3.5. Vorherrschende Makrostrukturen bzw. -gefüge im Karlshamn-Pluton (aus Čečys & Benn 2006).

HT – Hochtemperatur; ductile (duktile) – makroskopisch fließende Verformung; shears – Scherflächen; en-echelon – staffelförmig angeordnet; extension fractures – Dehnungsbrüche; dykes/veins – Gänge; σ_1 – Hauptdruckrichtung, entspricht hier der Richtung der Krusteneinengung.

Restit - Xenolith – Autolith

Beim Aufschmelzen von Sedimenten bzw. Paragneisen bleiben insbesondere dunkle (mafische) Minerale erhalten und bilden sog. Restite in dem neu entstandenen Magma bzw. Magmatit. Wegen des i.d.R. hohen Gehalts an blättchenförmigen Biotit sind diese Restite oft schlierenförmig.

Bruchstücke, die aus dem Rahmengestein in eine Magmenkammer fallen, bezeichnet man als Xenolithe. Auch sie können teilweise aufschmelzen und dabei Restite hinterlassen.

Autolithe sind Fröhkristallisate, die sich i.d.R. am Rand einer Magmenkammer gebildet haben und dann (wie Xenolithe) abbrechen und zurück in die Magmenkammer gelangen.

3.3 Weitere Aufschlüsse in Blekinge

(nicht im Exkursionsprogramm; vergl. Abb. 3.2).

1a) Kullerön, ca. 6 km westsüdwestlich von Karlshamn,

1b) Halbinsel Lindö, ca. 10 km südsüdöstlich von Rönneby:

Blekinge-Küstengneis. Hierbei handelt es sich primär um vorwiegend felsische Vulkanite, die grünschiefer- bis amphibolitfaziell vergneist wurden, z.T. treten auch migmatische Gefüge auf (1b). Die Küstengneise werden teilweise der altersgleichen Västana-Formation zugeordnet, die durch höhere Anteile an Meta-Siliziklastika und Meta-Basite gekennzeichnet ist. Insgesamt zählen diese Gesteine zu den älteren Einheiten der Blekinge-Zone (s. Abb. 3.1) und werden von den jüngeren Granitoiden der „Karlshamn-Generation“ intrudiert.

2) Björketorpsstenen, (Kulturstopp), ca. 1,8 km westlich Listerby (ca. 7 km östlich von Rönneby) Abzweig von der E22 300 m nach Norden (Tvingvågen):

Runenfeld. Runstein-Komplex auf einem Gräberfeld aus dem 7. Jh.n.Chr. (jüngere Eisenzeit); nur der etwa 4 m hohe „Björketorp Runsten“ stammt ursprünglich von diesem Ort, alle anderen Runensteine wurden aus Blekinge zusammengetragen. Die Lokalität liegt an einer damals bedeutenden Straße (Hjortsberga-Route).

3) Straßenanschnitt östlich Bromåla, ca. 7 km nordöstlich Rönneby:

Tving-Granit. Der Aufschluß liegt unmittelbar südlich der Småland-Blekinge-Deformationszone (SBSZ). Der dort anstehende graue bis rötlich-graue Tving-Granit besitzt eine unterschiedlich stark ausgeprägte Nordwest-Südost streichende Foliation, die vor allem durch dunkle Minerale abgebildet wird. Er enthält große rötliche Kalifeldspäte mit unregelmäßigen Formen, die nach Altenburg (2011) durch Fragmentierung idiomorpher Phänokristen (Großkristalle) entstanden sein könnten. Hierbei handelt es sich vermutlich um eine syn-magmatische Verformung der Fröhkristallisate während des Magmenaufstiegs bzw. der Platznahme. Mit Annäherung an die SBDZ nehmen duktile Gefügeprägungen zu (Flaserigneise, Mylonite).

4). Ehemaliges Schotterwerk Bollasjö, Grube an der Reichsstraße 28 zwischen Spjutsbygd und Nävragöl unmittelbar nördlich der Bahnstation „Bollasjö grusgrop“:

Småland-Blekinge-Deformationszone. (SBDZ, s. Abb. 3.1). Am Rand der unter Wasser stehenden Grube ist ein Wechsellaagerung aus unterschiedlich stark deformierten Gneisen und Metabasiten aufgeschlossen (s. Lindh et al. 2001: Fig. 3). Die steilstehende Foliation streicht ca. 110°, was dem generellen Verlauf der SBDZ entspricht. Die Ausgangsgesteine werden dem Übergangsbereich zwischen Tving-Graniten im Süden und Småland-Graniten im Norden zugeordnet.

5) Steinbrüche südwestlich von Vånga
(ca. 14 km nordnordwestlich von Bromölla;
s. Abb. 3.6):

Vånga-Granit. Dieser, zur Gruppe der „Karlshamn Granite“ zählende Granit, ist wegen seiner markanten Rotfärbung und seiner mechanischen Eigenschaften ein weltweit, vor allem für Fassadenplatten verwendeter Werkstein (gebräuchlichste

Handelsbezeichnungen: „Vanga Rosso“ bzw. „Vanga Red“).

Mineralogisch ist der Vånga-Granit recht homogen zusammengesetzt (Alkalifeldspat-Granit), zeigt aber ein breites Gefügespektrum.

Anfragen wegen Steinbruchsbegehungen an Emmaboda Granit (+46 471 488 00)



Abb. 3.6. Blick in einen der tief eingeschnittenen Steinbrüche südwestlich von Vånga.

Quelle:
www.litosonline.com.

Notizen

4. Exkursionsgebiet Öland

4.1 Geologischer Rahmen

Die Kambro-Ordovizische Schichtenfolge Ölands besteht aus  Plattformsedimenten, die in küstenferner Position auf der Rumpffläche des Proterozoikums abgelagert wurden (s. Abb. 4.1). Der Ablagerungsraum liegt im sog. „Central Baltoscandian Confa-cies Belt“ (s. Kap. 1.4.1; Abb.1.16). Die aufgeschlossene Schichtenfolge reicht vom obersten Unterkambrium bis in das Mittlere Ordovizium (Abb. 4.2a u. 4.2b; vergl. Abb. 1.17 u. 1.18). Dabei wechselt die vorherrschende Lithologie von Siliziklastika im Unter- und Mittelkambrium über Alaunschiefer im Oberkambrium und untersten Ordovizium hin zu flachmarinen Kalksteinen (u.a. „Orthocerenkalke“) in den hangenden Einheiten des Unteren und Mittleren Ordoviziums. Die Gesamtmächtigkeit dieser Abfolge schwankt zwischen ca. 155 m im Norden (Bohrung Böda Hamn; Hessland 1955) und ca. 200 m im Süden (gemittelter Wert; z.B. Stephansson 1971). Innerhalb einzelner Schichtglieder treten Fazies-Differenzierungen auf (z.B. Nordlund 1989c), bis hin zu kompletten Schichtausfällen (s. Abb. 4.2a u. 4.2b und Querprofile in Abb. 4.1). Auch markante Farbwechsel in der Schichtenfolge der ordovizischen Kalksteine (grau gegen rötlich) sind oft nicht horizontbeständig (detailliertere Angaben zur Sedimentologie, Biofazies etc. siehe Erläuterungen zu den Aufschlüssen).

Die Schichten fallen flach nach Osten ein, wodurch generell die ältesten Schichten an der Westküste aufgeschlossen sind und die Hangenden Einheiten sich nach Osten anschließen (Abb. 4.1). Entsprechend treten die noch tiefer liegenden stratigraphischen Einheiten des Unterkambriums an der Ostseeküste des Festlandes und das Hangende Silur auf Gotland zu Tage (Abb. 1.15). Auf Öland wird dieses Bild durch eine flache, weitgespannte Aufwölbung um eine flach nach Osten abtauchende Achse modifiziert.

Dadurch treten an der Westküste die ältesten Schichten in den zentralen Abschnitten zu Tage und verjüngen sich jeweils nach Norden und Süden.

Wie an vielen Orten Skandinaviens, werden auch auf Öland zusätzliche geologische Informationen aus glazial verdrifteten, sog. erratischen Blöcken gewonnen. So beschreibt z.B. Neumann (1986) rugose Korallen des Oberen Ordoviziums in erratischen Blöcken, die vermutlich aus östlich von Öland gelegenen, (heute) submarinen Aufschlüssen stammen.

Das generelle (flache) Einfallen der Schichten nach Osten bedingt entsprechende Küstenformen, d.h. teilweise steile Felsküsten im Westen (gute natürliche Aufschlüsse), im Osten dagegen flache Wiesenufer und Sandstrände.

Plattformsedimente

Plattformsedimente werden über lange Zeiträume in tektonisch stabilen Regionen abgelagert (z.B. auf alten Schilden; hier Deckgebirge auf dem Baltischen Schild, s. Abb. 1.1 und 1.3). Dabei sind in den oft küstenfernen Regionen Siliziklastika von geringerer Bedeutung, während flachmarine Plattform-Kalksteine die größte Verbreitung besitzen. Charakteristisch sind u.a.:

- Gleichförmige Fazies über größere Regionen
- Geringe Sedimentationsraten (wenige mm bis cm/1000 a,
- Sedimentationsunterbrechungen, Trockenfallen und Bildung von Hartgründen
- Frühdiagenetische Zementation
- Aufarbeitung (Erosion und Resedimentation) von Schichten durch Sturmereignisse
- Geringe terrigene (festländische)Einträge.

Wegen der tektonischen Stabilität des Sedimentationsraums sind Plattformsedimente weitgehend undeformiert, abgesehen von diagenetischen Prägungen wie z.B. Drucklösung oder konkretionären (mechanischen) Verdrängungen. Daneben ist eine flache Lagerung dieser ungestörten Schichtfolgen typisch.

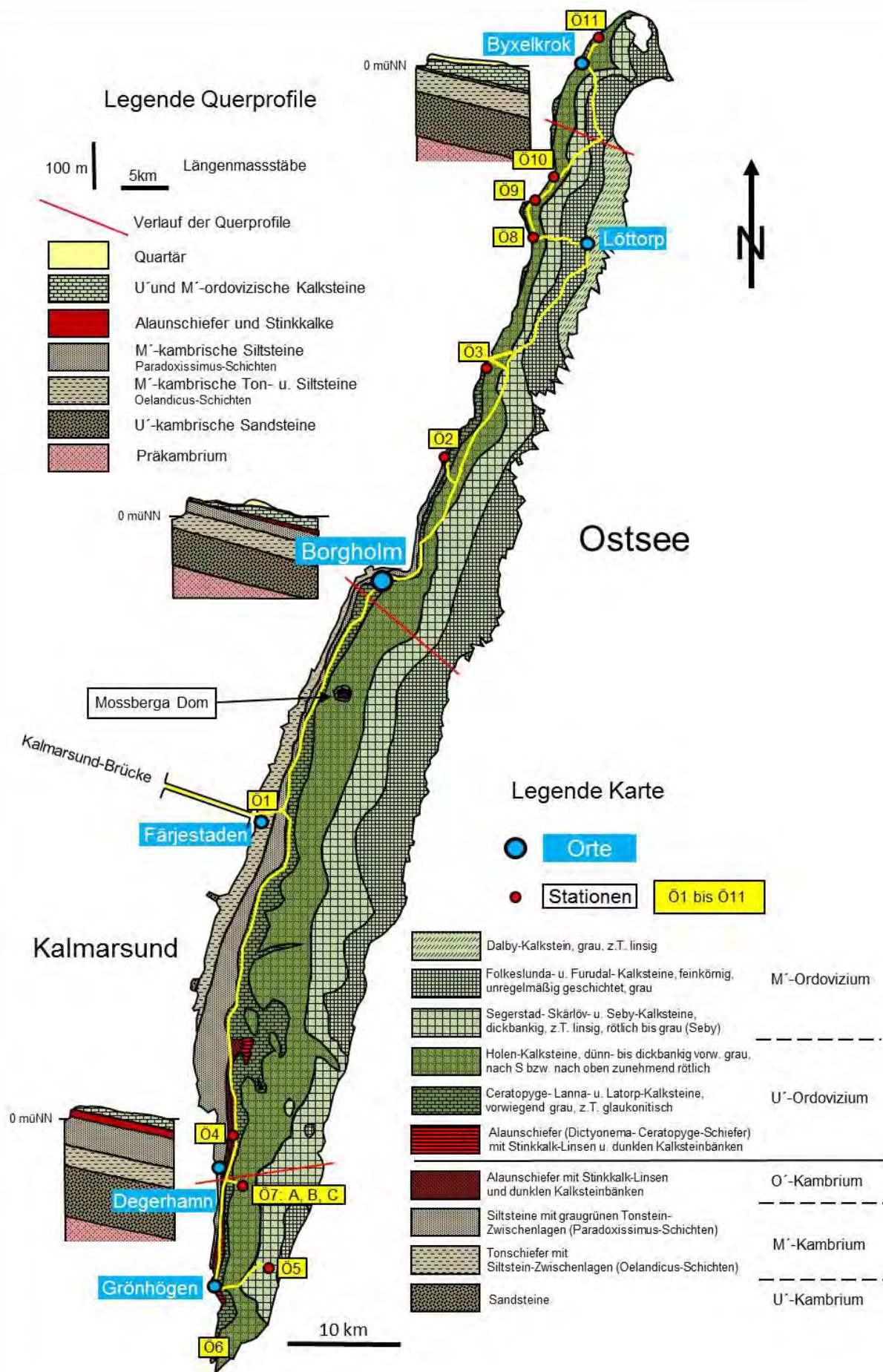


Abb. 4.1. Geologische Kartenskizze von Öland mit Stationen und Fahrtroute; Karte: umgezeichnet nach einer Kompilation von Stephansson (1971); Querprofile nach Müllern & Pousette 1981); Farbgebung wurde z.T. der „Berggrundskartan Kalmar Län“ (SGU serie Ban r 66).

a

Globale
GliederungBaltoskandische
Stufen

Ordovizium

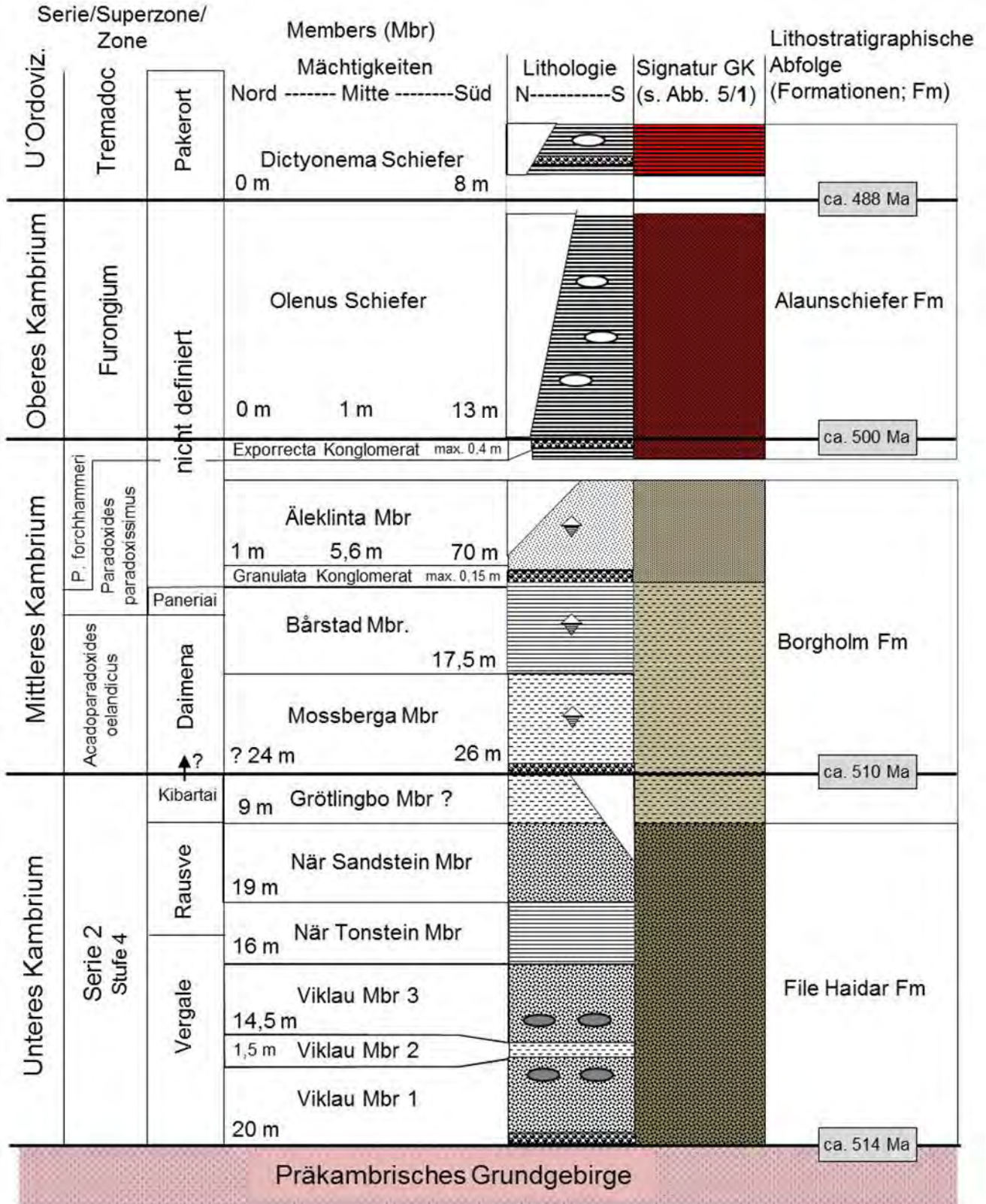
Topo- (Bio-) Formationen

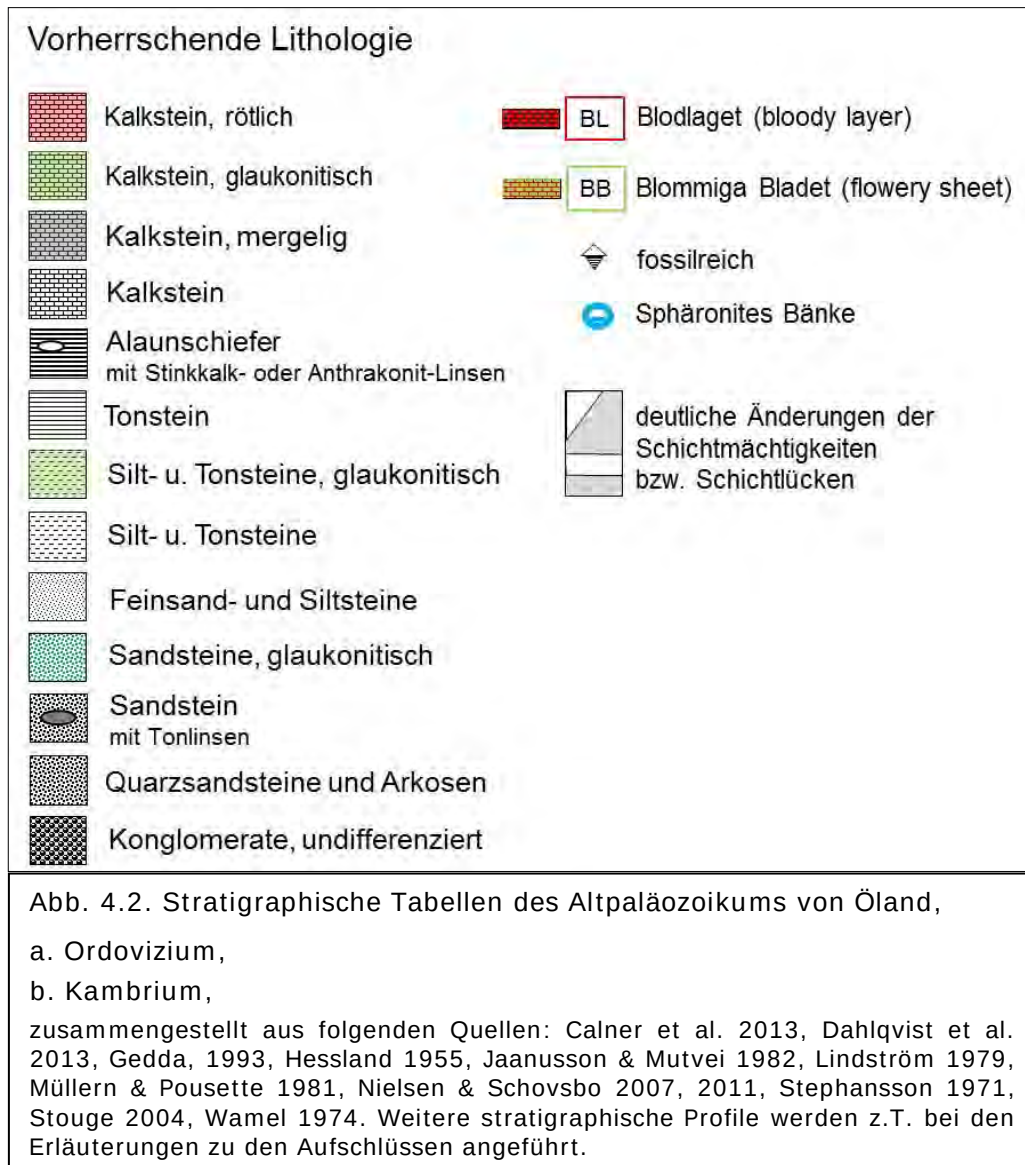
O'Ordoviz.	Sandbian	Kukruse	Mächtigkeiten Nord ----- Mitte -----Süd bzw. Mittelwerte			Lithologie N-----S	Signatur GK (s. Abb. 5/1)	Lithostratigraphische Abfolge (Formationen; Fm)	
Mittleres Ordovizium	Darrivillian		U'Dalby Kalkstein					ca. 458 Ma	
		Uhaku	Persnäs Kalkstein max. 5,5 m Källa Kalkstein					Viru Serie	
		Lasnamägi	Folkeslunda Kalkstein 2,8 m Seby Kalkstein 10er cm						
		Aseri	1,4 m	Skärlöv Kalkstein 2,0 m Segerstad Kalkstein 5,1 m	2,0 m 2,7 m				
		Kunda	Holen Kalkstein						Formation D
			7,6 m	9 m	9 m			Formation C	
	Dapingian	Volkhov	Lanna Kalkstein					Formation A+B = Gillberga Fm	
			6,2 m	6 m	6 m			Hornsudde Fm	
	Unteres Ordovizium	Floian	Billingen	Latorp Kalkstein					ca. 470 Ma
									Bruddesta Fm
Tremadoc		Hunneberg	0 m	2 m	2 m			Köpingsklint Fm	
		Varangu	Ceratopyge Kalkstein					Djupvik Fm	
			0,6 m	2,4 m					
			Ceratopyge Schiefer					Alaunschiefer Fm	
1,0 m		2,5 m							
Pakerort		Dictyonema Schiefer							
	0 m	8 m							
O'Kambrium		Olenus Schiefer					ca. 488 Ma		
		0 m	1 m	13 m					

b

Globale
GliederungBaltoskandische
Stufen

Kambrium





Abgesehen von der o.g. weitgespannten Aufwölbung gibt es auf Öland keine nennenswerten tektonischen Prägungen. Es treten lediglich in verschiedenen stratigraphischen Horizonten der ordovizischen Kalksteine unterschiedlich dimensionierte runde Domstrukturen oder rückenförmige Schichtaufwölbungen auf (Abb. 4.3a). Stephansson (1971) nimmt weitgehend atektonische Entstehungsprozesse an und handelt sie unter dem Begriff „Gravity Tectonics“ ab (durch Gravitationskräfte entstanden). Bei den stratigraphisch höher positionierten Strukturen soll es sich vorwiegend um Tondiapire mit Bezug zu den liegenden Alaunschiefern handeln.

Die Länge der rückenförmigen Schichtauf-

wölbungen beträgt max. 30 km, mit Breiten zwischen 50 und 300 m und Höhen von bis zu wenigen Metern. Verschiedene Argumente sprechen gegen eine Bildung durch gravitative Kräfte (s. Erläuterungen zu Station Ö9). Ein mögliches Modell wäre, eine Volumenzunahme einzelner Bänke durch frühdiagenetische Zementation als treibende Kraft anzunehmen. Bei einer Einspannung durch festere Rahmengesteine wird diese Volumenzunahme durch Schichtaufwölbung kompensiert. Die strenge Ausrichtung dieser Aufwölbungsrücken wurde durch jeweils herrschende (Paläo-) Spannungsfelder diktiert. Ein analoger Vorgang wäre z.B. die Aufwölbung von Straßenbelägen durch thermische Ausdehnung an heißen Sommertagen (s Abb. 4.3 b).

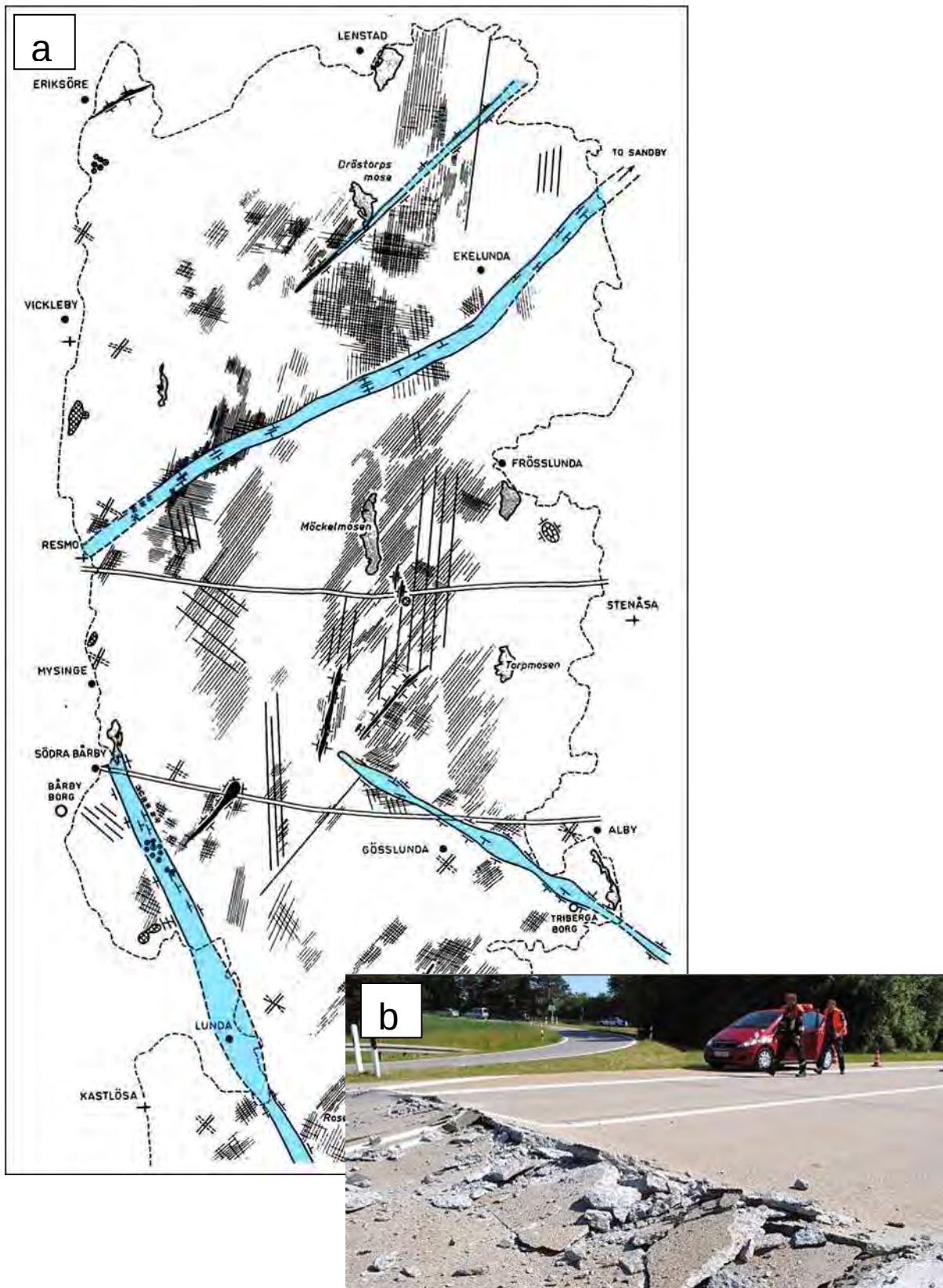
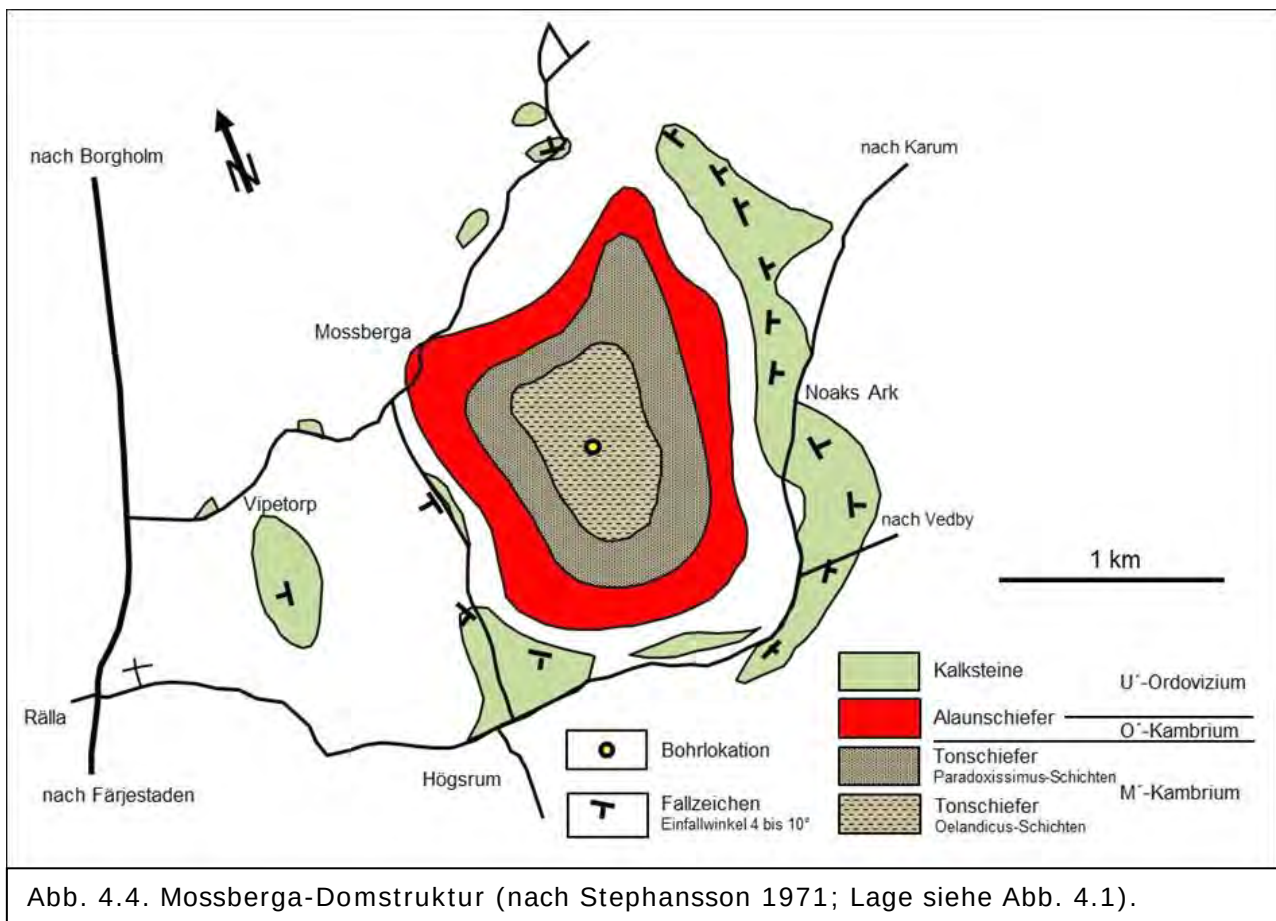


Abb. 4.3. Aufwölbungsstrukturen durch Volumenzunahme bei randlicher Einspannung; weitere Erläuterungen im Text.

- a. Strukturkarte für einen Teil von Südöland mit linearen Aufwölbungszonen (blau); aus Stephansson (1971), coloriert
- b. Aufwölbungsrücken in einem Straßenbelag, hervorgerufen durch thermisch bedingte Volumenzunahme (Quelle: Spiegel online, 10.08.2013).

Eine besonders markante, jedoch andersartige Aufwölbungsstruktur, stellt der rundliche Mossberga-Dom mit einem Durchmesser von ca. 4km dar (Abb. 4.4; s.a. Abb. 4.1). Im Gegensatz zu den o.g. Aufwölbungsrücken, die nur in bestimmten Horizonten der ordovizischen Kalksteine auftreten, sind im Mossberga-Dom zusätzlich auch kambrische Schichten verstellt. So treten im Zentrum des Doms rundum mit max. 10° nach außen einfallende Schichten des Mittel- und Oberkambriums zu Tage, die von ordovizischen Kalksteinen umrahmt werden.

Durch eine Bohrung und geophysikalische Daten ist die dreidimensionale Form dieser Struktur bekannt, und ihre Entstehung wird wie folgt erklärt (Stephansson 1971: 67-70): Ein kleiner Inselberg aus präkambri- schen Meta-Quarziten wurde von altpaläozoischen Sedimenten bedeckt. Dadurch ergab sich lokal eine gravitative Instabilität, die dazu führte, dass die mechanisch mobilere kambrischen Ton- und Alaunschiefer an den Flanken dieses Inselbergs in Folge des Überlagerungsdrucks durch die hangenden ordovizischen Kalksteine nach oben gepresst und dabei verstellt wurden.



Die Landoberfläche Öland zeigt sehr unterschiedliche Ausbildungsformen. Eine spezielle Landschaftsform stellt die „Alvaret“ dar, die weite Flächen in Mittel- und Südöland einnimmt. Charakteristisch sind baumlose Heideflächen, häufig durchsetzt mit Bereichen, in denen der felsige, z.T. leicht verkarstete Untergrund zu Tage

tritt (hier: die o.g. ordovizischen Orthoceren-Kalksteine).

Besonders im Süden Ölands sind Teile der Oberflächenmorphologie durch fossile Strandterrassen verschiedener Entwicklungsstadien der Ostsee geprägt (z.B. Königsson 1979), die vorwiegend Küstenparallele Höhenrücken bilden (Abb.4.5).

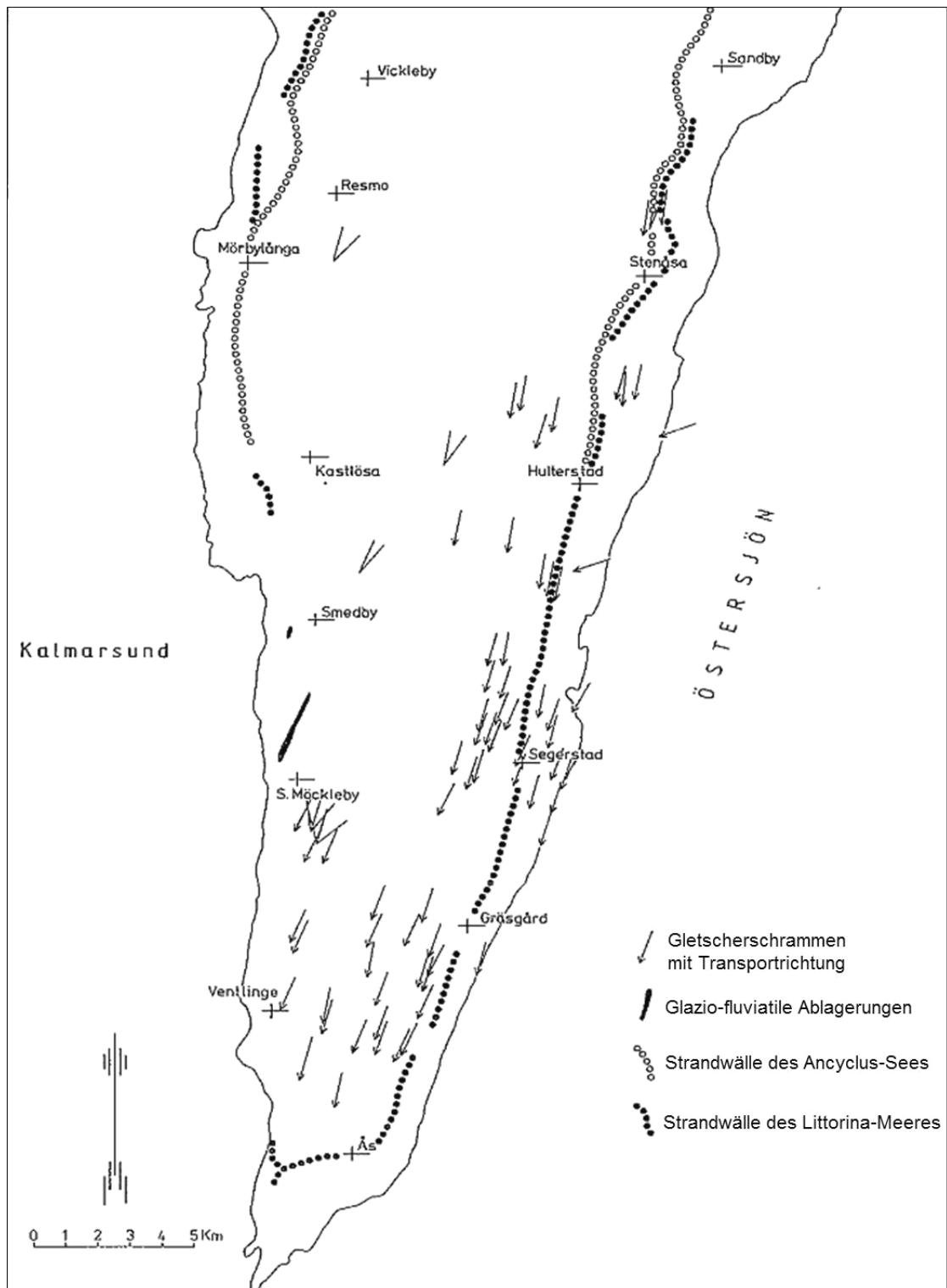


Abb. 4.5. Strandwälle und Eistransportrichtungen auf Südöland (leicht verändert nach Rudmark 1980; aus Björk et al. 2010).

Die Ancyclus-Wälle stellen wegen ihrer Höhenlage bevorzugte frühe Besiedlungsräume dar, insbesondere entlang der Westküste.

Die anhand von Gletscherschrammen ermittelten Eistransportrichtungen streuen um um ca. 190° (s. Abb. 4.5). Lokal sind

infolge der Eisbewegungen oberflächennah anstehende Schichten deformiert worden (Königsson & Linde 1977). Anfällig hierfür sind u.a. Grenzflächen zwischen Gesteinen mit deutlich unterschiedlichen Materialeigenschaften.

Alvar

„Alvar“ bezeichnet im Schwedischen ein weitgehend baumloses, für Ackerbau wenig geeignetes Land mit einer dünnen Vegetationsschicht auf einem Untergrund aus festen Kalksteinen. Unter Einwirkung spezieller Klimabedingungen (kalte Winter, heiße trockene Sommer, verbunden mit einer stark wechselnden Durchfeuchtung der Böden) konnte sich auf diesem Untergrund eine besonders große Vielfalt an Biotopen mit zahlreichen Pflanzen- und Tierarten entwickeln.

Stora Alvaret

Der „Stora Alvaret“ im Süden Ölands nimmt ca. ein Viertel der Inseloberfläche ein. Kleinere Alvarflächen kommen auch an anderen Stellen vor. Charakteristisch sind baumlose Heideflächen, häufig durchsetzt mit Bereichen, in denen der felsige, z.T. leicht verkarstete Untergrund zu Tage tritt (hier: ordovizische Orthoceren-Kalksteine). Als Beispiel für die artenreiche Flora seien an dieser Stelle die ca. 35 Orchideenarten und die ungewöhnliche Vielfalt an Strauch- und Krustenflechten erwähnt. In Verbindung mit der Agrarlandschaft Süd-Ölands wurde der Stora Alvaret im Jahr 2000 von der UNESCO zum 11. Weltkulturerbe Schwedens erklärt: *„Die heutige Landschaft des südlichen Öland ist ebenso sehr von ihrer langen Kulturgeschichte wie von geologischen und topographischen Gegebenheiten geprägt. Die Bauernlandschaft des südlichen Öland ist ein einzigartiges Beispiel dafür, wie der Mensch vielförmige Landschaft (...) auf optimale Weise nutzt“.*

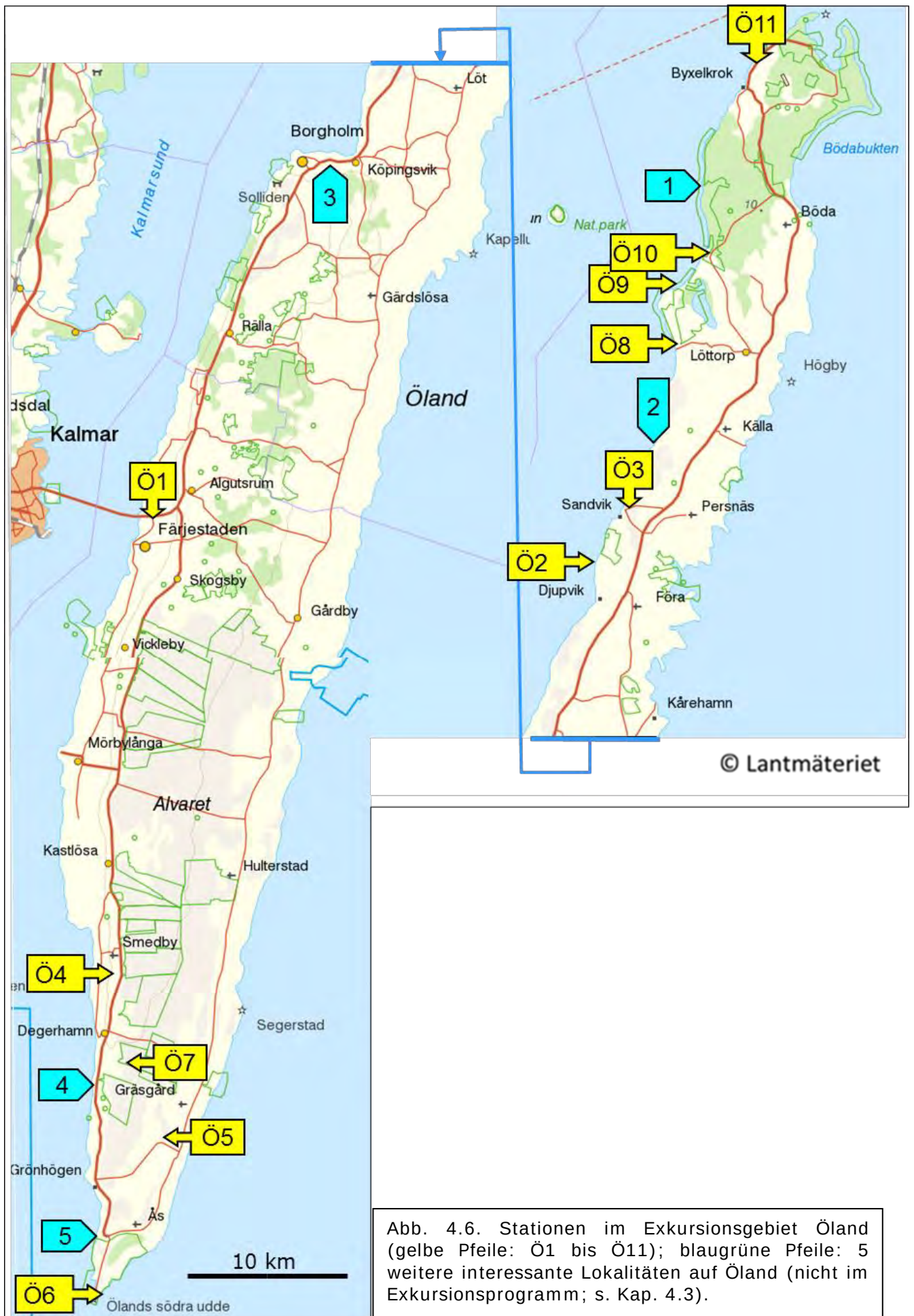
Gegenwärtig ist dieser Welterbe-Status gefährdet, da es Pläne gibt, im Süden Ölands größere Windparks zu errichten.

4.2 Stationen auf Öland

Aufgrund der gestreckten Form der Insel (ca. 137 km lang, max. ca. 16 km breit; s. Abb. 4.6) ergeben sich lange Fahrwege, um einige der interessantesten geologischen und kulturhistorischen Stationen zu besuchen. Anders als in Schonen, werden deshalb die geologischen Aufschlüsse nicht entsprechend ihrer stratigraphischen Abfolge angefahren; dies wäre mit noch weitaus längere Strecken verbunden.

Ö1. Touristik-Zentrum Kalmar/Öland (H 6282271, R 1541600)

Anfahrt nach Öland über die 6072m lange Kalmarsund-Brücke (auch Ölandbrücke), die im Jahre 1972 eröffnet wurde. Unmittelbar am Ende der Brücke Hinweisschild auf das „Ölands-Turistbyrå“. Modell der Insel Öland bietet gute Übersicht über das Programm der nächsten Tage (Fahrstrecken und Lage der Stationen). Landkarten und weiteres Informationsmaterial steht kostenlos zur Verfügung.



Ö2. Äleklinta (H 6317130, R 1558767)

Der Küstenaufschluss kann vom Strand aus von Äleklinta nach N erreicht werden. Eine andere Möglichkeit bietet ein Trampelpfad der oberhalb der Klippen beginnt und etwa am Südenende des Aufschlusses die Küste erreicht. Auf diesem Weg sind teilweise Schichten des Unterordoviziums aufgeschlossen, die auch im Spektrum der Strandgerölle zu finden sind.

In der ca. 8 m hohen Klippe (Abb. 4.7) sind Teile der Paradoxides Paradoxissimus Superzone des Mittleren Kambriums aufgeschlossen (Weidner & Nielsen 2009), und zwar der oberste Teil, der heute als „Äleklinta-Member“ bezeichneten Abfolge (ältere Bezeichnungen: „Paradoxissimus-Sand- oder Siltstein“, „Tessini-Sandstein“). Nach Angaben von Weidner & Nielsen (2009) nimmt die Mächtigkeit dieser Abfolge vom Südteil Ölands (ca. 70 m) nach Norden drastisch ab (1 m in Bohrung Böda Hamn). Die am Kliff von Äleklinta aufgeschlossene ca. 5 bis 6 m mächtige Schichtenfolge (Abb. 4.8) besteht im Wesentlichen aus dünnbankigen Siltsteinen mit Einschaltungen von Feinsandsteinen und Tonsteinen (z.T. calcitische Matrix).



Abb. 4.7. Küstenaufschluss Äleklinta.

In einigen Horizonten tritt auch Glaukonit und Pyrit auf. Die Ablagerung erfolgte in einer flachen marinen Bucht unter dem Einfluss wechselnder Strömungs- bzw. Transportrichtungen. Im oberen Teil des Aufschlusses folgt ein ca. 2m mächtiger Abschnitt der Alaunschiefer-Formation mit einem Konglomerat an der Basis, dessen unterordovizisches Alter durch Conodonten belegt ist (Stouge 2004). Demnach wären oberkambrische Teile der Alaunschiefer-Formation hier nicht vertreten, was frühere Annahmen widerlegt (z.B. Gedda 1993).

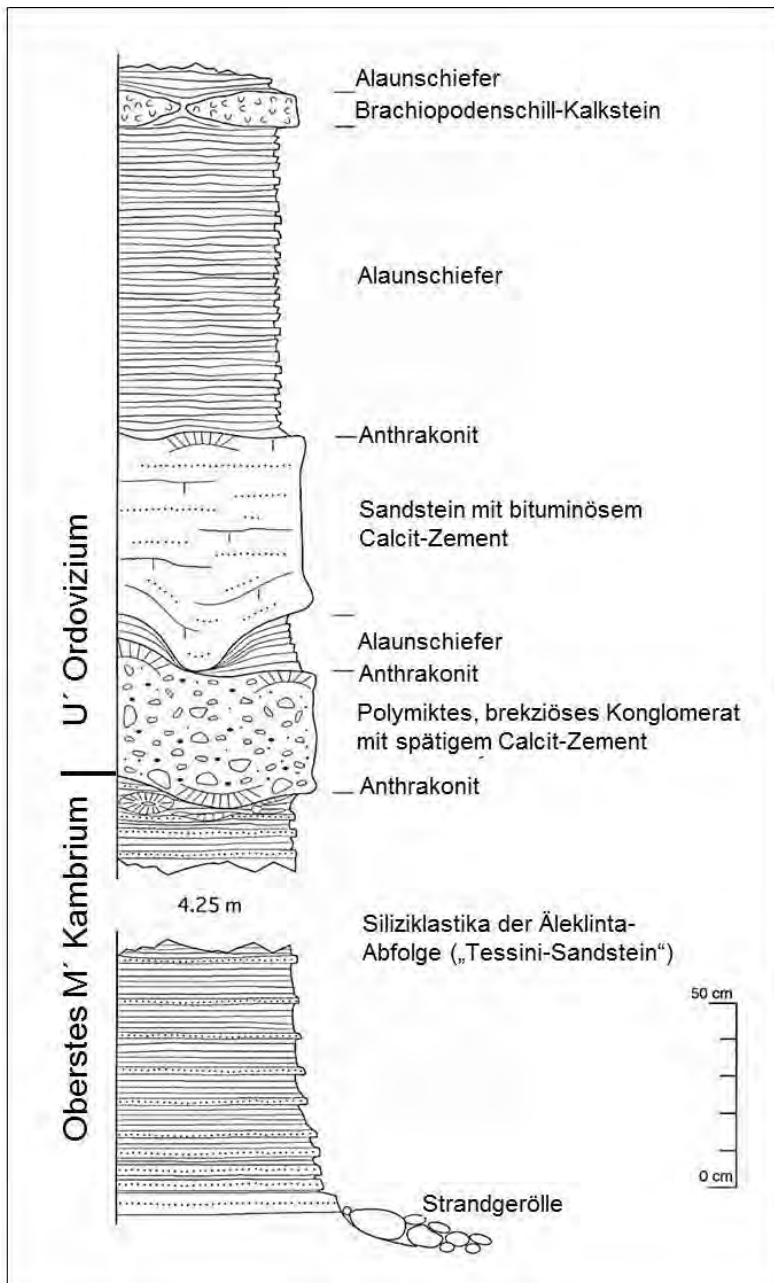


Abb. 4.8. Lithostratigraphisches Profil Äleklinta (aus Stouge 2004; leicht verändert).

Die Siliziklastika der Äleklinta-Abfolge beinhalten ein reiches Spektrum an Spurenfossilien (Abb. 4.9 u. 4.10) und anderen Sedimentgefügen (Martinsson 1965), deren Entstehung (biogen/nicht biogen) z.T. fraglich ist. Sehr häufig findet man Sohlmarken als erhabene Formen an den Unterseiten von Feinsandsteinen, u.a. kerbenförmige Eindrücke, die als Abdrücke von „Trilobiten-Wangenstacheln“, interpretiert werden (Abb. 4.10). Im Spektrum der Spurenfossilien dominieren *Teichichnus* und *Planolites* (Gedda 1993). Seltener sind dagegen Lauf-Grab- und Ruhespuren von Trilobiten (*Diplichnites*, *Cruziana*, *Rusophycus*), deren

Ansprache z.T. problematisch ist (Abb. 4.11 u. 12).

Als weitere Spurenfossilien sind u.a. Schrumpfungsmarken zu nennen, deren Entstehung in Verbindung mit einer Besiedlung durch mikrobielle Matten in einem flachmarinen Milieu erklärt wird (z.B. Calner & Eriksson 2011).

An körperlichen Fossilien sind vor allem Schill-Lagen mit Bruchstücken von *Paradoxides* (vor allem Wangenstachel) zu erwähnen, die im unteren Abschnitt der Schichtenfolge auftreten (Abb. 4.13).



Abb.4.9. Fossile Kotschnüre

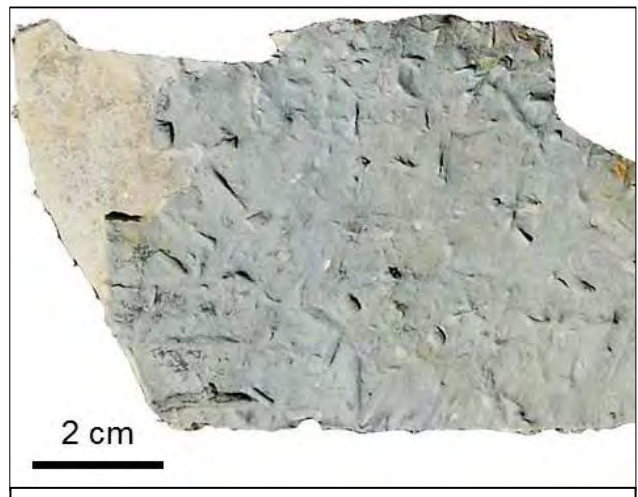


Abb.4.10. Vermutete Einschlagspuren von „Trilobiten-Stacheln“, daneben parallel ausgerichtete Schleifmarken (Foto: M. Kröger, C. Liebermann).

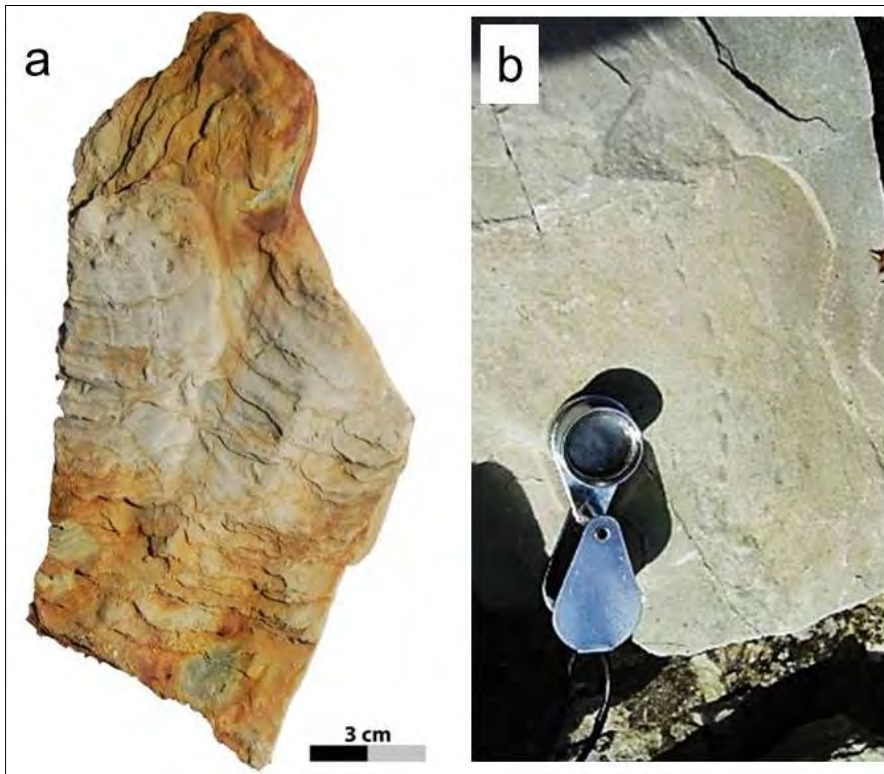


Abb. 4.11. Fragliche Bewegungsspuren von Trilobiten:

a - Eingrabs spur (*Cruziana*;
Foto: M. Kröger, C. Liebermann),

b - Laufspur (*Diplichnites*).

Aus verschiedenen Sedimentstrukturen, die auch in anderen Aufschlüssen im Mittelkambrium Ölands beobachtet wurden (vor allem Strömungsrippeln), lässt sich für diesen Zeitabschnitt eine im Mittel Südwestgerichtete Strömung ableiten (Martinsson 1965), die zeitweilig auch in eine gegenläufige Nordost-Richtung wechselte (Gedda 1993).

Im Spektrum der Strandgerölle findet man, neben den meist plattigen Silt- und Sandsteinen der Äleklinta-Abfolge, vor allem Gesteine der hangenden Schichten, u.a. große Anthrakit-Blöcke aus der Alaunschiefer-Formation (vergl. Aufschluss Degerhamn Ö7A) sowie unterordovizische Kalksteine, die im bewachsenen Teil des Kliffs anstehen.

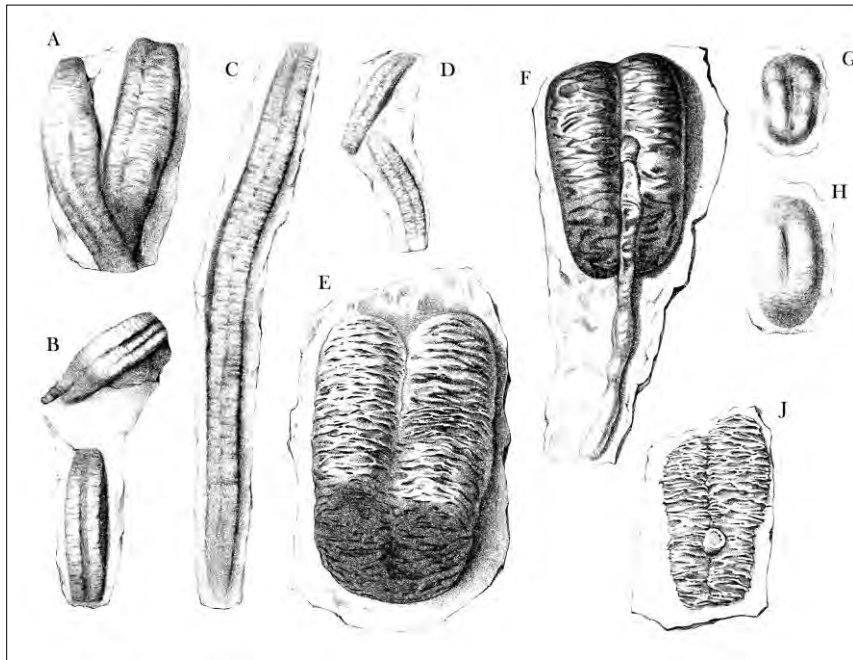


Abb. 4.12. Historische Zeichnungen von den Spurenfossilgattungen *Cruziana* und *Rusophycus* (veränderte Original-Bildtafeln), seinerzeit als Pflanzenfossilien betrachtet und alle als *Rusophycus* klassifiziert. A+B= „*Rusophycus clavatus*“ (eher als *Cruziana* anzusprechen), C+D= „*Rusophycus subangulatus*“ (ganz klar als *Cruziana* anzusprechen), E+F= *Rusophycus bilobatus*, G+H= *Rusophycus pudicus*, J= *Rusophycus bilobatus*.

Quelle: James Hall (1852) Paleontology of New York. Volume 2. (archive.org).

Ö3. Scheuermühle von Jordhamn, Kulturstopp (H 6330477, R 1565392)

Die Scheuermühle von Jordhamn ist die einzig erhaltene ihrer Art in Schweden. Sie wurde 1905 von Zimmerleuten aus Böda gebaut und diente dazu, die in der Nähe gewonnenen Kalksteine plan zu schleifen. Die so verarbeiteten Kalksteinplatten waren ein typisches Produkt der Kalksteinindustrie auf Öland und dienten u.a. als Material für Fußböden und Treppenstufen. Windgetriebene Scheuermühlen wurden auf Öland ab etwa 1850 eingesetzt und ersetzten die zuvor betriebenen Scheuerwanderungen. Hierzu wurden ca. 60 Steinplatten ringförmig auf dem Boden verlegt. In der Mitte des Rings war ein Eichenpfahl eingerammt, von dem ein oder zwei Balken ausgingen. An diesen Balken, die von Pferden oder Ochsen im Kreis gezogen wurden, waren die sog. Läufersteine befestigt, die gegen die im Ring ausgelegten Steine scheuerten. Als Schleifmittel wurden ständig Wasser und Sand zugegeben. Der Betrieb der Scheuermühle von Jordhamn wurde im Jahre 1938 eingestellt. Quelle: Wikipedia (leicht verändert).



Abb. 4.13. Historische Kalkstein-Schleiferei Jordhamn (Westküste Öland):

a- Scheuermühle

b- Scheuerwanderung.

Ö4. Gräberfeld von Gettlinge, Kulturstopp (H 6251350, R 1538900)

Das Gräberfeld liegt unmittelbar westlich der Reichsstraße 136 (kleiner Parkstreifen), ca. 4 km nördlich von Degerhamn. Am nördlichen Ende des Gräberfelds steht eine kleine Schautafel mit den wichtigsten Informationen.

Das Gräberfeld von Gettlinge erstreckt sich auf einer Länge von etwa 700 Metern westlich der Straße 136 zwischen Klinta und Gettlinge. Es ist das größte und schönste Gräberfeld von  Schiffssetzungen auf ganz Öland, wo es insgesamt ca. 200 solcher Felder gibt. Das Gräberfeld von Gettlinge besteht aus ca. 160 Einzelgräbern i.W. aus der Eisenzeit (500 v.Chr. bis 1050 n. Chr.).

Bei Untersuchungen gegen Ende des 19. Jahrhunderts wurden in einigen Hügeln Steinsärge und ungebrannte Leichen innerhalb runder und quadratischer Steinsetzungen gefunden. Als Beigaben enthielten sie u.a. Waffen (Schwerter, Lanzen-spitzen, Speerspitzen) sowie Fragmente von Schilden und Messern. Anhand der Funde

konnte eine Nutzung des Gräberfelds über einen Zeitraum von mindestens 1000 Jahren festgestellt werden.

Bei den kleineren angerundeten Blöcken handelt es sich um Granite, Orthogneise und Amphibolite, die großen Platten sind ordovi-zische Orthoceren-Kalksteine.

Der Höhenrücken, auf dem sich das Gräberfeld befindet, besteht vermutlich z.T. aus glazio-fluviatilen Ablagerungen.

Andere Ausgrabungen auf Öland haben gezeigt, dass manche Grabstätten aus der Bronzezeit (ca. 1800 bis 500 v. Chr.), z.T. sogar aus der dem späten Neolithikum (ca. 2300 bis 1800 v. Chr.) stammen (z.B. Björk et al. 2010).



Abb. 4.14. Größte "Schiffssetzung" auf dem Gräberfeld von Gettlinge.

Schiffssetzungen

Eine Schiffssetzung (schwedisch: *skeppssättning*) ist ein Gräberfeld, das durch eine schiffs-rumpfförmige Anordnung von Gesteinsblöcken (meist Findlinge) gekennzeichnet ist und vor allem im skandinavischen Ostseeraum vorkommt. Die Anlage dieser speziellen Form von Grabfeldern fällt hauptsächlich in die späte Bronze bis frühe Eisenzeit. Sie stellen symbolhaft Schiffe dar, welche die Toten in das Totenreich bringen sollen.

Ö5. Burg Eketorp, Kulturstopp (H 6251350, R 1538900)

Kleines Info-Zentrum mit Geschäft (Andenken, Kaffee, Erfrischungen) und WCs, davor großer Parkplatz. Die Eintrittspreise zur Besichtigung der Burg richten sich nach der Saison und sind relativ hoch (Erwachsene ca. 75/120 Skr; Kinder/Jugendliche im Alter von ab 6 bis 19 Jahren ca. 40/80 Skr). Die Burg ist nur von Anfang Mai bis Ende August geöffnet. Für spätere Besichtigungen bzw. Führungen ist eine Anmeldung erforderlich (info@eketorp.se oder telefonisch: 0485-66 20 00).

Eketorp ist die am besten erhaltene bzw. restaurierte frühgeschichtliche Burg auf Öland (Abb. 4.15). Von den insgesamt 15 bekannten Burgen sind die ältesten ca. 5000 Jahre alt. Die archäologischen Ausgrabungen im Bereich von Eketorp fanden vor allem in den Jahren 1964 bis 1973 statt, der Wiederaufbau begann 1978. Die Geschichte von Eketorp kann in 3 Perioden zwischen ca. 300 und 1240 n.Chr. unterteilt werden:

Eketorp I: etwa 300 bis 400 n.Chr. Die Burg bestand aus einer ringförmigen Befestigungsmauer mit einem Durchmesser von 57 m. Darin befanden sich ca. 20 Häuser, deren Nutzung wegen mangelnder Funde aus dieser Zeit nicht geklärt ist. In jedem Fall diente Eketorp I als Fluchtburg und Versammlungsort.

Eketorp II: etwa 400 bis 650 n.Chr. Diese deutlich größere Anlage wurde an gleicher Stelle erbaut und zeigt die Struktur einer dörflichen Siedlung mit Wohnhäusern,

Ställen und Vorratsräumen. Es wird eine Einwohnerzahl von ca. 160 angenommen. Danach wurde Eketorp II wieder verlassen und blieb etwa 300 Jahre ungenutzt.

Eketorp III: 1170 bis 1240 n. Chr. Wiederaufbau mit Bau einer zweiten, äußeren Ringmauer, gepflasterten Straßen und Marktplatz. Die Bewohner waren in erster Linie Handwerker und Kaufleute. Verschiedene Funde deuten darauf hin, dass hier zeitweilig auch Militär stationiert war.

Innerhalb der Ringmauer befindet sich, neben restaurierten Wohngebäuden und Ställen (Abb. 4.16), auch ein Museum, in dem zahlreiche Fundstücke ausgestellt sind (Gebrauchsgegenstände, Schmuck, Waffen). Dabei werden die Steinhäuser der zweiten, die Holzhäuser der dritten Nutzungsphase zugeordnet. Insgesamt beträgt die Anzahl der ausgestellten Fundstücke ca. 26.000.



Abb. 4.15. Burg Eketorp; Blick vom Info-Zentrum nach Norden.



Abb. 4.16. Gebäude im Innern der Ringmauer; Quelle: Wikimedia Commons; Håkan Svensson (Xauxa).

Ö6. Vogelstation Ottenby (H 6229962, R 1536853)

Das ganz im Süden von Öland gelegene Ottenby ist einer der besten Plätze für Vogelbeobachtung in Schweden. Hier wurden bislang 377 Vogelarten beobachtet. In der 1946 gegründeten „Vogelbeobachtungsstation Ottenby“ wird eine umfassende und breite Vogelforschung betrieben. Das Tätigkeitsfeld beinhaltet u.a. die Erforschung der Reisewege der Zugvögel, Überwachung von Veränderungen in der Population sowie die Bedeutung der Vögel als Träger von Grippeviren. Jedes Jahr werden rund 20000 Vögel beringt. Die Vogelbeobachtungsstation ist zudem an Forschungsprojekten zum Vogelflug auf der Insel Capri in Italien und in Nigeria beteiligt. In dem Ausstellungszentrum „Ottenby Naturum“ werden vor allem die Themen Zugvögel und Vogelflug präsentiert, daneben aber auch allgemein über die vielfältige Tier- und Pflanzenwelt der Gegend informiert.

Ganz in der Nähe befindet sich der „Långe Jan“, der knapp 42 m hohe Leuchtturm an der Südspitze Ölands mit einem kleinen Leuchtturm-Museum.



Abb. 4.17. Südspitze von Öland mit dem Ausstellungszentrum „Ottenby Naturum“ und dem Leuchtturm „Långe Jan“. Quelle: Wikimedia Commons: L.G.foto.

Ö7. Zementwerk Degerhamn (H- und R-Werte siehe Einzelaufschlüsse A, B, C)

Das sehr weitläufige Betriebsgelände kann nur mit Genehmigung durch die Firmenleitung betreten werden (Kontaktadresse z.Zt. (2015): urban.kristoffersen@cementa.se). Aus sicherheitstechnischen Gründen werden neuerdings nur bestimmte Besuchszeiten angeboten, z.B. nach Feierabend oder außerhalb der Lastverkehr-Zeiten. Bei Besuch muss sich die Gruppe am Werkstor anmelden (Telefon an der Pforte) und wird dann dort in Empfang genommen. Es wird dringend empfohlen auf dem Werksgelände Warnwesten und Schutzhelme zu tragen. Von frischen Abbauwänden im Steinbruch sollte ausreichend Abstand gehalten werden.

„Alunbruket“ (s. Wegweiser) bezeichnet einen ehemaligen Abbaubetrieb von Alaunschiefern. Informationen hierzu liefert ein kleines Museum auf diesem Gelände; s.a.: <http://bergstigenderhamn.se/>

A. Straße zum Steinbruch, Profil unmittelbar östlich der Unterführung (H 6246512, R 1537600)

Aufgeschlossen ist ein mehrere Meter mächtiges Profil (ca. 3,5 m) innerhalb der Alaunschiefer-Formation im Grenzbereich Oberkambrium / Unteres Ordovizium (Abb.

4.18 u. 4.19), wobei das alleroberste Kambrium nicht entwickelt ist (Acerocare-Zone; z.B. Erdmann & Huttel 1988).



Dictyonema-Schiefer

Ruschelzone
(in Dictyonema-Schiefer)

Kalkstein-Konglomerat

2 Kalksteinbänke mit Trilobitenschill,
Anthrakonit-Linsen (unregelmäßig
angeordnet)

bituminöse Tonschiefer-
Zwischenlagen

Alaunschiefer mit konkretionären
Stinkkalk-Linsen,
Anthrakonit-Krusten

Abb. 4.18. Profil im Übergangsbereich Oberkambrium/Unterordovizium (Alaunschiefer-Formation); Aufschlussfoto mit Kennzeichnung markanter Horizonte (vergl. Abb. 4.19).

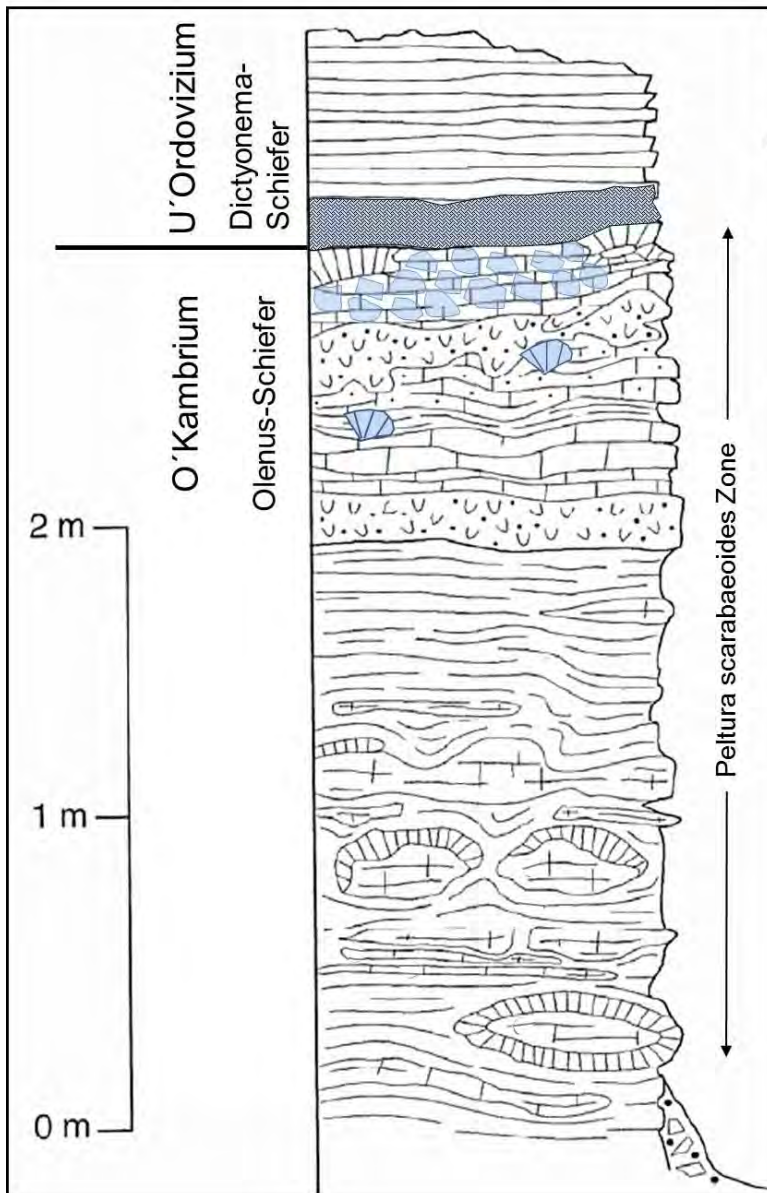


Abb. 4.19. Aufschluss-Skizze aus Stouge (2004); leicht verändert und ergänzt durch eigene Beobachtungen (hellblau): Ruschelzone, Konglomerat, Anthrakonit-Linsen (vergl. Abb. 4.18.)

Auch die auflagernden Dictyonema-Schiefer, die nach Westergård (1944) im Gebiet von Degerhamn ca. 5,1 m mächtig sind, weisen vermutlich in den tiefsten Abschnitten eine Schichtlücke auf. Die unteren Abschnitte des Profils bilden Alaunschiefer mit Stinkkalk-Linsen, die auch im weiteren Verlauf der nach S verflachenden Straßenböschungen aufgeschlossen sind. Die Alaunschiefer sind häufig in einer Kontaktzone um die Stinkkalk-Linsen wellig verformt, hervorgerufen durch das frühdiagenetische konkretionäre Wachstum der Linsen in den noch unverfestigten bituminösen Tonschichten. Darüber folgt ein Horizont, bestehend aus zwei Schillkalkbänken (vornehmlich Trilobiten; Abb. 4.20), einem Kalkstein-Konglomerat

mit mehrere cm großen Komponenten (Abb. 4.21) sowie unregelmäßig angeordneten Anthrakonit-Linsen (Abb. 4.22). Die Kalksteine sind meistens durch dünne Lagen von Alaunschiefer getrennt. Auch die Stinkkalk-Linsen sind sehr fossilreich und enthalten neben Trilobiten auch gut erhaltene Mikrofossilien (Conodonten, Acritarchen). Biostratigraphisch fällt das hier aufgeschlossene Oberkambrium weitgehend in die Trilobiten-Zone *Peltura scarabaeoides* (Zitate in Ribecai & Tongiorgi 1997). Eine detaillierte biostratigraphische Gliederung, basierend auf Conodonten, wurde von Bagnoli & Stouge (2013) erstellt.

Die auflagernden Dictyonema-Schiefer sind in einer ca. 25 bis 35 cm mächtigen Zone im Kontakt zu den liegenden Kalksteinen bruchhaft verformt (s. Abb. 4.18, 4.19 und 4.23). Denkbar ist, dass diese „Ruschelzone“ durch Reibungskräfte infolge von Eistransport erzeugt wurde. Dabei konzen-

trierte sich die Verformung über einer markanten rheologischen Grenze im auflagernden inkompetenteren Material. Der Eis-transport während der jüngsten Kaltzeit (Weichsel) erfolgte in der Region Südöland etwa in Richtung 190° (s. Abb. 4.5).



Abb. 4.20. Trilobiteschill-Lage (Foto: Manuel Reinhardt).



Abb. 4.21. Kalkstein-Konglomerat (Foto: Janeta Klaus).



Abb. 4.22. Schichtaufwölbung durch frühdiagenetisch gesprossene Calcit-Kristalle (Anthrakonit).

Für die stratigraphischen Einstufungen in den Aufschlüssen Ö7B und Ö7C (s. Abb. 4.24) mussten Daten aus verschiedenen Quellen angeglichen werden, um eine Verknüpfung mit der entsprechenden Untergliederung in Abb. 4.2 herzustellen.



Abb. 4.23. Bruchhaft verformte Basis der Dictyonema-Schiefer (Ruschelzone).

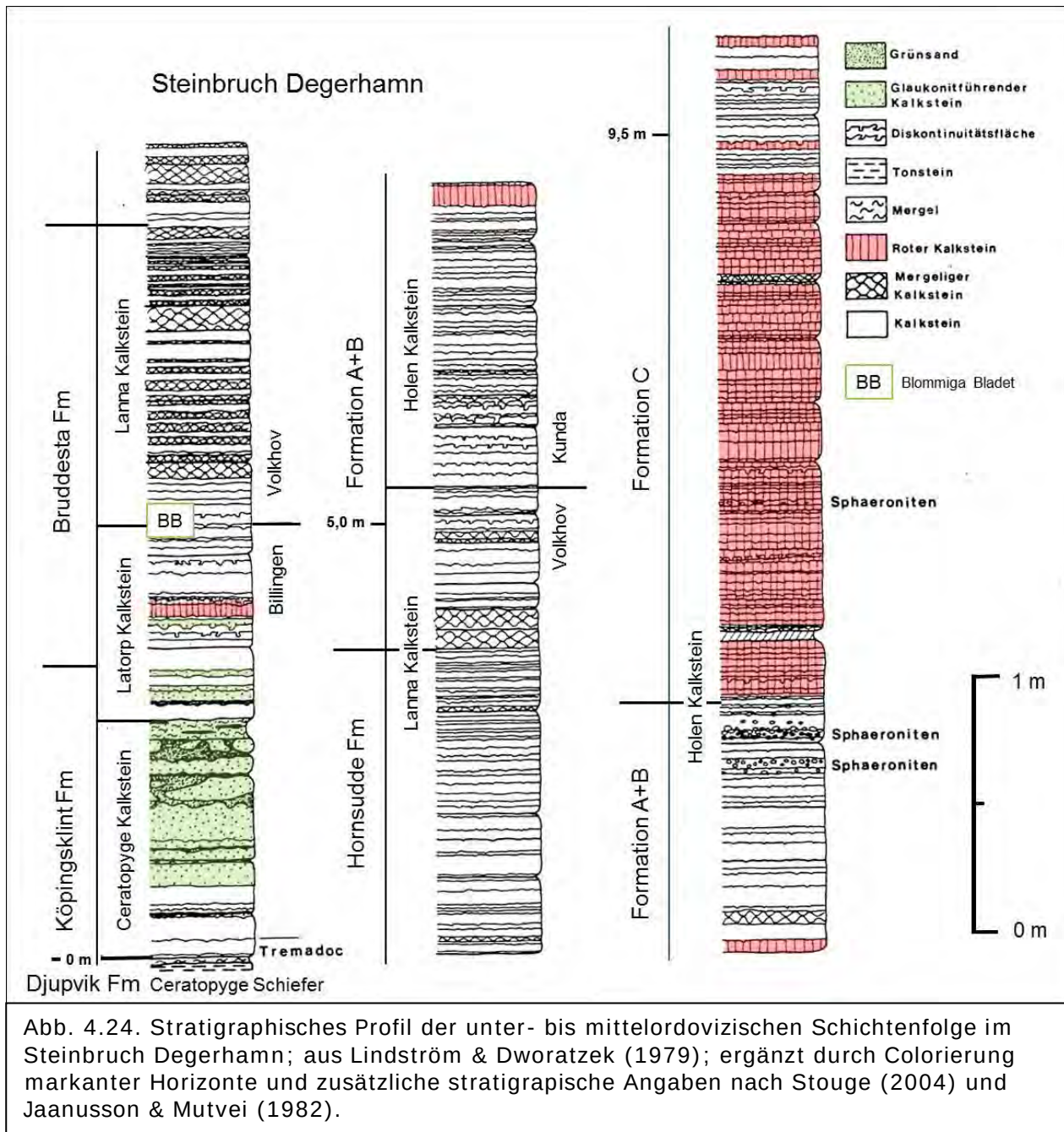


Abb. 4.24. Stratigraphisches Profil der unter- bis mittelordovizischen Schichtenfolge im Steinbruch Degerhamn; aus Lindström & Dworatzek (1979); ergänzt durch Colorierung markanter Horizonte und zusätzliche stratigraphische Angaben nach Stouge (2004) und Jaanusson & Mutvei (1982).

B. Steinbruchwände unterhalb der Sohle, auf der sich ein kleines Betriebsgebäude befindet (H 6245065, R 1538728).

Das Betriebsgebäude steht auf einer Abbausohle, auf der sehr gut die Spuren von Sprengungen zu sehen sind (Flächen mit radial angeordneten Rissen). Die auf der nächsttieferen Sohle (oft stark durchfeuchtet) befindlichen Aufschlusswände können über eine Blockschutt-Böschung südöstlich vom Betriebsgebäude erreicht werden.

Das an der Ostwand aufgeschlossene Profil reicht von den obersten Abschnitten der Ceratopyge-Schiefer bis in die oberen Abschnitte der Latorp-Kalksteine (s. Abb. 4.24 und 4.25; vergl. Abb. 4.2). Die Ceratopyge-Schiefer sind im untersten Teil der Wand aufgeschlossen, mit wenigen cm Alaunschiefer an der Basis, welche von glaukonitischen Ton- und Siltsteinen überlagert werden, in die bis zu mehrere cm große Kalksteinlinsen eingebettet sind (Abb. 4.25). Fraglich ist, inwieweit es sich bei diesen Linsen um konkretionäre Bildungen oder um Konglomerat-Gerölle handelt (Abb. 4.26).

In diesem Abschnitt treten auch Lagen mit taschenförmigen Erosionsstrukturen auf, die vorwiegend mit Kalkstein-Fragmenten und Glaukonit-Sanden gefüllt sind (Abb. 4.27). Diese Erosionsformen könnten hochenergetische Strömungsereignisse dokumentieren oder evtl. als Paläo-Karststrukturen interpretiert werden, wie sie aus verschiedenen stratigraphischen Einheiten des Altpaläozoikums von Südschweden beschrieben werden (z.B. Lehnert et al. 2012; u.a. das sog. „Ceratopyge Regressive Event“ innerhalb der Djupvik-Formation).

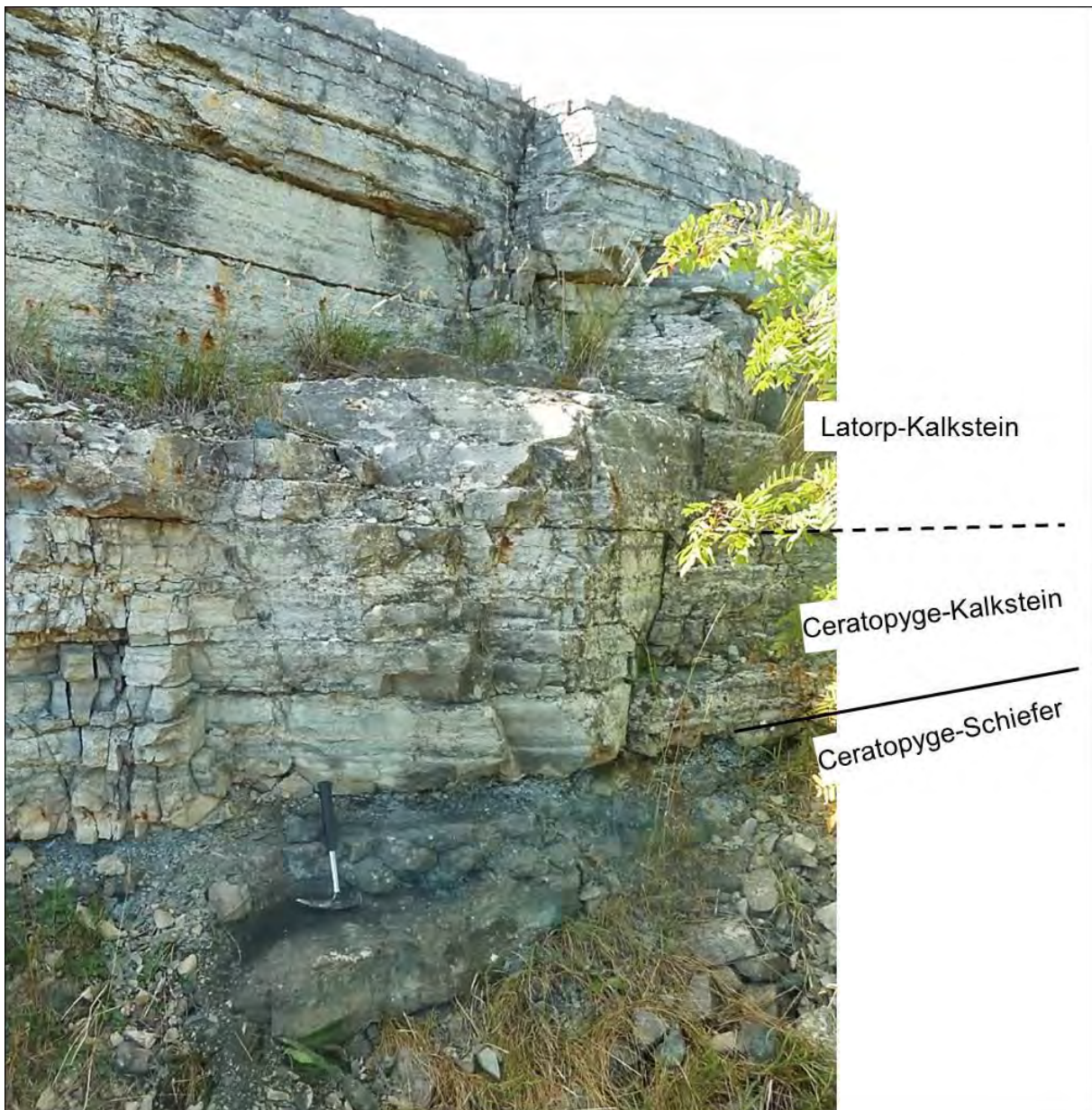


Abb. 4.25. Schrägansicht der östlichen Aufschlusswand mit wahrscheinlichen lithostratigraphischen Grenzen.



Abb. 4.26. Kalkstein-Linsen in glaukonitreicher Kalkstein-Matrix; Ceratomyge-Schiefer (Lesestein aus Grabenaushub im Bereich von Ö7C).



Abb. 4.27. Horizont mit taschenförmigen Erosionsstrukturen innerhalb des Ceratomyge-Schiefer; weitere Erläuterungen im Text.

Die o.a. Assoziation kann vermutlich vollständig der Djupvik-Formation zugeordnet werden (vergl. Abb. 4.2). Dünnpaltige, blättrig spaltende Alaunschiefer, die flächig in der z.T. mit Gras bewachsenen Abbausohle anstehen, repräsentieren vermutlich die tieferen, zur Alaunschiefer-Formation gehörenden Teile der Ceratomyge-Schiefer (evtl. auch oberste Dictynoma-Schiefer). In ihnen sind als häufige Fossilien Brachiopoden mit fein radial-gerippten Schalen zu finden.

Die Grenze zwischen den Ceratomyge-Schiefern und den auflagernden Ceratomyge-Kalksteinen (untere Köpingsklint-Formation) ist allein anhand von vorliegenden Literaturdaten nicht eindeutig zu ziehen. Vermutlich stellen die ersten massiven Kalkstein-Horizonte die Basis der Ceratomyge-Kalksteine dar, die auch noch glaukonitreiche Horizonte enthalten.

Der Latorp-Kalkstein besteht vorwiegend aus kompakten Bänken aus mikritischen Kalksteinen, die in den tieferen Teilen (Köpingsklint-Formation; vergl. Abb. 4.2) noch dünne glaukonitreiche Lagen bzw. Glaukonit-Krusten enthalten. Die darüber folgenden, vermutlich schon zur Bruddesta-Formation gehörenden Abschnitte setzen sich aus hellgrauen bis zu 7 cm dicken

mikritischen Kalkstein-Bänken zusammen, die oft durch dünne grünliche Mergellagen getrennt sind. Vereinzelt treten schichtparallele Diskontinuitätsflächen aus (Drücklösungshorizonte, Hartgründe). Besonders auffällig sind Horizonte mit Anreicherungen von Pyrit-Knollen" (z.T. idiomorphe Einzelkristalle oder Kristall-Aggregate), die meistens breite braune Verwitterungs- (Oxidations-) säume besitzen (Abb. 4.28). Die Pyritbildung erfolgte wahrscheinlich frühdiagenetisch in kleinräumigen Milieus, in denen durch Abbau von organischem Material reduzierende Bedingungen herrschten.



Abb. 4.28. Horizont innerhalb der Latorp-Kalksteine mit Anreicherung von Pyrit-„Knollen“; weitere Erläuterungen im Text.

C. Östliche Abbauwand (H 6244858, R 1539271).

Es wird empfohlen, sich bei der Betrachtung der Gesteine auf den reichlich vorhandenen Abbau-Schutt zu beschränken. Von den z.T. sehr instabilen Abbauwänden sollte man sich fernhalten.

In der östlichen Abbauwand sind im wesentlichen Lanna- und Holen-Kalksteine der Volkhov-bzw. Kunda-Stufe aufgeschlossen (s. Abb. 4.24). Als markante Leitbänke findet man in diesem Teil des Steinbruchs (Abb. 4.29) zwei Kalksteinhorizonte mit einer extremen Anreicherung von -Sphäronites-Gehäusen (Abb. 4.30). Diese Leitbänke liegen unmittelbar unterhalb einer Abfolge von rötlichen Kalksteinen und markieren die Obergrenze der Formation A+B (s. Abb. 4.24; vergl. Abb. 4.2). Eine weitere, weniger markante Bank mit Sphäronites-Gehäusen tritt ca. 0,7 m höher in den rötlichen Kalksteinen auf. In Südschweden sind derartige Bänke in entsprechenden stratigraphischen Niveaus weit verbreitet. Ob sie auch eine biostratigraphische Grenze markieren, ist umstritten.

Die Sphäronites-Gehäuse wurden frühdiagenetisch mit Kalkschlämmen gefüllt, deren Schichtung eine „fossile Wasserwaage“ darstellt. Diese Internsedimente sind deutlich feinkörniger als die Kalksteine, in denen die Gehäuse eingebettet sind (Abb. 4.31). Offensichtlich ist nur ein Feinfraktionsanteil aus der umgebenden Matrix über feine Poren selektiv in die Gehäuse eingeschlammmt worden. Die Resthohlräume wurden mit spätigem Calcit gefüllt, der aus zirkulierenden Porenwässern auskristallisierte. Der Zustrom der Porenwässer erfolgte pulsierend, was durch Wachstumszonen in den Kristallen belegt ist, die durch Kathodolumineszenz-Farbsäume abgebildet werden (Abb. 4.32). Als Ursache für diese Pulse könnten z.B. Krusten-Undulationen durch Gezeiten-Bewegungen in Betracht kommen.



Abb. 4.29. Östliche Steinbruchwand mit rötlichen Kalkstein-Horizonten innerhalb der Orthoceratenkalke der Kunda-Stufe (Holen-Kalkstein).



Abb. 4.30. Kalkstein-Block mit massenhaft angereicherten Gehäusen von Sphaeronites.



Abb. 4.31. Anschnitt von Sphaeronites-Gehäusen mit mikritischen Internsedimenten und radial gewachsenen Calcitkristallen in den ehemaligen Resthohlräumen (fossile Wasserwaagen).



Abb. 4.32. Mikroskopisches Bild eines Sphaeronites-Gehäuses (gekreuzte Polarisatoren). Darin eingesetzt ist ein Mosaik mit Kathodolumineszenz-Farben, die deutliche Wachstumszonen im Calcit erkennen lassen.

Starke Anreicherungen von extra-terrestrischen Chromit-Körnern in einem Horizont der unteren Kunda-Stufe werden auf einen Eintrag in Folge eines Meteoritenzerfalls zurückgeführt. Extreme Anomalien, die weiträumig in Südschweden (u.a. auch im Stbr. Degerhamn) auftreten, deuten darauf hin, dass der extraterrestrische Eintrag über einen längeren Zeitraum um etwa 2 Größenordnungen höher war als der rezente (z.B. Schmitz et al. 2003).

Sphaeronites (Beutelstrahler; Cystoidea).

Die Theka besteht aus perforierten Platten, deren Struktur, und Anordnung sowie Anzahl und Position der Poren der weiteren Zuordnung dienen. Die hier vertretene Gattung Sphaeronites pomum besitzt eine kugelförmige Theka aus kleinen rhombenförmigen Platten mit je zwei Poren (Diploporita). Diese Form hatte nur einen kurzen Stiel, mit dem sie sich auf festem Untergrund anhaften konnte. Mund- und Afteröffnung lagen dicht nebeneinander. Durch Bewegungen mit armähnlichen Gebilden (Brachiolen) wurde mit dem Wasser die Nahrung dem Mund befördert. Quelle: GeoLexikon „Das Lexikon der Erde“; geoDZ.com/

Ö8. Kristinelund (H 6338610, R 1567450)

Der Küstenaufschluss mit seinen treppenförmig angeschnittenen Kalkstein (sitz) bänken eignet sich auch gut als Rastplatz.

Bei den im Küstenaufschluss Kristinelund (Abb. 4.33) anstehenden mittelordovizischen Kalksteinen der Kunda-Stufe (Holen-Kalkstein; vergl. Abb. 4.2a u. 4.24) handelt es sich um einen Biomikrit, der als Makrofossilien vor allem Orthoceraten enthält (Abb. 4.34), deren Gehäuse Längen von bis zu ca. 1 m aufweisen. Der Begriff „Orthoceraten-Kalk“ gilt hier als Sammelbezeichnung für entsprechende unter- bis mittelordovizische Kalksteine von der Hunneberg- bis zur Kunda-Stufe mit einer Gesamtmächtigkeit von bis zu ca. 16 m (s. Abb. 4.2a).

Die Kammern der Orthoceraten-Gehäuse zeigen unterschiedliche Füllungen (Abb. 4.34): Zum einen feinkörnige ehemalige Kalkschlämme, die fröhdiagenetisch in durch Lösung geöffneten Kammern sedimentiert wurden, zum anderen späterer Calcit, der spätdiagenetisch aus karbonatreichen Porenwässern auskristallisierte. In bestimmten Lagen (z.B. „Bloody Layer“; s. Abb. 4.2, Volkov-Stufe) sind die Orthoceraten-Gehäuse teilweise von stromatolithischen Krusten ummantelt.

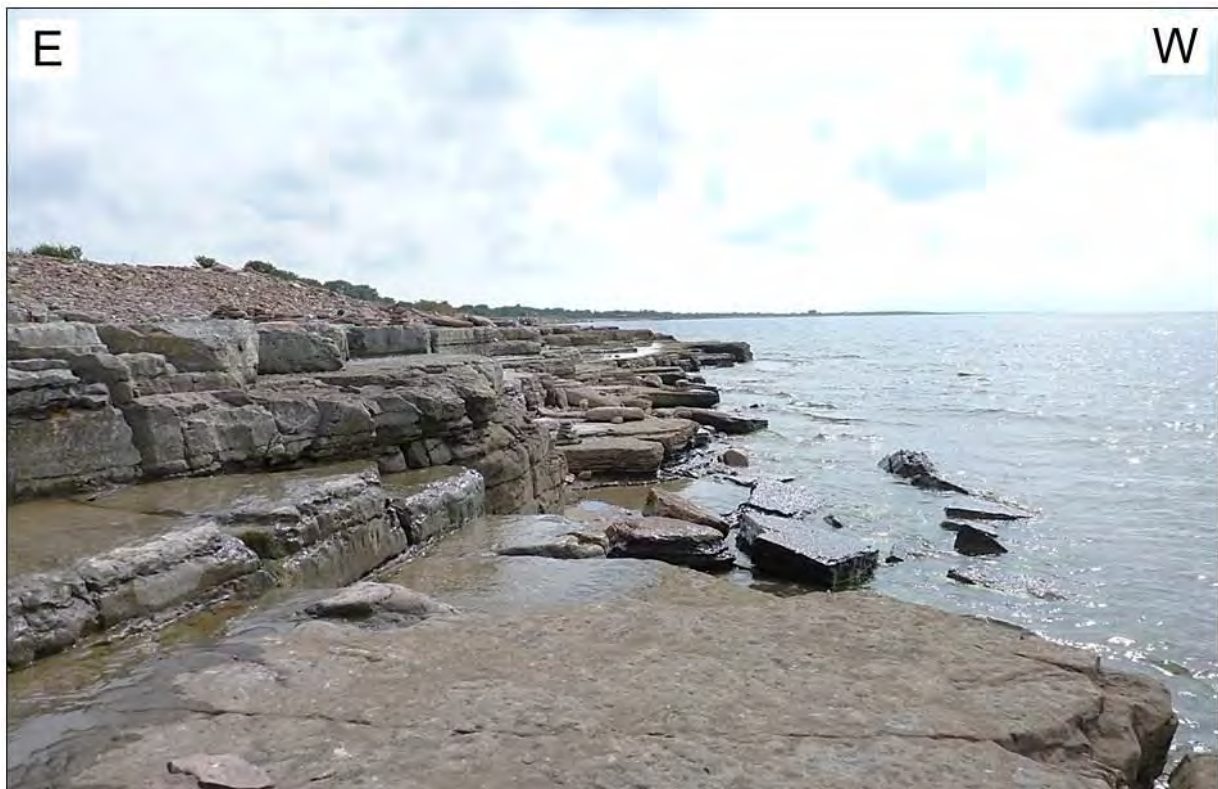


Abb. 4.33. Küstenaufschluss Kristinelund mit dickbankigen Orthoceraten-Kalksteinen.

Als zweithäufigstes Makrofossil sind Pygidien von Trilobiten zu finden (Abb. 4.35), vornehmlich der Gattung *Asaphus*. Ganzkörperliche Trilobiten sind hier extrem selten erhalten. Die übrigen, weniger stabilen Gehäuseteile sind vermutlich als Feinst-Schill Bestandteil der Kalkstein-

Matrix. Die weiteren biogenen Bestandteile der Matrix stammen vor allem von Echinodermen, Ostrakoden, Conodonten, Gastropoden, Brachiopoden und vermutlich auch Bryozoen. Der Karbonat-Gehalt liegt bei ca. 80 %, die Sedimentationsrate liegt in der Größenordnung 1 bis 2 mm/1000a.



Abb. 4.34. Steinkerne von Orthoceraten; Kammerfüllungen aus mikritischem Kalkstein oder Calcit-Kristallen; Bildbreite entspricht ca. 80 cm.



Abb. 4.35. Schwanzschild (Pygidium) eines Trilobiten der Gattung Asaphus; Bildbreite entspricht ca. 25 cm.

Aus der Einregelung der Orthoceraten-Gehäuse leitete Grahn (1986) für verschiedene Lokalitäten auf Öland ein Vorherrschen von N nach S gerichteten Strömungen ab. Dabei werden spezielle Regelungsformen als Indikatoren für zeitweilig sehr flaches Wasser gewertet. In den hier anstehenden Kalksteinen sind jedoch bei einfacher Betrachtung keine Vorzugsorientierungen der Orthoceraten-Gehäuse erkennbar.

Die Strandgerölle zeigen ein breites Spektrum an Lithologien. Es enthält, neben unterschiedlichsten Kristallingesteinen des Baltischen Schildes, vor allem verschiedene kambrische Sandsteine und Quarzite (Abb. 4.36). Auffälligste Vertreter dieser sog. „Kalmarsund-Sandsteine“ sind gebänderte Sandsteine, z.T. mit Schrägschichtung sowie Skolithos-Sandsteine, in denen sich die Grabgänge durch unterschiedliche Braunfarben von der helleren Grundmasse

abheben. Entgegen der vor allem in der Geschiebe-Literatur häufig vertretenen Meinung, dass diese Skolithos-Röhren mit primär andersfarbigem Sediment verfüllt wurden, wird die Färbung der Röhren z.T. auf diagenetische Prozesse zurückgeführt, z.B.: unterschiedliche Prozesse der Fe-Oxid-Ausfällung in den Röhren bzw. der Gesteinsgrundmasse (Davies et al. 2009: 20-21), was spezielle Farbmuster bestätigen (s. Abb. 4.36a; kreuzende Braunzonen). Daneben treten auch grünliche Glaukonit-führende Sandsteine auf. Die genannten Sandsteine wurden in einem flachmarinen Milieu auf dem Baltischen Festlandsockel abgelagert. Sie stehen heute noch im Randbereich des gegenüberliegenden Festlandes an und bilden den Untergrund des Kalmar-Sunds. Wegen ihres auffälligen Erscheinungsbildes zählen sie zu den Leitgeschieben.



Abb. 4.36. Markante Strandgerölle

a. Skolithos-Sandstein

b. Feingebänderter Kalmarsund-Sandstein.

Ö9. Küste nordöstlich von Hornsudde (H 6342560, R 1567360)

Zugang zur Küste erfolgt über eine Zaunleiter gegenüber einem Parkstreifen mit Infotafel, Mülleimer und Toilettenhäuschen. Der Felsküste vorgelagert ist ein Strand bestehend aus sub-rezenten Geröll-Terrassen.

An der Kliffküste sind Abschnitte der Latorp-Lanna- und Holen-Kalksteine des Unteren bis Mittleren Ordoviziums aufgeschlossen (Abb. 4.37). In den tieferen Teilen treten gehäuft grünliche Glaukonit-führende Kalksteine auf, die teilweise mit Hartgründen vergesellschaftet sind. Nach Lindström (1979) sind in der gesamten Schichtenfolge mindestens 40 Hartgründe entwickelt. Diese

Diskontinuitätshorizonte zeugen von häufigen Unterbrechungen der Sedimentation, frühdiagenetischen Verfestigungen und Korrosionsphasen, und sind, neben generell geringen Sedimentationsraten, typische Merkmale karbonatischer Plattformsedimente. Teilweise sind den Kalksteinen geringmächtige Mergel zwischengeschaltet.



Abb. 4.37. Küstenkliff nordöstlich Hornsudde mit jungen Felssturz-Blöcken.

Ein Konglomerat, das vermutlich die Basis des Ordoviziums repräsentiert, tritt nur gelegentlich unter den Strandgeröllen hervor (Abb. 4.38), ebenso die mit ca. 0,55 m Mächtigkeit unmittelbar auflagernden, hier glaukonitreichen Ceratopyge-Schiefer (Jaanusson & Mutvei 1982). Das Konglomerat enthält, neben Fragmenten aus dem Tremadoc, auch durch Fossilien belegte Komponenten aus dem Mittleren und Oberen Kambrium (Lindström & Dworatzek 1979)



Abb. 4.38. Kalkstein-Konglomerat (vermutlich Basis Ordovizium; Foto: S. Mosch)

Innerhalb der Lanna-Kalksteine tritt ein besonders markanter Hartgrund-Horizont auf, der aus zwei Kalksteinbänken mit Bohrgängen besteht und durch kräftige Farben auffällt (rot, gelb, blaugrün) und deshalb im Schwedischen als „Blommiga Bladet“ bezeichnet wird (im Englischen „Flowery Sheet“). Er stellt einen großflächig entwickelten lithostratigraphischen Leithorizont im Baltoskandischen Raum dar (Abb. 4.39). Seine Obergrenze markiert die biostratigraphisch definierte Grenze zwischen Unter- und Mittel-Ordovizium (Grenze Billingen/Volkov vergl. Abb. 4.2 und 4.24).

Bei den Bohrgängen handelt sich vermutlich um Wohnbauten eines der ältesten sog. Makrobohrer (*Gastrochaenolites oelandicus*), die im bereits verfestigten Substrat angelegt wurden (z.B. Ekdale & Bromley 2001; Eriksson 2010). Teilweise sind die vertikalen Bohrgänge durch horizontale Kanäle miteinander verbunden. Die Farbvielfalt ist auf verschiedene Prozesse während einer komplexen Diagenese zurückzuführen, u.a. Füllungen mit blaugrünen Mergeln, goethitische Imprägnierungen (z.B. Lindström 1979).



Abb. 4.39. Der im Wesentlichen aus zwei intensiv gefärbten Hartgründen bestehende „Blommiga Bladet“-Leithorizont (aus: Eriksson 2010; Foto: M. Calner).

Auf einzelne Horizonte innerhalb der Billingen-Stufe (obere Latorp-Kalksteine) beschränkte Schichtaufwölbungen (Abb. 4.40) wurden in älteren Untersuchungen als frühdia-genetische gravitative Rutschfalten in nur schwach verfestigten Bänken interpretiert Lindström (1963: Abb. 15). Dagegen sprechen u.a. eine zu geringe (Paläo-) Schichtneigung sowie das Fehlen damit assoziierter Dehnungsstrukturen. Nach dem heutigen Kenntnisstand ist eine Volumenzunahme einzelner Bänke durch frühdia-genetische Zementation als wesentliche Ursache für die Schichtaufwölbungen, die teilweise auch in das Liegende gerichtet sind, anzunehmen (sog. „Tepee-Strukturen“).

Eine entsprechende Erklärung wurde bereits von Gidon & Lindström (1965) diskutiert. Derartige Strukturen werden z.T. auch als „expansion ridges“ bezeichnet.

Derselbe Prozess wird auch für die Entstehung der großdimensionierten Schichtaufwölbungen angenommen (vergl. Kap. 4.1 und Abb. 4.3).

Als weitere Diskontinuitätsflächen treten schichtparallele Drucklösungsbahnen auf (Stylolithen). Gelegentlich findet man Handstücke, in denen sich, hervorgerufen durch Drücklösung, Orthoceren-Gehäuse „durchdringen“.



Abb. 4.40. „Tepee-Strukturen“ bzw. „expansion ridges“ in Kalksteinen der Billingen-Stufe; großdimensionierte Äquivalente vergl. Kap. 4.1 und Abb. 4.3).

Die Oberflächen der Hartgründe sind z.T. mit Glaukonitkrusten belegt (Abb. 4.41). Innerhalb der Bänke angereicherte Glaukonitkörner bestehen teilweise aus glaukonitisierten Mikrofossilien (z.B. Gastropoden etc.; Abb. 4.42). K/Ar-Datierungen an diesen Glaukoniten haben Alter von 420 Ma ergeben (Braukmüller et al. 2014). Diese Verjüngung gegenüber einem Sedimentationsalter von ca. 480 Ma könnte auf eine Störung des K/Ar-Isotopen-Systems durch Zufuhr K-reicher Fluide während der kale-

donischen Orogenese zurückgeführt werden. Auf dem unmittelbar gegenüber liegenden Festland sind im präkambrischen Grundgebirge entsprechende Ferneinflüsse der kaledonischen Orogenese durch hydrothermale Neubildungen belegt (Drake et al. 2009; s. Kap. 6).

Neben Glaukonit treten auch Phosphorit-Krusten auf den Hartgrundoberflächen auf. Außerdem sind feinkörnige Phosphat-Partikel in einigen Kalksteinbänken enthalten.



Abb. 4.41. Glaukonitkruste auf Hartgrund-Oberfläche.

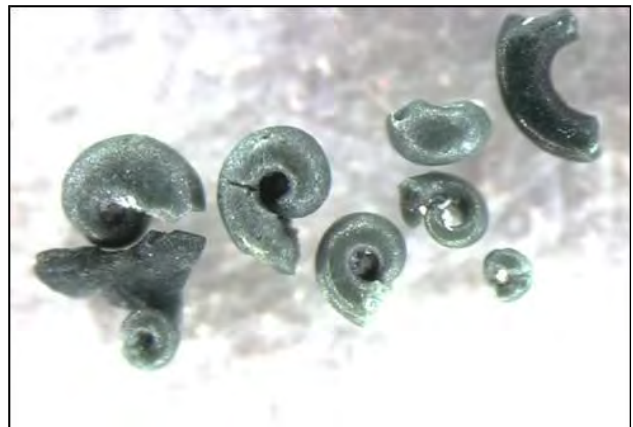


Abb. 4.42. Glaukonitisierte Mikrofossilien (vorw. Gastropoden) aus den hier anstehenden Kalksteinen.

Die junge Küstenerosion erfolgte maßgeblich durch Felsstürze über Brandungs-Hohlkehlen. Der jüngste größere Felssturz, der am Nordende des Aufschlusses durch große verstürzte Kalksteinblöcke dokumentiert ist (Abb. 4.37), soll in den frühen 1930-er Jahren stattgefunden haben.

Die ca. 9 km westnordwestlich im Kalmarsund gelegene Insel „Blå Jungfrun“ (Abb. 4.43) wird von einem Alkalifeldspat-Granit aufgebaut, der ein Alter von ca. 1450 Ma besitzt (z.B. Åberg et al. 1983) und damit einer Generation zugeordnet wird, die mit der Danopolonischen Orogenese in Verbindung steht (s. Kap. 1.4).

Die genauere Betrachtung entsprechender Gesteine (Götemar-Granit; s. Kap. 6) ist Teil des Exkursionsprogramms in der weiteren Västervik-Region. An dieser Stelle ergibt sich die Frage, wie ein Meso-Proterozoischer Granit als Massiv in altpaläozoischen Sedimenten auftreten kann. Erklärung: Das Granitmassiv bildete zunächst einen Inselberg (Monadnock) auf dem im Kambrium tiefgreifend erodierten Grundgebirge. Dieser wurde noch im Altpaläozoikum (vermutlich auch später im Mesozoikum) durch Sedimente bedeckt und später durch Erosion wieder freigelegt



Abb. 4.43. Blick auf das Granitmassiv der Insel „Blå Jungfrun“; im Vordergrund (sub-) rezente Strandterrassen, vorwiegend aus plattigen Kalkstein-Geröllen des anstehenden Ordoviziums.

Ö10. Küste bei Byrum (H 6344686, R 1569276)

An diesem Naturdenkmal ca. 1,5 km südwestlich von Byrum besteht absolutes „Hammerverbot“. Die hier entwickelten Felsbildungen stellen wegen ihrer markanten Formen eine touristische „Attraktion“ dar (Byrums raukar).

Die mittelordovizischen Vaginat-Kalke der Volkov- bis Kunda-Stufe besitzen hier einen lokal erhöhten Anteil an Ton, was zur Ausbildung von knolligen Kalksteinen mit mergeligen Zwischenlagen geführt hat. Diese Schichten sind im Vergleich zu den altersgleichen reineren Kalksteinen (z.B. Station Ö9) sehr viel verwitterungsanfälliger. Dadurch entstanden hier durch starke Erosion entlang eines steilen orthogonalen Kluftsystems (Nord-Süd- und Ost-West-Streichen) isolierte ca. 4 m hohe Felstürme, die als „Raukar“ bezeichnet werden (Abb. 4.44). Dieser kleinräumige Fazieswechsel ist vermutlich auf lokal verstärkten Eintrag von terrigenem Feindetritus über einen längeren Zeitraum zurückzuführen.

Im Basisbereich der Klippen befindet sich ein dunkel gefärbter Horizont, welcher

phosphatische und eisenreiche Ooide enthält (Nordlund 1989b). Derartige Ooid-Horizonte treten in mehreren Aufschlüssen Nordölands in unterschiedlichen Horizonten auf (s.a. Station Ö11). Die Ooide zeigen ein breites Spektrum bezüglich ihrer Zusammensetzung und Mikrostrukturen, was auf komplexe mehrphasige Wachstumsprozesse unter Einbeziehung frühdiagenetischer konkretionärer Phasen und Umkristallisationen im Sediment zurückgeführt wird (z.B. Sturresson 1986).

Die Lokalität wurde bereits von Bohlin (1949) beschrieben, der in diesem Ooid-Horizont Trilobiten der Spezies *Asaphus expansus* fand. In den hangenden Schichten (innerhalb der Felstürme) finden sich vereinzelt auch dünne Lagen/Linsen mit Kalk-Ooiden.



Abb. 4.44. Markante Verwitterungsformen an der Küste von Byrum („Byrums raukar“).

Ö11. Küste bei Hälludden (H 6359000, R 1574000)

Dieser Küstenaufschluss ca. 3 km nordnordöstlich von Byxelkrok kann, ausgehend von 3 Parkplätzen, über schmale Pfade erreicht werden, welche mehrere fossile Strandterrassen schneiden. An einem der Parkplätze befindet sich eine Schautafel mit Erklärungen zu diesem Naturschutzgebiet „Neptuni åkrar“ (Neptuns Felder).

Die geologische Thematik zu diesem Aufschluss ist zweigeteilt (**A, B**):

A: Am Küstenkliff ist auf ca. 2 km Länge ein ca. 7 m mächtiges Profil in Kalksteinen des Mittleren Ordoviziums aufgeschlossen, beginnend mit den Lanna-Kalksteinen (Volkov-Stufe) im Liegenden (Abb. 4.45). Wegen eines schwachen Einfallens nach N gelangt man entlang der Küste von Südwesten nach Nordosten in jüngere Schichten.

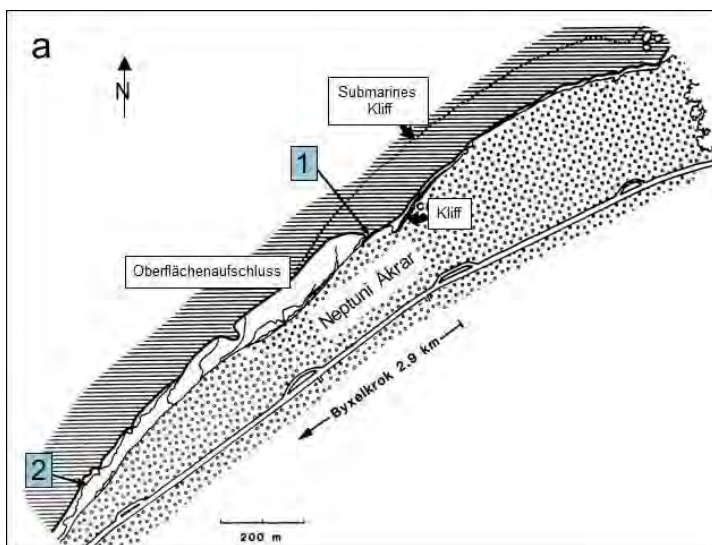
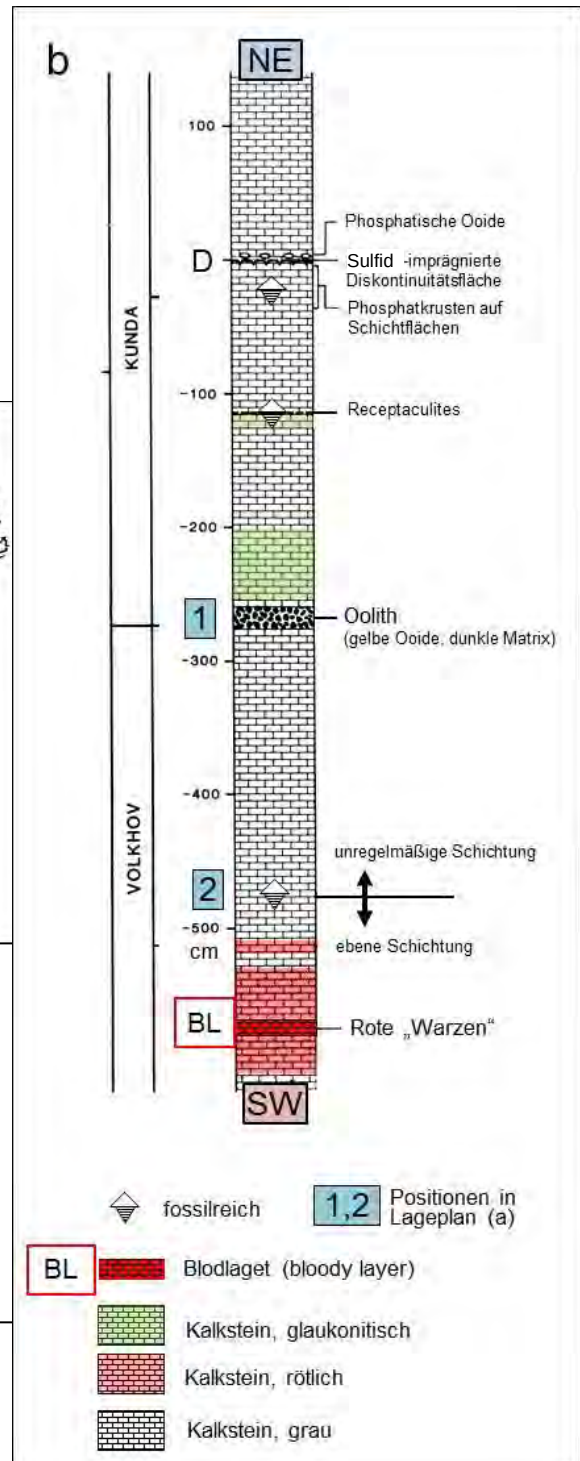


Abb. 4.45. Küstenaufschluss ca. 3 km nordöstlich von Byxelkrok (verändert, aus Norlund 1989a)

a. Lageplan mit Positionen gut aufgeschlossener Bezugshorizonte (vergl. Abb. b): 1-Oolith-Horizont an der Grenze Volkhov/ Kunda; 2-Grenze zwischen ebener Schichtung im Liegenden und unregelmäßiger Schichtung im Hangenden

b. Stratigraphisches Profil.



Die folgenden Erläuterungen basieren i.W. auf den Arbeiten von Nordlund (1989a und b): Ein markanter „Oolith“-Horizont der im Punkt 1 (Abb. 4.45a) gut erreichbar aufgeschlossen ist markiert die lithostratigraphische Grenze zwischen der Volkhov- und Kunda-Stufe (Abb. 4.45b). Echte Ooide wurden nicht hier, sondern nur in anderen Aufschlüssen im entsprechenden stratigraphischen Niveau beobachtet (z.B. Ö10). Für diese Ooide wird z.T. eine frühdiagenetische Bildung angenommen. Als Indiz hierfür wird u.a. ein kontinuierliches radialstrahliges Wachstum von Calcit-Fasern in die umgebende Sediment-Matrix angesehen. Auch ihre Einbettung in Tone spricht dagegen, dass die Ooide in einem hochenergetischen Milieu gebildet wurden. Der Oolith-Horizont markiert gleichzeitig eine Änderung der Sedimentationsbedingungen, die sich durch Veränderungen der Korngrößen-Verteilungen abbildet (energetisches Milieu).

Etwa 2,6 m darüber folgt ein geringmächtiger Horizont („D“ in Abb. 4.45b) mit phosphatischen Ooiden und Mikrofossilien, Sulfid-imprägnierten Diskontinuitätsflächen

B: Fossile Strandterrassen, Neptuns Gärten ( Neptuni Åkrar, strenger Naturschutz, nur Trampelpfade benutzen; Abb. 4.46)

Oberhalb von Aufschluss A befinden sich etwa 7 fossile Strandterrassen, die im Brandungsbereich des Littorina-Meeres (ab ca. 8000 Jahre vor heute; s. Abb. 1.9) entstanden und post-glazial isostatisch um mehrere Meter angehoben wurden. Als Gesamtbetrag der postglazialen Hebung können hier ca. 200 m angenommen werden, die aktuelle Hebungsrate beträgt ca. 1 mm/a. Die in den Terrassen enthaltenen Gerölle stammen vorwiegend aus den heute im nördlichen Teil des Küstenprofils anstehenden, jüngeren Einheiten des Mittleren Ordoviziums (Raniceps-Zone der Kunda-Stufe).

sowie unmittelbar darunter fossilreiche Lagen mit Phosphatkrusten auf den Schichtflächen. Für ihre Bildung werden mikrobielle Prozesse als wesentliche Ursache angenommen, z.B. organische Matten, aus denen während der Diagenese Phosphate freigesetzt wurden (Nordlund 1989b).

Ein weiterer markanter Horizont, der sog. „Bloody Layer“, liegt ca. 3 m unterhalb der Oolith-Lage innerhalb von rötlichen Kalksteinen. Er ist gekennzeichnet durch rötlich-braune „warzenförmige Gebilde“ mit Stromatolith-ähnlicher, laminierter Internstruktur.

In Süd-Zentralschweden wurde in mitteldovizischen Kalksteinen oft eine direkte Vergesellschaftung von Fe-reichen Ooiden mit vulkanischen Aschelagen nachgewiesen (Sturesson 1992), ein möglicher genetischer Zusammenhang ist jedoch umstritten.

Weitere Erläuterungen zur Sedimentologie der Schichtenfolge im Aufschluss „Hälluden“ finden sich in Eisenack (1976, 1978), Sturesson (1986, 1988).

Neptuni Åkrar (Neptuns Felder)

Diesen Namen erhielt das Gebiet von dem Naturforscher Carl von Linné während seiner Öland-Gotlandreise im Jahre 1741. Linné war u.a. an der Universität Uppsala als Professor für Medizin und Botanik tätig. Sein besonderes Interesse lag in der Kartierung der schwedischen Natur unter Berücksichtigung landwirtschaftlicher Methoden sowie lokaler Krankheiten und deren Heilungsmethoden



Carl von Linné (1707 -1778); Ausschnitt aus einem Gemälde von Jan- Henrik Scheffel.



Abb. 4.46. Strandwälle auf dem Nordost-Teil des Feldes „Neptuni åkrar“ im Satellitenbild.

4.3 Weitere Aufschlüsse auf Öland (nicht im Exkursionsprogramm; vergl. Abb. 4.6).

1) Küstenaufschluss Haget, Westküste zwischen Byxelkrok und Byrum; ca. 7 km südsüdwestlich von Byxelkrok:

Mittelordovizische Kalksteine der oberen Volkhov- bis unteren Kunda-Stufe (Hornsudde-Formation bis Formation C; z.B. Stouge & Bagnoli 1990); die hier ca 1,30 m mächtige Hornsudde-Formation mit dem „bloody layer“-Horizont liegt zeitweise unter Wasser, in der ca. 2,80 m mächtigen Formation A+B tritt eine markante Lage mit limonitisch/goethitischen Ooiden auf (z.B. Stouge 2004, Fig. 8).

2) Steinbruch Gillberga, direkt an der Westküste ca. 1,2 km südwestlich von Gillberga; wegen der heutigen touristischen Nutzung können sich die Aufschlussverhältnisse gegenüber den Angaben in der Literatur deutlich verändert haben:

Nach Stouge (2004) reicht die ca. 16 m mächtige Schichtenfolge von der Bruddesta-Formation bis in die Formation D; in der tiefsten Sohle ist der „Blommiga bladet“-Horizont aufgeschlossen (zeitweilig unter Wasser); Cephalopoden und Trilobiten treten vor allem in den Formationen C und D auf; die tieferen Abschnitte der Formation A+B sind glaukonitreich.

3) Köpinge Klint, an der Landstrasse 136 zwischen Borgholm und Köpingsvik (Südböschung); durch postglaziale Hebung landeinwärts verlagertes Küstenkliff; umzäuntes Privatgelände, Zutrittsgenehmigung wird empfohlen; auf der Hochfläche oberhalb der Klippen befindet sich ein Gräberfeld:

Typlokalität der Köpingsklint Formation. Die in einem ca. 8,50 m mächtigen Profil aufgeschlossene Schichtenfolge reicht von den unteren Ceratopyge-Schiefern (Alaunschiefer-Formation) bis in die höheren Lanna-Kalksteine (Hornsudde-Formation); detailliertes lithostratigraphisches Profil in van Wamel (1974), s.a. Stouge (2004: Fig.5).

4. Küstenaufschluss Albrunna, ca. 180 m südwestlich der Windmühle:

Oberes Mittelkambrium. Die ca. 1,5 m mächtige Abfolge (Äleklinta-Member) besteht im Wesentlichen aus einer Wechsellaagerung von feinkörnigen Kalksandsteinen und mergeligen Schiefern einer gut durch-

lüfteten Flachwasserfazies (Rippelmarken Schrägschichtung, Rinnenfüllungen, Bioturbation); Spuren und Schill von Trilobiten (Paradoxides); frühdiagenische Kristallisation von Pyrit um organische Reste im noch unverfestigten Sediment; hangende Schwarzschiefer der Alaunschiefer-Formation unter der Vegetationsdecke (Erdtmann & Huttel 1988).

5. Küstenaufschluss westlich Ottenby, unmittelbar westlich des Gutshofs „Ottenby“:

Unterordovizium bis unteres Mittelordovizium. Das ca. 3,5 m mächtige Profil beginnt mit den Dictyonema-Schiefern an der Basis (Alaunschiefer-Formation) und endet in Lanna-Kalksteinen der Bruddesta-Formation (Megistaspis aff. limbata Zone); Profildarstellungen in Tjernvik (1956), s.a. Stouge (2004, Fig. 13). In einer Aufnahme von Walliser (s. Alberti & Walliser 1983: 29) folgen darüber noch ca. 40 cm Schwarzschiefer mit Stinkkalken; lt. Jaanusson & Mutvei (1982: 10) bester Aufschluss von Ceratopyge-Kalkstein auf Öland.

Notizen

5. Tiefenlabor Äspö

Das Tiefenlabor Äspö (Abb. 5.1) befindet sich auf einer kleinen Insel ca. 23 km nordöstlich von Oskarshamn in der Nähe des dortigen Kernkraftwerks (Simpevarp) und einem Zwischenlager für verbrauchte Kernbrennstäbe (CLAB). Die Abteilung für Öffentlichkeitsarbeit bietet für Gruppen Führungen unter Tage und Besichtigungen der Ausstellungsräume an. Anmeldungen sollten frühzeitig vorgenommen werden (besok@skb.se). Mit der Bestätigung der Buchung wird, neben Programm und Lage-

plan, ein Vordruck für eine TeilnehmerInnen -Liste zugeschickt, die spätestens etwa 2 Wochen vor Anreise ausgefüllt eingereicht werden muss (Name, Wohnort, Nationalität). An der Pfortneranlage und im Empfangsraum muss ein gültiger Personalausweis vorgelegt werden. Vor der Einfahrt mit einem betriebseigenen Bus wird i.d.R. ein Einführungsvortrag (in Englisch) angeboten. Es wird empfohlen, den ExkursionsteilnehmerInnen die wichtigsten Fakten vorab zu erläutern.

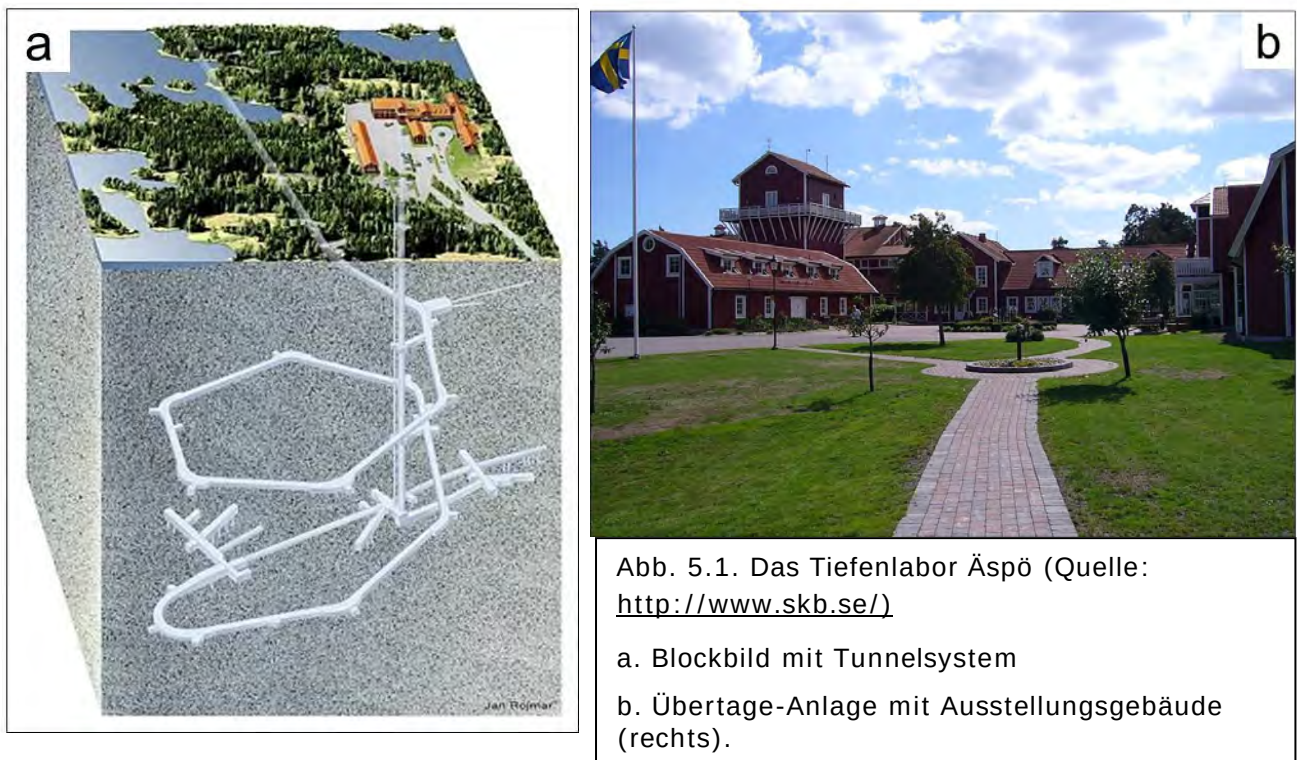


Abb. 5.1. Das Tiefenlabor Äspö (Quelle: <http://www.skb.se/>)

a. Blockbild mit Tunnelsystem

b. Übertage-Anlage mit Ausstellungsgebäude (rechts).

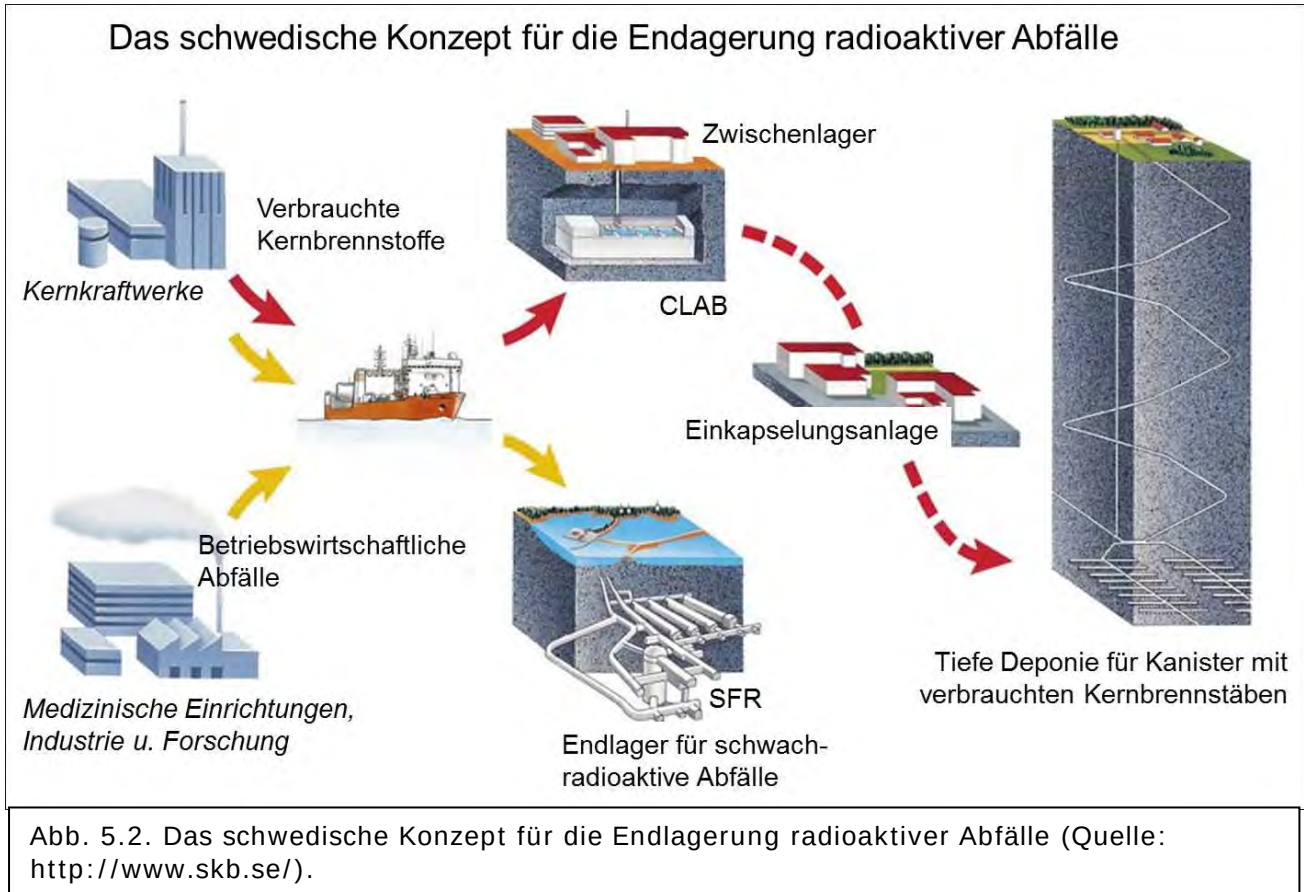
5.1. Das schwedische Konzept für die Endlagerung radioaktiver Abfälle

In Schweden sind die Betreiber der Kernkraftwerke für die Entsorgung und die Endlagerung der anfallenden radioaktiven Abfälle verantwortlich (Abb. 5.2). Für die Durchführung dieser Aufgaben einschließlich Transport und Zwischenlagerung der Abfälle wurde die Gesellschaft „SKB“ (Svensk

Kärnbränslehantering AB) gegründet. Ihre Finanzierung erfolgt über den „Nuclear Waste Fund“ (Fond für die Entsorgung nuklearer Abfälle). Der Fond wird von den Betreibern finanziert, und der staatlich festgelegte Betrag liegt z.Zt. (Stand 2014) bei umgerechnet ca. 0.67 Eurocents pro

erzeugter kWh. Aus dem Fond werden Forschungsarbeiten, die Entwicklung von Technologien, Anlagen und alle anderen

Investitionen in die Entsorgung atomarer Abfälle finanziert.



Im Gegensatz zu vielen anderen Ländern sind in Schweden weder Salzstöcke noch tonige Schichtfolgen mit ausreichenden Mächtigkeiten als mögliche Rahmengesteine für tiefe Endlagerungsanlagen vorhanden. Da zudem ein Export radioaktiver Abfälle aus politischen Gründen ausgeschlossen wurde, mussten Konzepte für eine Endlagerung in Kristallingesteinen des Präkambrischen Grundgebirges entwickelt werden. Für die Durchführung der hierfür notwendigen Grundlagenforschung wurde, nach Abschluss im Jahre 1986 eingeleiteter Vorstudien, zwischen 1990 und 1995 das Tiefenlabor Äspö bei Oskarshamn eingerichtet. Es handelt sich hierbei um ein

spiralförmiges Tunnelsystem mit abzweigenden Teilstrecken, das ständig erweitert wurde. Mittlerweile besitzt es eine Gesamtlänge von ca. 3,6 km und erreicht eine Tiefe von 460 m. Der Tunnelbau (Streckenvortrieb) wurde vorwiegend durch Sprengung und ergänzende Ausräumverfahren, z.T. aber auch mit einer speziellen Tunnelbohrmaschine durchgeführt (Tunneldurchmesser 5 m). Dieses Gerät musste wegen seiner Größe vor Ort (d.h. unter Tage) aus kleineren Einzelteilen zusammengebaut werden.

Das Tiefenlabor von Äspö dient(e) ausschließlich für wissenschaftlich-technische Experimente unter Beteiligung zahlreicher

Arbeitsgruppen aus mehreren Ländern beteiligt sind (u.a. Geobiologie GZG, Universität Göttingen; z.B. Heim et al. 2012). Es war nie für eine Endlagerung vorgesehen. Als Standort für das zu errichtende Tiefenlager wurde nach einem langwierigen Verfahren Forsmark (ca. 120 km nördlich von Stockholm) aus 8 in Erwägung gezogenen Standorten ausgewählt.

Als Resultat der umfangreichen, z.T. noch langfristig fortlaufenden Studien wurde für Schweden (und auch für Finnland) ein Endlagerungskonzept entwickelt, das i.W. 3 technische und natürliche Barrieren beinhaltet, die einen Austritt radioaktiver Schadstoffe aus verbrauchten Brennstäben verhindern sollen (das sog. **KBS-3-System**, Abb. 5.3):

Die **1. Barriere** stellen Kupferrohre (sog. Kanister) dar, in welche die verbrauchten Brennstäbe in speziellen Halterungen bzw. Magazinen eingelagert werden.

Die **2. Barriere** besteht aus Bentonit-Ringen, welche die Kupferkanister umschließen und als Puffer gegen das unmittelbar angrenzende Rahmengestein mehrere Funktionen erfüllen sollen:

- Abschirmung gegen korrosive Substanzen (z.B. salinare Fluide aus dem Rahmengestein),
- ggf. Verzögerung der Migration entwichener radioaktiver Substanzen in das Rahmengestein,
- mechanische Pufferung gegen Verformungen im Rahmengestein.

Die **3. Barriere** stellen die kristallinen Rahmengesteine dar. Hierbei werden nach Möglichkeit Domänen ausgewählt, die wenige Bruchstrukturen enthalten bzw. minimale Sicherheitsabstände zu Deformationszonen aufweisen. Im Idealfall sollten weitgehend stabile chemische und mechanische Bedingungen herrschen.

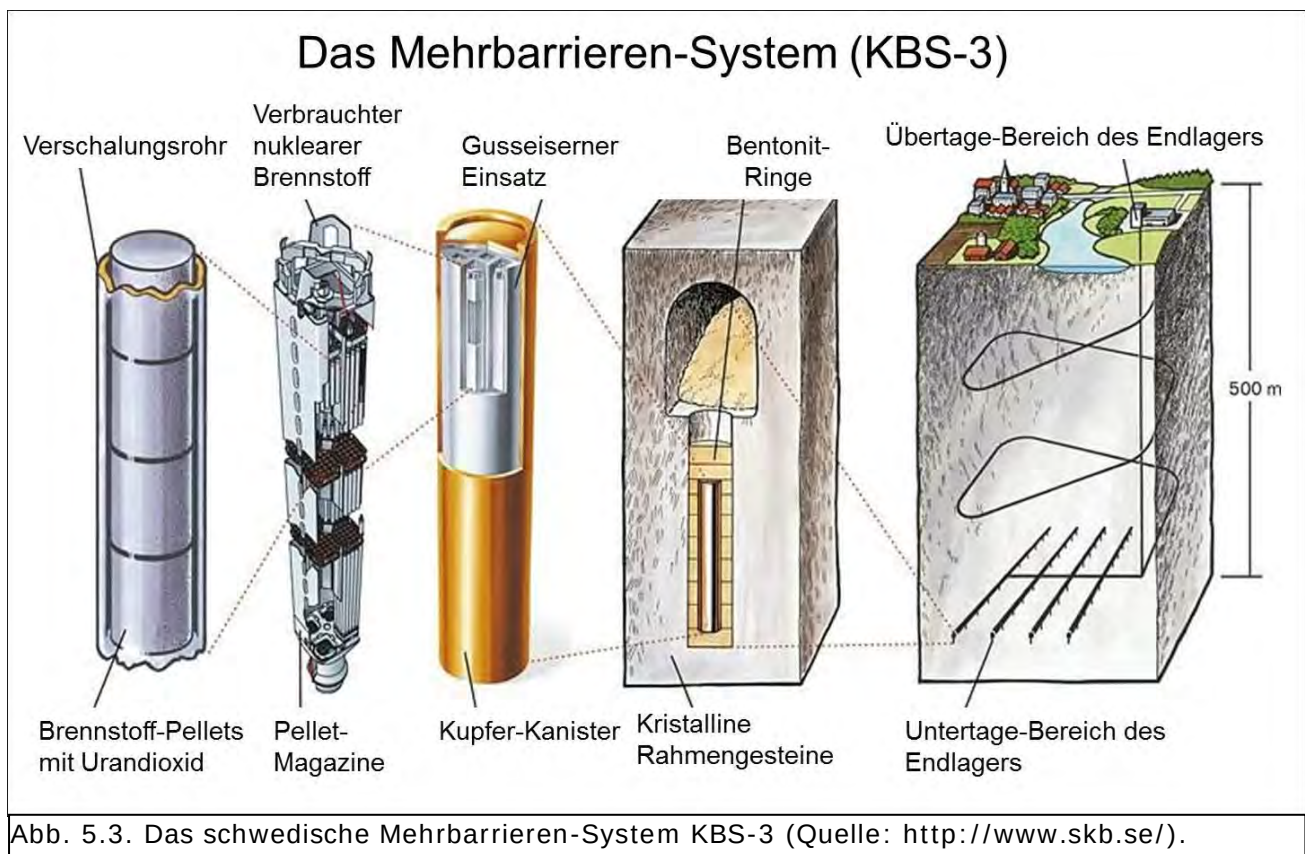


Abb. 5.3. Das schwedische Mehrbarrieren-System KBS-3 (Quelle: <http://www.skb.se/>).

Das Konzept sieht auch vor, dass bei auftretenden Problemen die eingelagerten Kanister auch wieder entnommen werden können. Der Aufwand wäre im Falle einer horizontalen Lagerung der Kanister

wesentlich größer als bei vertikaler Lagerung in einzelnen Stollen. (Abb. 5.4). Beide Konzepte werden in Betracht gezogen, wobei eine horizontale Lagerung kostengünstiger wäre (u.a. weniger Abraum).

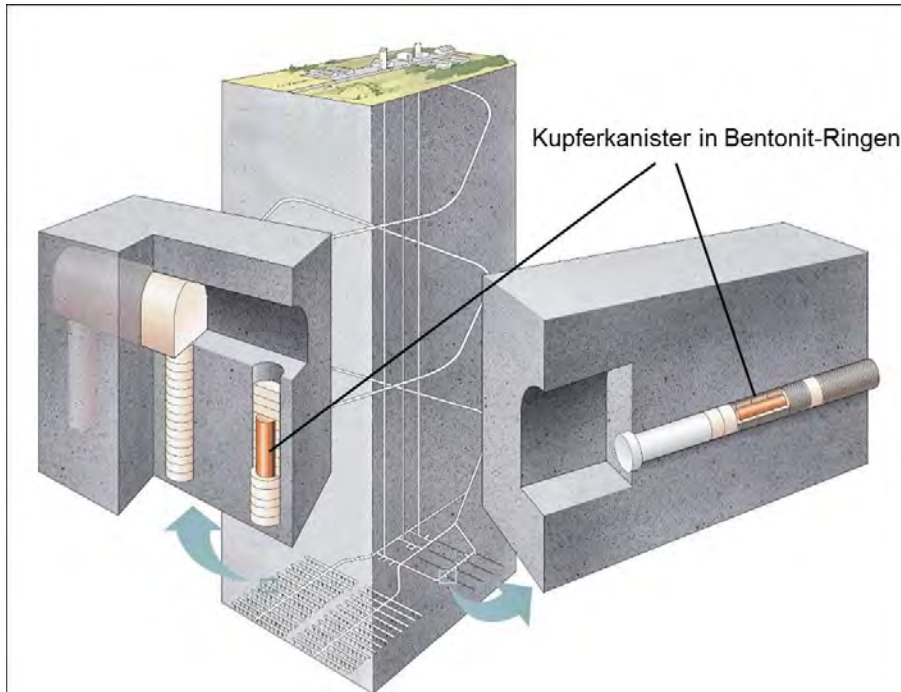


Abb. 5.4. Vertikale bzw. horizontale Endlagerung von Kupferkanistern (Quelle: <http://www.skb.se/>).

5.2. Geologischer Rahmen

Vor dem Bau des Äspö-Tiefenlabors wurden umfangreiche geowissenschaftliche Umfeldstudien durchgeführt, die ein sehr detailliertes Bild über die räumliche Verbreitung von Gesteinen und Strukturen lieferten (Abb. 5.5; auch entsprechende 3D-Modelle).

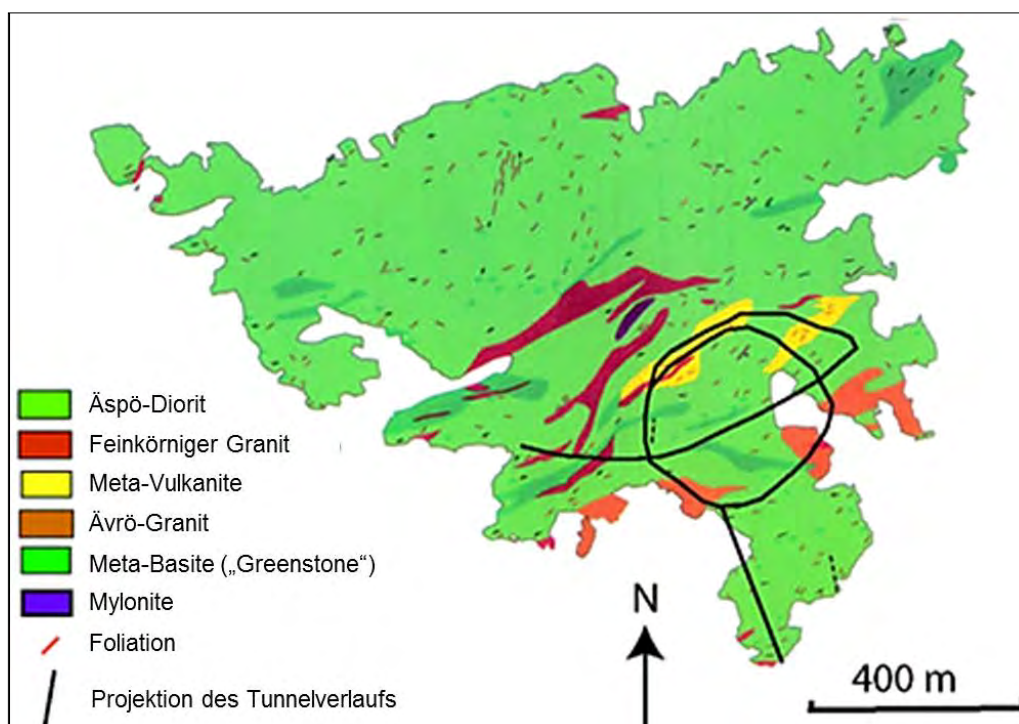


Abb. 5.5. Geologische Karte der Insel Äspö.

Die Rahmengesteine bestehen weitgehend aus unterschiedlichen Småland-Granitoiden der Transskandinavischen Magmatischen Zone mit Altern um 1800 Ma. Dabei können in der unmittelbaren Region um Äspö zwei Hauptgruppen unterschieden werden (z.B. Kornfält et al. 1997; Wikman & Kornfält 1995):

a. **Äspö-Diorit.** Die Zusammensetzung dieser Gruppe variiert i.W. zwischen Quarz-Monzodiorit und Granodiorit (Abb. 5.6). Die meist mittelkörnigen Gesteine enthalten z.T. große, fleischfarbene Kalifeldspäte (Megakristen), die möglicherweise nicht zum primären Mineralbestand gehören. Bei diesen sehr unregelmäßig verteilten Großkristallen könnte es sich auch um Metablasten handeln, die während einer regionalen K-Metasomatose gebildet wurden ( Metasomatose).

b. **Ävrö-Granit.** Bei dieser Gruppe handelt es sich vorwiegend um mittel- bis grobkörnige Granodiorite und Granite (Abb. 5.6). Nach neueren Analysen sind auch Quarz-Monzodiorite vertreten. Im Unterschied zum Äspö-Diorit sind Kalifeldspat-„Megakristen“ sehr selten.

Häufig auftretende mafische Enklaven belegen, dass während relativ später Kristallisationsstadien der Granitoide Magmenmischungen stattfanden. Daneben kommen auch mafische Einschlüsse in Form von Xenolithen auf.

Untergeordnet treten zusätzlich fein- bis mittelkörnige (echte) Granite, vornehmlich in Gängen und als kleinere unregelmäßige Körper auf, z.T. assoziiert mit Pegmatoiden. Größere, meist gelängte Ostnordost-streichende Linsen von Meta-Basiten (in SKB-Darstellungen oft als „Greenstones“ bezeichnet) treten gehäuft im mittleren Teil der Insel auf. Die in der geologischen Karte abgebildeten Meta-Vulkanite werden in den Beschreibungen der im Tiefenlabor ange-troffen Gesteine nicht erwähnt.

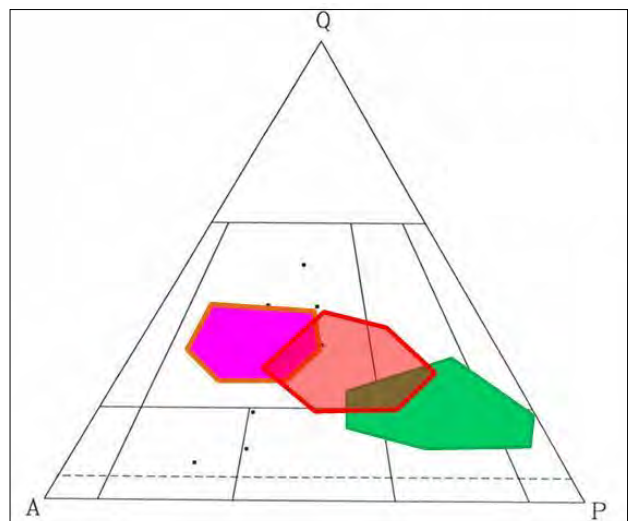


Abb. 5.6. Zusammensetzung der Hauptgesteinstypen der Äspö-Region (Granitoide), dargestellt im  Streckeisen-Diagramm; grün – Äspö-Diorit, rot – Ävrö-Granit, violett – feinkörnige Granite.

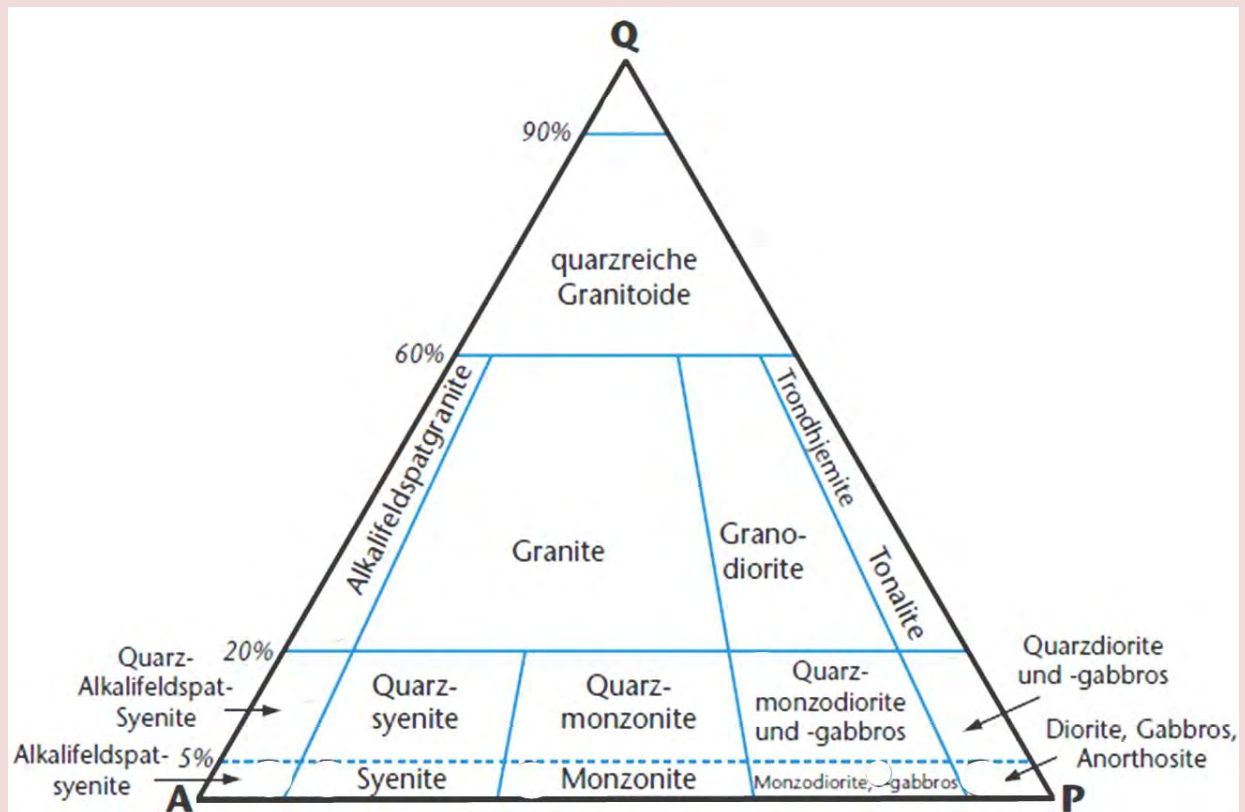
Metasomatose, Metablastese

Metasomatose (meta = nach; soma = Umkörperung):

Umwandlung eines Gesteins oder bestimmter Gesteinskomponenten durch Stoffaustausch im festen Zustand. Die Zu- bzw. Abfuhr von chemischen Komponenten erfolgt über Lösungen, Gase oder Schmelzen, i.d.R. bei hohen Temperaturen (Austauschreaktionen; allochemische Metamorphose). Die durch eine solche sog. Metablastese neu gewachsenen Kristalle werden auch Metablasten genannt. Sind diese im Vergleich zur Gesteinsmasse besonders groß, werden sie als Porphyroblasten bezeichnet.

Streckeisen-Diagramm

Das Diagramm dient der Klassifizierung von Magmatiten nach dem Bestand der 3 felsischen Hauptgemengteile Quarz (Q), Alkalifeldspat (A) und Plagioklas (P). An den Eckpunkten beträgt der Gehalt des dort indizierten Minerals 100 % und fällt bis zum gegenüberliegenden Rand des Diagramms auf 0 % ab. Trägt man die Q-, A-, und P-Gehalte durch entsprechende Linien parallel zu den Rändern auf, so schneiden sich diese Linien in einem Punkt, der in einem der Klassifizierungsfelder liegt (siehe unten). Das hier ausgewählte Streckeisen-Diagramm gilt für Plutonite.



aus Stosch et al. 2001 (leicht verändert)

Notizen

6. Exkursionsgebiet Västervik-Region

6.1 Geologischer Rahmen

Für diesen Teil des Baltischen Schildes und seine großregionale Einbindung bestehen z.Zt. noch keine umfassenden tektonischen Modelle, die allgemein akzeptiert sind bzw. alle Phänomene erklären können. Eine zusammenfassende Diskussion lieferten z.B. Högdahl et al. (2004). Deshalb wird im Folgenden zunächst ein einfacher Überblick über die geologischen Abläufe ohne Bezug zu konkreten plattentektonischen Regimen gegeben.

Die Gesteine der Västervik-Region (s. Abb. 6.1) entstanden im Paläo-Proterozoikum vor ca. 2000 bis 1800 Mio Jahren an einem aktiven Kontinentalrand am südwestlichen Randbereich der Svekofennischen Region (s. Abb. 1.1 und 1.3). Bei der sog. „Västervik-Formation“ (VF) handelt es sich primär um siliziklastische Sedimente, die i.W. aus den nördlich gelegenen, älteren Krustensegmenten geliefert wurden (auch aus dem Archaikum). Daneben enthält die VF auch basische und felsische Vulkanite und entsprechende Gänge. Infolge von tektonischer Einengung durch Plattenkonvergenz wurde dieses Becken intensiv gefaltet, unter amphibolifaziellen Bedingungen metamorph überprägt (s. Abb. 6.2) und dabei von mehreren Generationen granitoider Magmen intrudiert. Diese Magmen stammten zum einen aus dem Oberen Erdmantel (I-Typ-Magmen; u.a. die sog. „Småland-Granite“), zum anderen wurden sie auch durch teilweise Aufschmelzung (Anatexis) von metamorphen Sedimenten erzeugt (s. Abb. 6.2; S-Typ-Magmen). Ein geringer Teil dieser Magmen gelangte auch an die Oberfläche und bildete entsprechende Vulkanite. Anschließend tektonische Verformungen konzentrierten sich in sog. Deformationszonen und fanden häufig unter abnehmenden Metamorphose-Bedingungen statt (Grünschiefer-faziell; s. Abb. 6.2). In späteren Phasen der Erdgeschichte wurden verschiedenen Stockwerke dieses komplex strukturierten

Grundgebirges durch vertikale Blocktektonik in ein gemeinsames Niveau versetzt und treten deshalb an der heutigen Oberfläche nebeneinander auf.

Demensprechend läge ein Großteil der Västervik-Region auf einem abgesunkenen Block, auf dem die höheren Krustenstockwerke mit den Metasedimenten der VF noch erhalten sind. Der i.W. aus granitoiden Gesteinen zusammengesetzte Rahmen repräsentiert dagegen die durch Hebung und Erosion freigelegten, ursprünglich tiefer gelegenen Intrusions-Stockwerke (s. Abb. 6.1). Diese Intrusions-Stockwerke bilden großregional einen zusammenhängenden Gürtel, die sog. Transskandinavische Magmatische Zone (TMZ; englisch: Transscandinavian Igneous Belt, TIB). Diese Zone erstreckt sich mit einer Länge von ca. 1400 km von der Schwedischen Ostseeküste bis nach Nordwest-Norwegen, wo sie in tektonischen Fenstern, umrahmt von Überschiebungsdecken der Kaledoniden, zu Tage tritt (s. Abb. 1.1).

Ein mögliches tektonisches Modell (z.B. Beunk & Page, 2001; Sultan & Björklund 2006), welches die o.g. Sedimentation, Metamorphose, Magmatismus sowie die Deformationsereignisse in Einklang bringt, geht von einer Nord- bis Nordost-gerichteten Subduktion unter ein heute ca 100 km südlich gelegenes Krustensegment, dem sog. Oskarshamn-Jönköping-Gürtel, aus (OJG; englisch: Oskarshamn-Jönköping-Belt, OJB). Der OJG besteht i.W. aus svekofennischer Kruste, die etwas älter ist als die der VF sowie aus einem durch die Subduktion generierten magmatischen Gürtel. Nördlich dieser Subduktionszone bildete sich ein Becken (Back-Arc-Becken), in dem die VF abgelagert wurde. Als Liefergebiete (s.o.) für siliziklastisches Material dienten nördlich gelegene ältere Krustensegmente, während vulkanogene Anteile vorwiegend aus dem OJG stammen dürften.

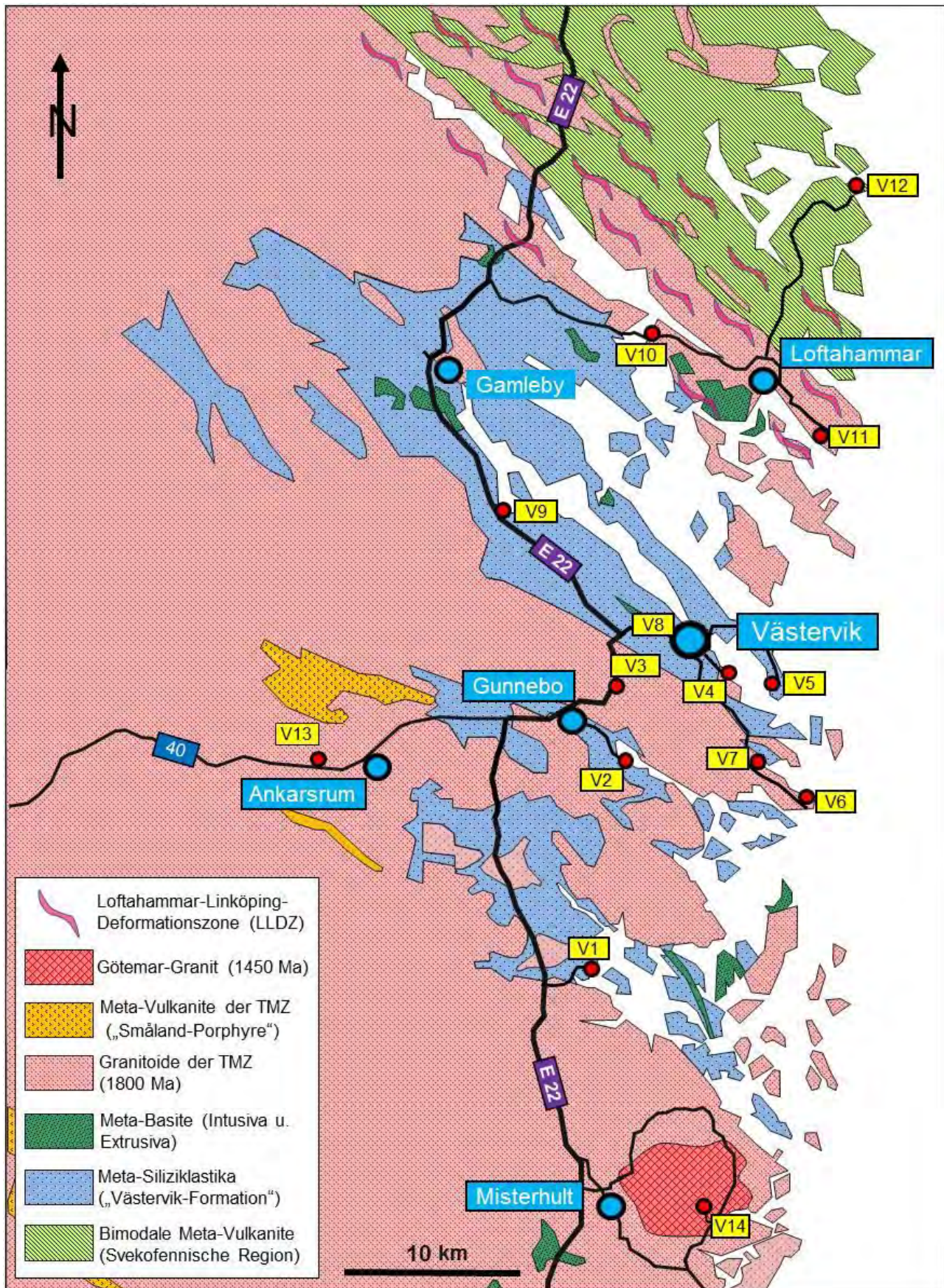
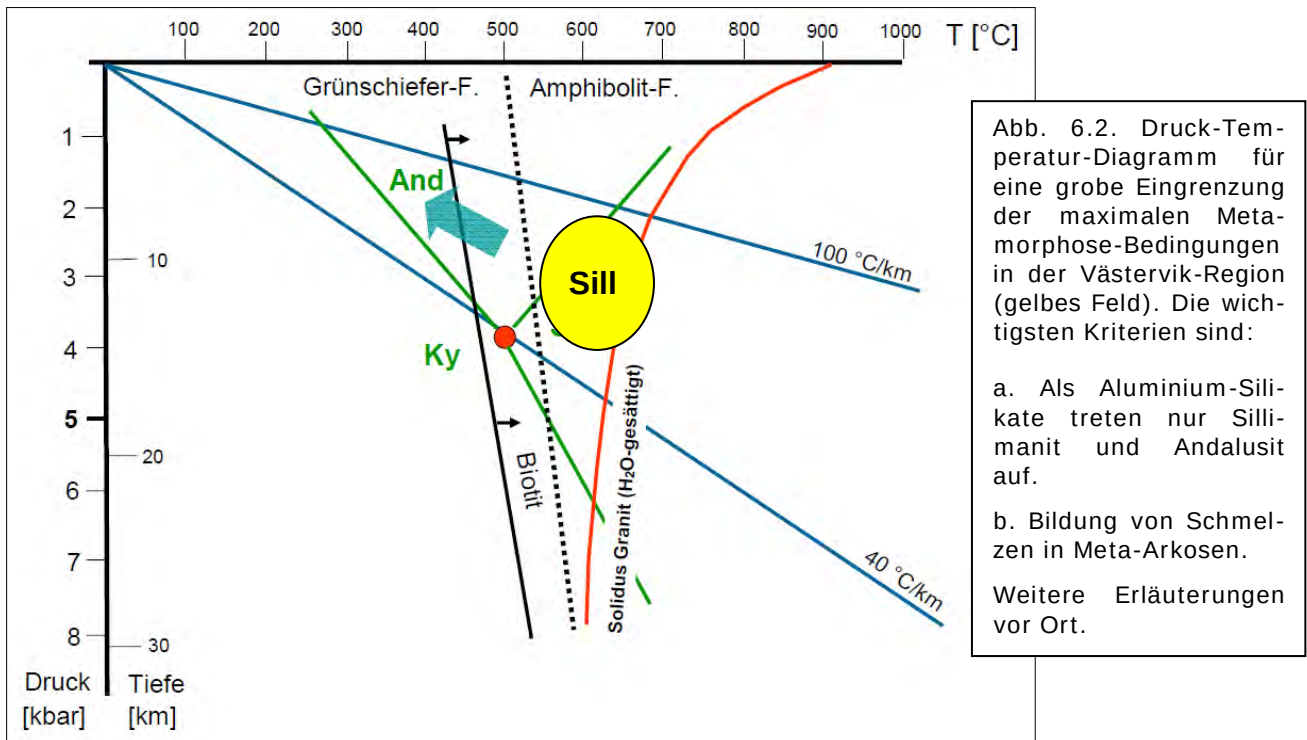


Abb. 6.1. Geologische Kartenskizze der Västervik-Region (stark vereinfacht nach Lundegårdh et al. 1985) mit Stationen der Exkursion (gelbe Felder).



Bei andauernder tektonischer Einengung wurde dieses (Back-Arc-) Becken schließlich in einer Kollisionszone am Südwestrand der Svekofenniden „zusammengestaucht“ (Faltung, Metamorphose, diskrete Deformationszonen). Regional und langfristig betrachtet fand diese Deformationsphase unter dextral- (rechtssinnig-) transpressiver Kinematik statt.

Die Intrusionen der TMZ-Granitoide begannen bereits kurz nach Beendigung der Sedimentation der VF vor ca. 1825 Ma mit I-Typ-Graniten (Subduktion) und endeten um ca. 1803 Ma mit vorwiegend S-Typ-Graniten (Kollision). In der nördlichen Fortsetzung der TMZ dauerte die magmatische Aktivität noch bis vor ca. 1650 Ma an.

Die heutige Oberfläche (Abb. 6.1) stellt demnach einen tief-krustalen Anschnitt dieses Back-Arc-Beckens dar, in dem vorwiegend die relativ hoch intrudierten TMZ-Granitoide und Relikte ihrer meta-sedimentär/vulkanischen Rahmengesteine (VF) aufgeschlossen sind. Der Bildungsbereich dieses Grundgebirgsstockwerks lag in einer Tiefe von maximal ca. 15 km, als entsprechende Höchsttemperaturen können ca. 600 bis 700 °C angenommen werden (Hochtemperatur-Niedrigdruck-Metamorphose; s. Abb. 6.2).

Das Exkursionsprogramm in dieser Region konzentriert sich auf geologische Phänomene, die Rückschlüsse auf bestimmte Prozesse im Verlauf der oben beschriebenen Krustenentwicklung erlauben. Hierbei sind in erster Linie zu nennen:

- Teilweise Aufschmelzung von Meta-Sedimenten unter Bildung von Migmatiten und anatektischen Graniten (s. S. 96 u. Erläuterungsfeld auf S. 97),
- Platznahme von granitischen Magmen in höheren Krustenstockwerken.
- Mischung von granitischen und basaltischen Magmen (s. Erläuterungsfeld auf S. 106),
- Kontaktmetamorphose,
- Mechanisches Verhalten von granitischen Magmen in Abhängigkeit vom Kristallgehalt,
- Deformationszonen; bruchhafte und fließende Verformung, Bewegungsindikatoren (s. Erläuterungsfelder auf S. 114 und 115),
- Metasomatische Prozesse (s. Erläuterungsfeld auf S. 89).

Daneben werden auch markante quartärgeologische Phänomene erläutert.

Notizen

6.2 Stationen in der Västervik-Region

Die Aufschluss-Verhältnisse in der Västervik-Region sind, insgesamt betrachtet, sehr gut. Insbesondere die künstlichen Anschnitte an den größeren Straßen bieten sehr gute Beobachtungsmöglichkeiten an meist nur schwach angewitterten Gesteinen. Die folgende Auswahl orientiert sich vor allem an den unter 6.1 definierten Schwerpunkthemen (Phänomene, Prozesse), muss aber auch logistische Anforderungen berücksichtigen (Erreichbarkeit mit Reisebus, vertretbare Laufwege, Parkmöglichkeiten etc.). Wegen letztgenannter Anforderungen können z.B. nur wenige der sehr guten Aufschlüsse an der Europastraße E22 besucht werden.



Abb. 6.3. Stationen im Exkursionsgebiet Västervik (gelbe Pfeile: V1 bis V14); rote Pfeile: 10 weitere interessante Lokalitäten in der Region (nicht im Exkursionsprogramm; s. Kap. 6.3).

V1. Badeplatz Blankaholm (H 6384892, R 1542660)

Der Weg zum Badeplatz ist im Ort ausgeschildert („Bädplats“). Vor der Einfahrt zum Camping-Gelände befindet sich ein Parkplatz für PKWs bzw. Kleinbusse. Größere Fahrzeuge können auf dem Campinggelände parken (und wenden). Der beste Aufschluss befindet sich in der Nähe des Sprungbretts. An den steilen, gerundeten Klippen besteht bei feuchter Witterung eine besonders große Gefahr abzurutschen.

An den Klippen sind  Migmatite mit komplexen Gefügen aufgeschlossen, die nach der Nomenklatur von Mehnert (1986) als augenförmig bis schlierig bezeichnet werden können. In einem hellgrauen Paläosom, das häufig Relikte einer primären Feinschichtung erkennen lässt, befinden sich, weitgehend lagenparallel, rötliche bis ockerfarbene Leukosome (Abb. 6.4).

Die nur sehr dünnen Melanosom-Restsäume deuten auf Ton-arme Siliziklastika bzw. Biotit-arme Metamorphite als Ausgangsgesteine hin. Die Feinschichtung könnte darauf deuten, dass es sich dabei um feinkörnige pyroklastische Sedimente handelte (vergl. Kap. 6.3, Lok. 2). Lokal treten dunkelgraue mehrere cm große Linsen (z.T. Bouding-förmig) auf, die helle Flecken enthalten (Abb. 6.5). Bei diesen im Anschnitt länglich-ovalen Flecken handelt es sich vermutlich um alterierte Feldspat-Metablasten (siehe S. 89), die in relativ

mafischen Lagen der Schichtenfolge gesprosst sind. Während der anschließenden Migmatisierung wurden diese schmelz-resistenten Lagen in der mobilen Matrix fragmentiert und verdriftet.

Als weitere Phänomene sind kleine unregelmäßig geformte Pegmatit-Körper sowie Quarzgänge zu beobachten.

Die Migmatisierung von Meta-Sedimenten mit geeigneter Zusammensetzung fand während des Höhepunkts der Hochtemperatur-Niedrigdruck-Metamorphose statt. Dabei trennten sich z.T. größere Schmelzvolumina von den migmatischen Domänen ab und intrudierten als anatektische (S-Typ) Granite in höhere Krustenniveaus. In geologischen Karten mit höherer Auflösung (großer Maßstab) sind deshalb häufig kleinere Körper anatektischer Granite eingetragen, die von Migmatiten (d.h. „ihrer Schmelzküche“) umrahmt sind.

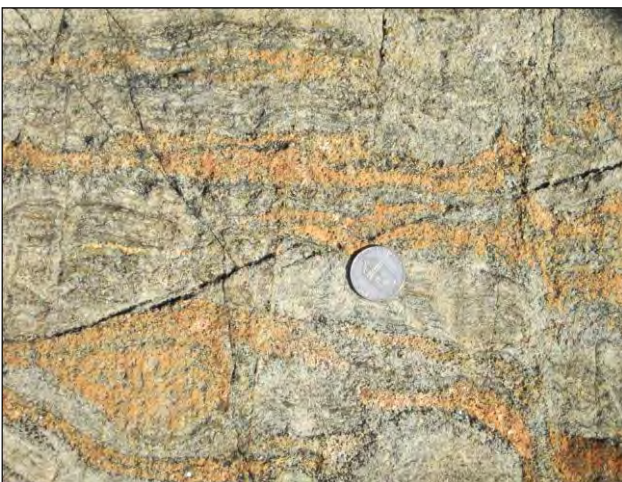


Abb. 6.4. Migmatitgefüge mit feingeschichtetem Paläosom und Neosom, letzteres bestehend aus ockerfarbenem Leukosomen und mit dünnen Melanosom-Säumen.



Abb. 6.5. Mafische Linse mit hellen Metablasten als Paläosom-Komponente im Migmatit.

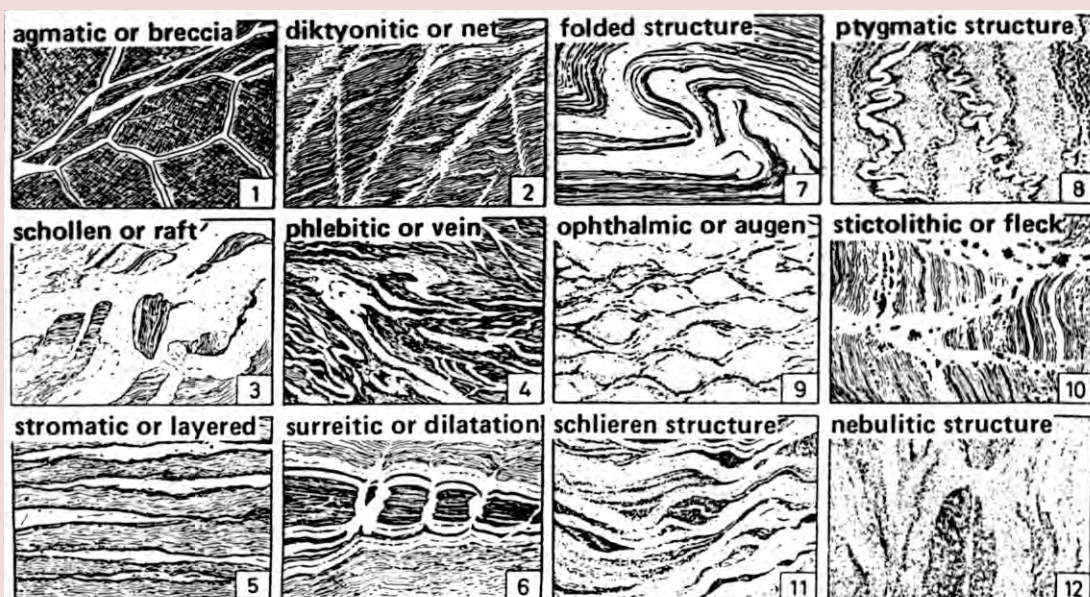
Migmatite

Migmatite sind „Mischgesteine“, bestehend aus einer kleinräumigen Vergesellschaftung von Metamorphiten und Graniten. Für letztere sind hohe Quarz- und Kalifeldspat-Gehalte typisch (Leukogranite). Die meisten Migmatite entstehen durch eine teilweise Aufschmelzung von metamorphen Sedimenten mit geeigneter Zusammensetzung (z.B. Meta-Arkosen). Die Aufschmelzung setzt im Gesteinsgefüge an Punkten mit niedrigster Schmelztemperatur ein (Kontakte zwischen Quarz- und Feldspatkristallen). Wasser, das z.T. durch den Zerfall von Glimmer-Mineralen freigesetzt wird, begünstigt den Schmelzprozess durch Herabsetzung der Schmelztemperaturen). Haben sich größere Schmelzvolumina gebildet und vernetzt, kommt es zu einer Trennung dieser Schmelzen von den nicht geschmolzenen Anteilen. In den so gebildeten Migmatiten können folgende Gefüge-Domänen unterschieden werden:

1. Paläosom: Unverändertes Ausgangsgestein, i.d.R. Quarz-Feldspat-Glimmer-führende Meta-Sedimente mit Mineralen einer (vor der Migmatisierung erfolgten) amphibolitfaziellen Metamorphose (z.B. Granat, Sillimanit).
2. Neosom: Dieser neu gebildete bzw. veränderte Teil eines Migmatits besteht aus:
 - a. Leukosom: Die neu gebildeten hellen granitischen Domänen, die i.W. aus Quarz und Kalifeldspat bestehen und kaum dunkle Minerale enthalten (magmatisches Gefüge).
 - b. Melanosom: Domänen aus denen signifikante Schmelzvolumina ausgetreten sind und deshalb die dunklen Minerale als Reste angereichert wurden. Dieser Effekt ist an den Rändern der Melanosome besonders ausgeprägt, so dass sich dort sehr dunkle, sog. Restitsäume aus dunklen Mineralen bilden (metamorphes Gefüge).

Die Gefüge von Migmatiten können sehr unterschiedlich ausgeprägt sein, abhängig von folgenden Faktoren (s. Abb. unten; aus Mehnert 1968):

- Primäre mineralogische Zusammensetzung (Mineralarten und Mengenverhältnisse)
- Das Ausgangsgefüge (z.B. sedimentäre Wechsellagerungen; Verformungsgefüge)
- Grad der Aufschmelzung
- Syn-migmatische Verformungen („Fließfalten-Gefüge“; Gangbildungen).



V2. Gunnebo, Puksätter (H 6399360, R 154516)

Der Straßenaufschluss befindet sich ca. 50 m südöstlich von einem kleinen Parkplatz. Der Weg nach Nordost führt zu einem Badeplatz an der Verkeböck-Bucht (Verkeböcks Viken).

Der Aufschluss zeigt feingeschichtete Meta-Sediment-Xenolithe (s. Erläuterungsfeld S. 47) aus der Västervik-Formation, die in einem mittel- bis grobkörnigen Granit „schwimmen“ (Abb. 6.6 und 6.7). Teilweise enthalten die Xenolithe kleine helle Granitgängchen (Aplite), die aus dem granitischen Rahmenmagma injiziert wurden. Es könnte sich dabei auch um ältere Leukosome handeln, die eine vorangegangene Migmatisierung in den Rahmengesteinen belegen (Abb. 6.6). Demnach würden hier auch Migmatit-Xenolithe vorliegen.

Die hier in einer granitischen Grundmasse liegenden Bruchstücke aus metasedimentären Rahmengesteinen lassen auf „Stoping“ als Mechanismus der Granit-Platznahme schließen. Dabei werden an den Rändern einer Magmakammer durch Thermospannungen und hydraulische Kräfte Bruchstücke aus den Rahmengesteinen herausgetrennt und sinken (als Xenolithe) in das Magma. Dadurch kann sich ein Magma sukzessive Wege in höhere Krustenstockwerke verschaffen. Ob die Xenolithe in

der Magmenkammer absinken oder eher „in Schwebel“ bleiben, hängt von der Zähigkeit des Magmas ab, die mit dem Anteil an ausgeschiedenen Kristallen zunimmt.

Xenolithe können, bei geeigneter Zusammensetzung, auch in das Magma „eingearbeitet“ werden (Assimilation). So könnten die lokal gehäuft auftretenden mafischen Schlieren Überreste (Restite) von weitgehend aufgeschmolzenen Xenolithen darstellen. Ebenso könnten diffuse Domänen mit einem höheren Gehalt an dunklen Mineralen (Abb. 6.8) als Restite von größtenteils assimilierten Granitoid-Xenolithen interpretiert werden



Abb. 6.6. Feingebänderter Xenolith aus der Västervik-Formation, bereichsweise mit lagenparallelen Leukosomen.



Abb. 6.7. Kleinere Meta-Sediment-Xenolithe mit felsischen Injektionen aus dem granitischen Rahmenmagma.



Abb. 6.8. Mögliches Relikt eines weitgehend assimilierten Granitoid-Xenoliths (gelb umrandet).

V3. Aufschluss an der E22, ca. 2,5 km nordöstlich Gunnebo (H 6401826, R 1544285)

Der östliche Straßenaufschluss ist von einem Parkstreifen an seinem nördlichen Ende aus erreichbar. Der häufig starke Lärm durch Autoverkehr erschwert das Erläutern am Aufschluss erheblich, insbesondere für größere Gruppen. Die anstehenden Sedimentgänge (s.u.) sollten

Der graue mittelkörnige, z.T. leicht porphyrartige Granit bis Granodiorit enthält vereinzelt rundlich-ovale mafische Einschlüsse mit Durchmessern im 10er cm-Maßstab (Abb. 6.9). Hierbei handelt es sich um Schmelztropfen (mafische Enklaven), die entstehen, wenn (wie hier) ein granitoides Magma mit einem basaltischen vermischt wird. Eine durchgreifende Vermischung unter Bildung eines neuen homogenen Magmas konnte nicht stattfinden, weil der Kristallanteil in dem granitoiden Magma bereits zu groß war. Dieser Vorgang wird auch „Magma-Mingling“ genannt, im Gegensatz zu „Magma-Mixing“ bei vollständiger Mischung.



Abb. 6.9. Granit/Granodiorit mit mafischen Enklaven; weitere Erläuterung im Text.

Als Besonderheit sind im nördlichen Teil der östlichen Aufschlusswand zwei dünne (2-5 cm) steilstehende Sedimentgänge aufgeschlossen (Abb. 6.10), die etwa Nord-Süd streichen. Daneben treten in der Region südlich von Västervik auch Nordost-Südwest streichende Sedimentgänge auf (Abb. 6.11). In den hier aufgeschlossenen Gängen wechseln sich Bereiche mit vorherrschend gut gerundeten Quarzkörnern in Calcit-Zement mit Ton-reichen Füllungen ab (6.12a). Daneben treten auch eckige Fragmente aus dem granitisch/granodioritischen Rahmengestein auf (Abb. 6.12b). Nach Gefügeuntersuchungen von Friese et al. 2010) wurden diese Gänge mehrphasig durch wiederholte Öffnung, Sedimentation (passive Füllungen durch Eintrag von der Oberfläche) und Zementation gebildet. Durch Sogeffekte in Phasen eines in die Tiefe gerichteten Gangwachstums wurden noch unverfestigte Sedimente nach unten geschleppt.

Vermutlich wurden die Gänge im Unterkambrium in einem küstennahen Milieu durch Öffnung prä-existierender Klüfte gebildet. In der weiteren Region wurden vergleichbare Sedimentgänge z.B. in dem südlich angrenzenden Gebiet (Röshoff & Cosgrove 2002), auf Bornholm (Katzung & Obst 1997) sowie auf den Åland-Inseln beobachtet, wo Fossilien ein kambrisches Maximalalter belegen (Tynni 1982). Damit ist belegt, dass das gegenwärtig aufgeschlossene Stockwerk des Grundgebirges bereits im Kambrium an der Oberfläche lag.

Unter Berücksichtigung des Gesamtbetrags späterer Erosion/Abtragung (Deckgebirge, Grundgebirge) zurück bis auf die heutige Oberfläche, ergibt sich für die Sedimentgänge ein ursprünglicher Tiefgang von mindestens 50 m. Tektonisch betrachtet lässt sich die Öffnung beider Gangscharen mit unterkambrischen Riftprozessen (z.B. Cocks & Torsvik 2005; Zerfall des Präkambrischen Superkontinents) in Verbindung bringen.



Abb. 6.10. Steiler Sedimentgang etwa parallel zur Aufschlusswand (Blickrichtung nach Norden).

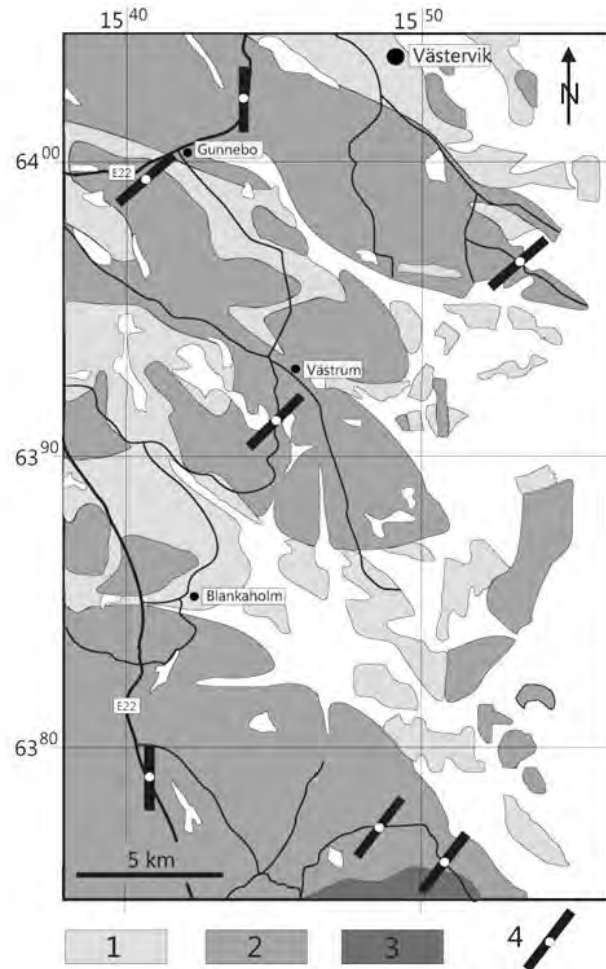


Abb. 6.11. Geologische Kartenskizze mit den Vorkommen von Sedimentgängen; 1-vorwiegend Meta-Sedimente der Västervik-Formation, 2-vorwiegend Småland-Granitoide, 3-Götemar-Granit, 4-Streichrichtung der steilen Sedimentgänge.



Abb. 6.12. Polierte Anschnitte der Gänge; Bildbreiten entsprechen etwa 2,5 cm.

a. Wechsel von unterschiedlichen Gangfüllungen: quarzreich (hell), tonreich (dunkel); gebogene Grenzflächen werden auf Sackung bzw. Sogeffekte bei phasenweiser Ausbreitung des Gangs in die Tiefe interpretiert.

b. Gangabschnitt mit hohem Anteil an Granitfragmenten aus dem Nebengestein; daneben Bruchstücke von dünnen Calcit-Gängen, die zwischenzeitlich während der mehrphasigen Gangbildung entstanden sind.

V4. Freizeitanlage Lysingsbadet (H- und R-Werte siehe Einzelaufschlüsse A, B)

Für Bewohner der Anlage bestehen Parkmöglichkeiten an den Wohnobjekten. Für Kurzzeitbesucher befindet sich ein großer Parkplatz vor dem Rezeptions-Gebäude. Es wird ein Besuch an Wochentagen empfohlen; an Wochenenden mit schönem Wetter ist die Anlage sehr belebt,

A. Klippen am Sprungturm (H 6401780, R 1552030)

Der fein- bis mittelkornige Granit enthält Xenolithe unterschiedlicher Lithologie, darunter auch rötliche, etwas grober-körnigere Granite (Abb. 6.13). Diese besitzen häufig mafische Restit-Säume, was zeigt, dass ein erheblicher Volumenanteil von ihnen im Rahmen-Magma assimiliert wurde. Hier stellt sich die Frage, ob es sich um Xenolithe einer älteren Granit-Generation handelt oder um Autolithe, d.h. Fragmente von Frühkristallisaten des Rahmenmagmas (s.a. Erläuterungsfeld S.47). Daneben treten vor allem Meta-Quarzit-Xenolithe auf, die vermutlich aus der Västervik-Formation stammen. Als Einzelerscheinung tritt ein Granit-Xenolith auf, der selbst einen kleinen, ca. 1,5 cm großen Meta-Sediment-

Xenolith enthält (Abb. 6.13). Dieses Phänomen dokumentiert, dass Granit-Intrusionen in wenigstens 2-Phasen erfolgten.

Die unregelmäßig angeordneten Xenolithe zeigen eine Nord-Süd-gerichtete Formregelung und sind z.T. in gleicher Richtung schlierig ausgelängt. Beides ist auf Strömungen im Rahmen-Magma zurückzuführen, wobei der Schmelz-Anteil ausreichend hoch war, um Rotationen der Xenolithe zu ermöglichen. Dass ein entsprechendes Fließgefüge im granitischen Rahmengestein fehlt, ist ebenfalls auf den zu diesem Zeitpunkt hohen Schmelzanteil und das Fehlen großer (einregelbarer) Frühkristallisate erklärbar.



Abb. 6.13. Xenolithe mit deutlicher Formregelung in einem granitischen Rahmengestein; weitere Erläuterungen im Text.

B. Klippen auf der Inselgruppe „Korpaholmarna“ (H 6401180, R 1552150)

Die kleinen Inseln im südöstlichen Bereich der Anlage sind über Stege erreichbar. Ein Lageplan ist an der Rezeption erhältlich.

An mehreren glatt polierten Flächen stehen Granitoide an, die ein breites Spektrum an Enklaven und magmatischen Gängen aufweisen, die mehrere Phasen der tektonisch/magmatischen Entwicklung der Västervik-Region dokumentieren.

Die meist steilen Gänge zeigen unterschiedliche Interngefüge und Kontakte zu ihrem Rahmengestein. Einen häufigen Typ stellen grobkörnige Pegmatit-Gänge mit deutlicher Zonierung dar (Randzonen mit Kalifeldspat, Kernbereiche mit Quarz; Abb. 6.14). Unscharfe bis diffuse Kontakte zum Rahmengestein zeigen an, dass dieses zum Zeitpunkt der Gangbildung noch nicht vollständig auskristallisiert war (synmagmatische Gänge).

Ebenfalls häufig sind feinkörnige rötliche Granit- (Aplit-) Gänge, die in mehreren Generationen auftreten (Abb. 6.15). Sie intrudierten später als die Pegmatit-Gänge in das bereits völlig auskristallisierte (kalte) Rahmengestein, was durch scharfe Kontaktflächen der Aplit-Gänge angezeigt wird.

Einige Gänge weisen komplexe Internzonierungen auf, die mehrphasige Entwicklungen belegen (Wechsel von Gangöffnungs- und Füllungsphasen; s. Abb. 6.14).



Abb. 6.14. Mehrphasig gebildeter Pegmatit-Gang; Erläuterungen im Text.



Abb. 6.15. Feinkörniger Granit- (Aplit-) Gang mit scharfem Kontakt zum Rahmengestein. Enklaven mit dunklem Restit-Saum.

Im Gegensatz zu Aufschluss **A** zeigen die Enklaven hier keine deutliche Eingeregeln. Die interessantesten Phänomene sind hier (1) feinkörnige, dunkle Xenolithe, die mafische Enklaven enthalten (Abb. 6.16), bei denen es sich vermutlich um kleine basaltische Schmelztropfen handelt (Magma-Mingling; vergl. V3; S. 99). Dieser Xenolith-Typ zeigt (2) eine Reaktionszone im Kontakt zum Rahmengestein (Abb. 6.16). Ihre

konvexe Form weist auf eine teilweise Verdrängung des Xenolithen durch das Rahmenmagma hin, unter Bildung eines schwarzen Restitsaums. Des Weiteren (3) sind hier besonders gute „Xenolith-in-Xenolith“ Exemplare vorhanden (Abb. 6.17; vergl. Aufschluss A, Abb. 6.13). Häufig sind auch (4) Injektionen (Gängchen) von Restschmelzen aus dem Rahmenmagma in die Xenolithe.



Abb. 6.16. Dunkler Xenolith mit mafischen Enklaven und Reaktionssaum zum Rahmengestein; weitere Erläuterungen im Text.



Abb. 6.17. Metasediment-Xenolith in einem feinkörnigen Magmatit-Xenolith im granitischen Rahmengestein. Injektion von Restschmelzen aus dem Rahmenmagma in den Magmatit-Xenolith durch dünnen Gang in Bildmitte dokumentiert.

Als weitere Phänomene sind kleindimensionierte Deformationszonen und Spuren von Eistransport zu beobachten (Gletscherschrammen, Sichelmarken).

V5. Sandvik; Halbinsel Gränsö (H 6401900, R 1553485)

Aneinander gereichte Aufschlüsse am Nordufer der Bucht. Die o.a. H- und R-Werte gelten für den westlichsten Aufschlusspunkt. Ausgehend vom dem kleinen Sandstrand, erreicht man die Aufschlüsse über einen Waldweg entlang der Küste.

Die Aufschlüsse zeigen verschiedene Stadien einer Migmatisierung (Abb. 6.18 bis 6.21). Das Anfangsstadium stellen stromatitische „Injektionsmigmatite“ am Ostende des Profils dar, während im Westen Schollenmigmatite mit hohen Neosom-Anteilen aufgeschlossen sind. (vergl. Erläuterungsfeld „Migmatite“; S. 97; Typisierung von Mehnert 1986) Ausgangsgesteine waren vorwiegend feingebänderte Meta-Siliziklastika der Västervik-Formation.

An einer der vorderen Klippen ist das Anfangsstadium mit rötlichen Leukosom-Injektionen entlang von Schichtflächen sowie in staffelförmig angeordneten Spalten zu beobachten, die offensichtlich an sprödere Horizonte gebunden sind (Abb. 6.18). Die Leukosome zeigen häufig dünne

Melanosom-Säume, was auf eine Beteiligung von Schmelzen (Extraktion) aus den Meta-Siliziklastika schließen lässt.

Daneben treten netzartig verzweigte Granit-Gängchen mit fleckenförmig verteilten Biotitnestern auf (Abb. 6.19). Diese Strukturen dokumentieren vermutlich eine mehrphasige Spalten/Gangbildung mit einer ersten Biotit-reichen Ganggeneration, die durch einen zweiten Injektionsschub fragmentiert wurde.

Weiter nach Westen nimmt der stromatitische Charakter der Migmatite tendenziell zu, was jedoch nur punktuell an kleineren Aufschlüssen beobachtet werden kann. Auf der nächsten größeren Felsenklippe sind dann verschiedene Übergangsformen von

stromatitischen Migmatiten zu Schollen-Migmatiten aufgeschlossen (Abb. 6.20). In größeren Schollen mit weitgehend intaktem Schichtverband ist eine Faltung um steile Achsen erkennbar. Innerhalb des Leuko-

soms können verschiedene Generationen unterschieden werden, z.B. ältere schichtparallele, die von jüngeren abgeschnitten werden (Abb. 6.21).



Abb. 6.18. Leukosom-Injektionen in stäbelförmig angeordneten (Fieder-) Spalten.



Abb. 6.19. Vernetzte Leukosom-Injektionen mit Biotit-reichen Kernzonen.



Abb. 6.20. Übergänge zwischen stromatitischen Migmatiten (Randbereiche) und Schollen-Migmatiten (zentrale Bereiche).



Abb. 6.21. Schollen-Migmatit mit älteren schichtparallelen und jüngeren diskordanten Leukosomen.

Notizen

V6. Handelöb ; Klippen am Hafen (H 6394730, R 1556250)

Die Insel ist über eine Brücke mit dem Festland verbunden. Am Ende der Straße befindet sich am kleinen Hafen ein Parkplatz. Bei feuchter Witterung besteht auf den z.T. mit Flechten bewachsenen Klippen große Abrutschgefahr.

Die Küstenaufschlüsse zeigen alle Übergänge einer fortschreitenden Aufschmelzung von steil stehenden Meta-Siliziklastika der Västervik-Formation (VF). Dabei entstehen zunächst schichtparallele anatektische Granite in Wechsellagerung mit großen Restit-Schollen der VF (Straßenaufschluss am Hafen). Durch weitere Aufschmelzung entstehen dann anatektische Granite, die nur noch vereinzelt mafische (Biotit-reiche) Restit-Schlieren enthalten (Abb. 6.22; Klippen-Aufschlüsse). Die Raumlage der durch die Einregelung dieser Restit-Schlieren und feinerer Biotit-Aggregate abgebildeten magmatischen Foliation ist parallel zur Schichtung in der VF.

Bei fortgeschrittener Anatexis trennen sich bereichsweise leukokrate (Quarz-Kalifeldspat-reiche) Schmelzen von ihrem Entstehungsort ab und bilden selbst kleinere Intrusiv-Körper innerhalb der anatektischen Bereiche. Fehlende Restit-Säume um diese Leukogranite belegen, dass es sich nicht um am Ort entstandene Ausschmelzungen handelt.

Jüngere Magmatite treten in Form von kleineren Pegmatit-Körpern sowie netzförmigen Granitgängen in cm- bis dm-Dimension auf. Letztere lassen sich vom anatektischen Granit durch hellere Farben und gröber körnigeren Biotit abgrenzen (Abb. 6.23).



Abb. 6.22. Anatektischer Granit mit Metasediment-Restitlinsen und mafischen Restit-Schlieren, letztere sind z.T. weitgehend aufgelöst und nur noch schemenhaft zu erkennen.

In die anatektischen Schmelzen wurden lokal basische Schmelzen injiziert. Diese Magmenmischung fand hier in Form von  syn-magmatischen (Basalt-) Gängen statt. Diese bilden linear aneinander gereihete Basaltlinsen im granitischen Rahmengestein (Abb. 6.23). Die sehr

heissen basaltischen Schmelzen wurden während der Injektion in das deutlich kältere granitische Magma abgeschreckt. Deshalb zeigen diese Gänge schwarze, sehr feinkörnige, weil extrem schnell auskristallisierte Säume. Gang-interne Gefüge deuten auf eine vertikale Einströmrichtung hin.



Abb. 6.23. Zone mit Fragmenten eines syn-magmatisch intrudierten Basaltgangs (gelbe Pfeile); Detail siehe Erörterungsfeld. Rote Pfeile: Netzwerk granitischer Gänge.

Syn-magmatische Gänge

Syn-magmatische Gänge entstehen, wenn Schmelzen in noch nicht vollständig auskristallisierte Magmen injiziert werden (hier Basaltschmelze in granitisches Magma) und dort in neu geöffneten Spalten auskristallisieren. Es handelt sich demnach um eine spezielle Form der Magmenmischung.

Das Aufreißen der Spalten für die Platznahme der basaltischen Schmelzen ist in granitischen Magmen ab einem Kristallgehalt von ca. 70% möglich. In diesem Zustand sind die Kristalle so dicht gepackt, dass sich das Magma wie ein quasi-Festkörper verhält (Bruchbildung).

Gleichzeitig ist das granitische Magma aber noch bedingt fließfähig. Dadurch können die schnell auskristallisierten Basaltgänge im fließenden Rahmenmagma auseinander brechen und verdriftet werden. Erkennbar ist diese Form der Gang-Fragmentierung daran, dass zwischen den Gang-Fragmenten keine tektonischen Störungen auftreten.

Abschreckungssäume (Erläuterung im Text) treten bevorzugt an den primären Kontaktflächen zwischen Basaltgang und Granit auf, weniger an den durch Fragmentierung gebildeten Rändern

Neben diesen Gängen gibt es auch vereinzelte rundlich-ovale Enklaven, in denen eine Kalifeldspat-Blastese stattgefunden hat (Abb. 6.24). Fraglich ist, ob auch diese Enklaven durch Magmen-Vermengung entstanden sind (Schmelztropfen; s.a. Abb. 6.9), oder ob es sich um Restit-Linsen aus der Västervik-Formation handelt.

Als jüngere Strukturen treten steile, Nord-west-streichende rechtssinnige Seitenverschiebungen mit Versatzbeträgen im cm-bis dm-Bereich auf, besonders gut sichtbar an der Zerschierung der Basaltgang-Fragmente (Abb. 6.25). Parallel dazu treten schmale spröde-duktilen Scherzonen auf, die Grünschiefer-fazielle Minerale enthalten. Diese Störungsflächen sowie ein netzförmiges Riss-System sind durch Hämatit-Imprägnierung rötlich gefärbt.



Abb. 6.24. Schwach ausgelängte mafische Enklave im anatektischen Granit mit Überprägung durch Kalifeldspat-Metablastese.



Abb. 6.25. Jüngere Verformung eines Basaltgangs mit seinem granitischen Rahmengestein durch rechtssinnige Störungen und schmale Scherzonen.

Notizen

V7. Höhenrücken östlich des Hästhagsees (-sjöns) (H 6399670, R 1551660)

An der Landstraße zwischen Västervik und Hornsudde erstreckt sich östlich des Hästhagsjöns ein flacher nach Nordnordost-streichender Höhenrücken. Den Aufschluss erreicht man zu Fuß über eine kleine (durch Gesteinsblöcke gesperrte) Zufahrt; Parken am Straßenrand.

Aufgeschlossen ist ein längerer Ast eines verzweigten Os-(Esker) -Systems mit deutlich ausgeprägter ebener Oberfläche (Abb. 6.26).

Oser sind langgestreckte Wälle von Sedimenten unterschiedlichster Korngröße, die subglazial, d.h. unter Gletschern abgelagert wurden. Das Material stammte aus Moränen und wurde mit Schmelzwässern durch Spalten an die Basis der Gletscher verfrachtet. Dort fand ein weiterer Transport durch Schmelzbäche meist parallel zur Eis-transportrichtung statt, was letztlich die langgestreckten Wälle erzeugte.

In dem vorliegenden Os reicht das Korngrößenspektrum i.W. vom Grobkies bis in die Blockfraktion mit recht unterschiedlichen Rundungsgraden. Die Komponenten bestehen fast ausschließlich aus Kristallin-Gesteinen, wobei Meta-Siliziklastika vorherrschen (u.a. Meta-Quarzite, wie sie in der Västervik-Formation vorkommen (Abb. 6.27). Die Ausrichtung des Os entspricht etwa der im weiteren Umfeld durch Gletscherschrammen belegten Eis-transportrichtung (um 170°). Im unmittelbar nord-östlich angrenzenden Gebiet sind durch die lichte Bewaldung weitere, kleinere Äste des Os-Systems zu erkennen (Abb. 6.28).



Abb. 6.26. Os mit deutlich ausgeprägter ebener Oberfläche; Erläuterungen im Text.



Abb. 6.27. Os-Komponenten.



Abb. 6.28. Kleinere Äste des Os-Systems.

V8. Västervik Industriegebiet (Traktörvägen) (H 6404747, R 1546862)

Kleiner horizontaler Aufschluss auf einem Wendeplatz mit Treibstoff-Station. Das Gelände ist nicht umzäunt und kann vom östlich gelegenen Kreisverkehr aus angefahren werden.

Aufgeschlossen sind durch granitisches Magma hydraulisch zerbrochene (brekziierte) Meta-Quarzite der Västervik-Formation (vorwiegend Typ „Speckiger Quarzit“; siehe Station 9). Die länglichen „Splitter“ sind parallel zur generellen Streichrichtung der Västervik-Formation ausgerichtet (Westnordwest-Ostsüdost) (Abb. 6.29).

An wenigen Stellen ist innerhalb der speckigen Meta-Quarzit-Splitter noch die sedimentäre Schichtung in Form von dünnen, gefalteten Ton-reichen Lagen erkennbar (Abb. 6.30). Zwischen den Meta-Quarzit-Splittern können in der Grundmasse zwei

Gesteinsarten in unregelmäßig angeordneten Domänen und mit diffusen Übergängen unterschieden werden. Dies sind zum einen schlierig gefaltete Migmatite (Abb. 6.31), zum anderen wahrscheinlich aus diesen abgetrennte anatektische Granite (Abb. 6.32).

Diffuse Übergänge zwischen den migmatitischen und granitischen Domänen und fehlende magmatische Fließgefüge lassen darauf schließen, dass die anatektischen Magmen am Ort entstanden und nicht über längere Strecken eingeströmt (intrudiert) sind.



Abb. 6.29. Meta-Quarzit-Splitter in einer Grundmasse aus migmatitischen und granitischen Domänen; Erläuterungen im Text. Der rote Rahmen zeigt den in Abb. 6.30 dargestellten Ausschnitt.

Die Entstehung der „Speckigen Meta-Quarzite“ wird in Verbindung mit der Thematik in Station 9 eingehend erläutert (s. Verweis oben). Kurz zusammengefasst, lassen sich diese Gesteine als durchgreifend verkieselte Meta-Arkosen beschreiben.

Abb. 6.30. Bereich innerhalb der „Speckigen Meta-Quarzite“, in dem Relikte einer sedimentären Schichtung erhalten geblieben sind.



Abb. 6.31. Bereich innerhalb der Grundmasse mit schlierig gefalteten Migmatiten.



Abb. 6.32. Bereich innerhalb der Grundmasse mit durch Anatexis am Ort gebildetem Granit.

Notizen

V9. Almvik, Strassenanschnitt an der E22 (H 6412070, R 1537901)

Parkmöglichkeit vor dem Café Almvik, kurzer Fußweg zurück an die E22, Aufschlüsse beiderseits der Strasse. Das Café hat sehr unregelmäßige Öffnungszeiten.

Der Aufschluß zeigt das Produkt einer mehrphasigen Gefügeentwicklung, die durch eine komplexe Vergesellschaftung von Meta-Sedimenten der Västervik-Formation (i.W. Meta-Arkosen und -quarzite), aus diesen durch penetrative Verkiezelung (Si-Metasomatose) entstandene „speckige Quarzite“ (Vollbrecht & Leiss, 2008) sowie wiederum aus diesen durch Hochtemperatur-Verformung hervorgegangene  Mylonite (Abb. 6.33; z.B. Vollbrecht et al. 2006).

Die Verkiezelung der Meta-Arkosen erfolgte durch Zustrom Si-reicher Lösungen, die aus anatektischen Schmelzen im tieferen Untergrund stammen. Die Verkiezelung führte zu einer weitgehenden Verdrängung von Kalifeldspat, Plagioklas und Glimmern (Abb. 6.34). Das Endprodukt ist ein grobkörniger Meta-Quarzit mit speckigem Glanz. Makroskopisch erkennbare Pünktchen stellen Verdrängungsrelikte dar (i.W. Glimmer).



Abb. 6.33. Meta-Arkosen und ihre Umwandlungsprodukte

a. Grenzbereich zwischen reliktscher Linse von Meta-Arkosen und teilweise mylonitisch überprägten „speckigen“ Meta-Quarziten.

b. Reliktische Meta-Arkose mit deutlich erkennbarer Schrägschichtung (Ausschnitt aus **a.**)

c. „Speckiger“ Meta-Quarzit.



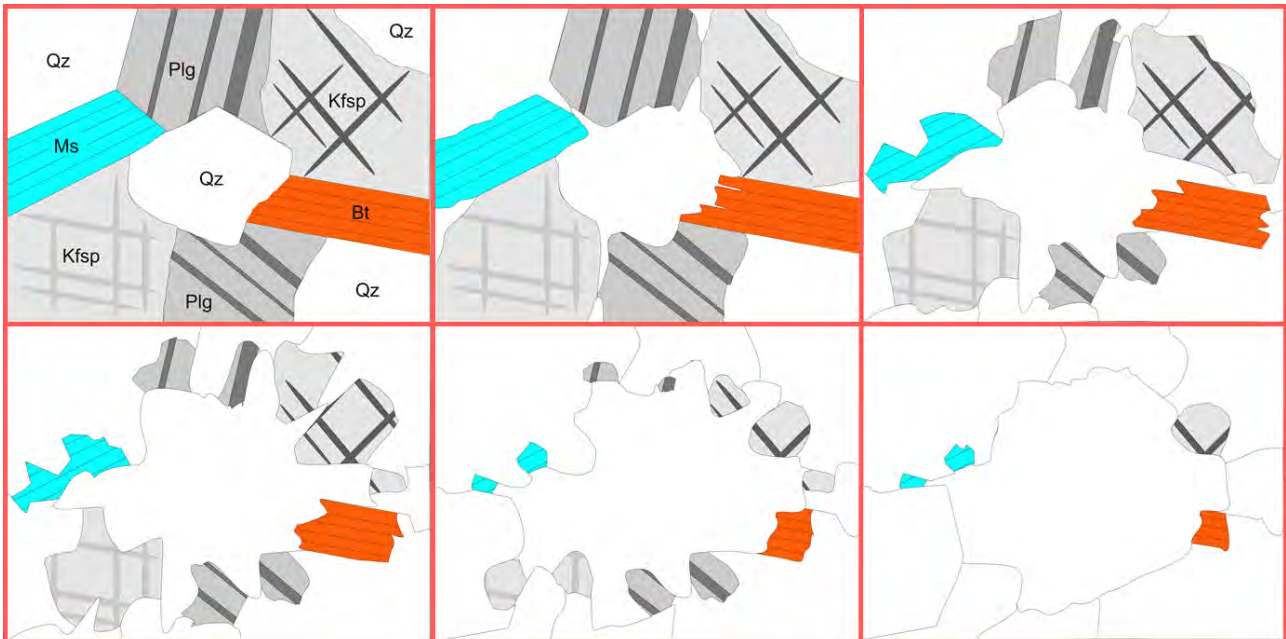


Abb. 6.34. Progressive Verkieselung von Meta-Arkosen der Västervik-Formation (Vollbrecht & Leiss 2008)

Die reliktschen Meta-Sedimente zeigen konstante Bankmächtigkeiten und z.T. gut erhaltene Schrägschichtung (Abb. 6.33b). In den isolierten Schollen zeigen die Bänke ein recht konstantes Einfallen nach Nordosten.

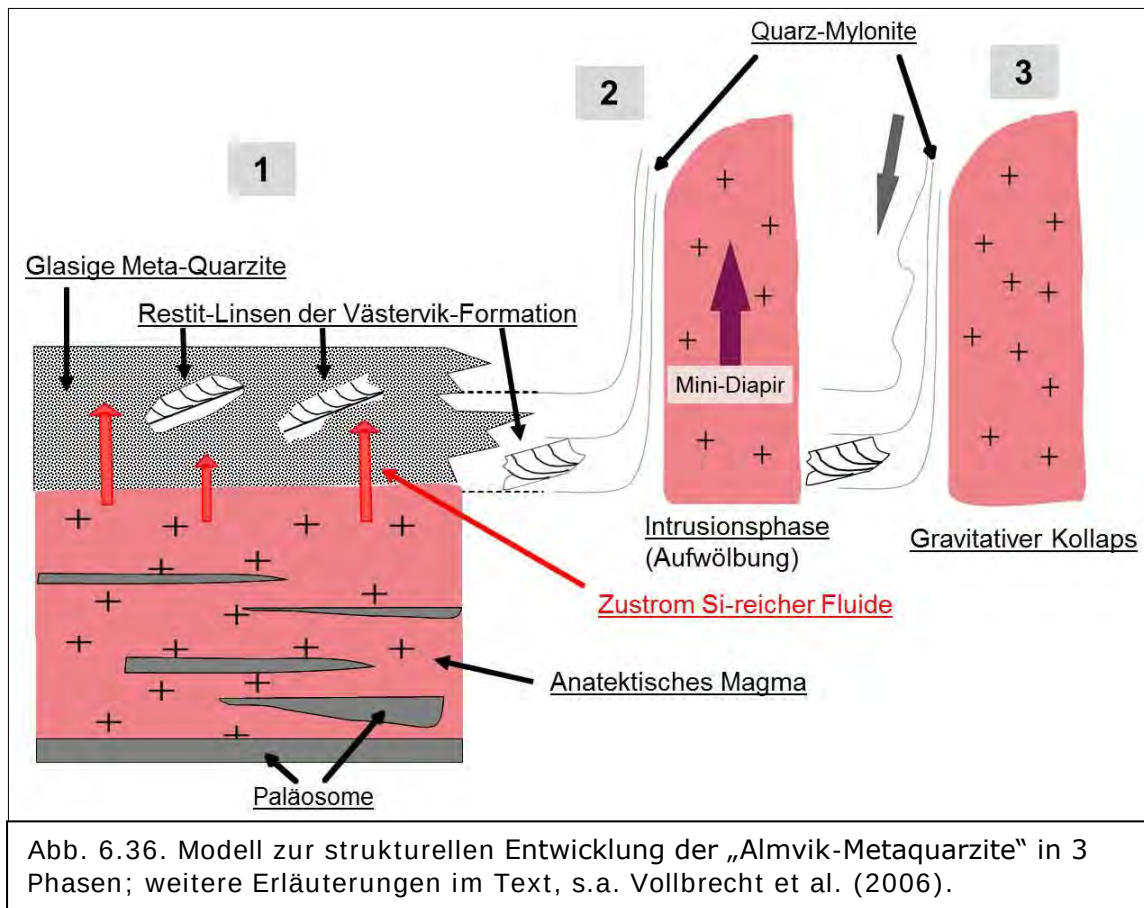
Der Lagenbau der (Quarz-) Mylonite ist dagegen intensiv um sub-horizontale Nordwest-Südost streichende Achsen gefaltet (Abb. 6.35) und dadurch weitgehend steil einfallend. Die Mächtigkeit der mylonitischen Lagen variiert oft beträchtlich. Diese Falten weichen in ihrer Geometrie und Raumlage stark von den regionalen Mustern ab und werden deshalb mit der jüngeren Intrusion der anatektischen Granite in Verbindung gebracht. Danach entstanden diese Falten im engeren Umfeld von kleinräumigen Granit-Intrusionen (Diapire; s. Modell in Abb. 6.36). Hierbei entstanden zunächst Schleppfalten (Abb. 6.35a) in der Aufwölbungsphase, gefolgt von Kollapsfalten (Abb. 6.35b) durch gravitative Kräfte.



Abb. 6.35. Faltenformen (Erläuterungen im Text)

a. „Schleppfalten“ b. „Kollapsfalten“

S



Aus den Quarzgefügen (Texturen) der Mylonite kann gefolgert werden, dass ihre Prägung, d.h. die Verformung im Umfeld der Diapire bei Temperaturen von mindestens 650° ca. stattfand.

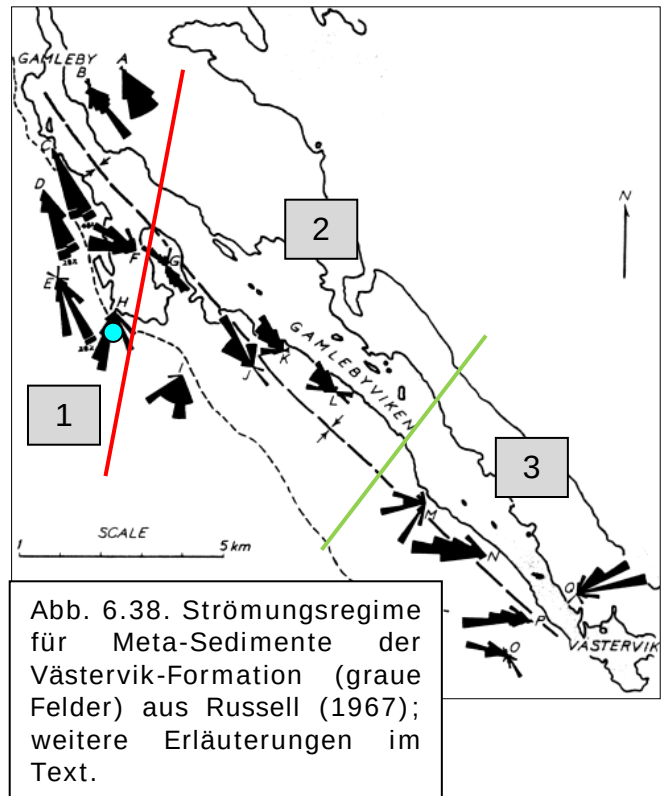
Eine spezielle Struktur ist am nördlichen Rand des östlichen Profils aufgeschlossen (Abb. 6.37): Eine der o.g. Falten (Fx) wurde durch jüngere Kompression in Northwest-Südost-Richtung überfaltet (Fx+1).



Abb. 6.37. Überfaltung einer älteren Falte (Fx) durch eine jüngere Generation (Fx+1),

Reliktische Sedimentgefüge sind in zahlreichen kleineren Aufschlüssen der weiteren Umgebung trotz Verkieselung und Hochtemperatur-Verformung erhalten geblieben. Von besonderer Bedeutung ist dabei die Schrägschichtung, die nicht nur als Oben-Unten-Kriterium (s. S. 41) verwendet werden kann, sondern auch als Paläo-Strömungs-Indikator. Anhand einer detaillierten Analyse der Schrägschichtungen kommt Russell (1967; s.a. Gavelin & Russell 1967) zu der Schlussfolgerung, dass dieser Teil der Västervik-Formation in einem Delta-Milieu abgelagert wurde. Dabei werden drei Strömungsregime unterschieden (s. Abb. 6.38): (1) Fluss-System (fluviatil) mit nur einer Strömungsrichtung, (2) Gezeitenbereich mit zwei gegenläufigen Strömungsrichtungen und (3) küstenparallele Strömungen.

In diesem System läge der Straßenaufschluss Almvik im damaligen fluviatilen Bereich mit Süd bis Südsüdost gerichteter Strömung (blauer Punkt in Abb.6.38).



Mylonite

Mylonite sind Gesteine, die bei hohen Temperaturen eine durchgreifende duktile Verformung erfahren haben. Duktil bedeutet, dass diese Verformung makroskopisch fließend, d.h. ohne Erzeugung von Brüchen erfolgt. Dies wird durch plastische Kristallverformungen i.w.S. und Umkristallisationen bewirkt. Einzelne Komponenten eines Gesteins können sich in der duktilen Grundmasse auch bruchhaft verformen.

Der Prozess Mylonitisierung führt bei hohen Verformungsbeträgen i.d.R. zu einer völligen Überprägung der Ausgangsgesteine, so dass diese z.T. nicht mehr bestimmbar sind. Meistens sind Mylonite wegen der o.g. Verformungsprozesse feinkörniger als ihre Ausgangsgesteine. Ein weiteres typisches Merkmal ist ein neu angelegter mylonitischer Lagenbau (Foliation). Kristallplastische Verformungen führen auch dazu, dass die Kristallgitter rotieren und bestimmte Vorzugsorientierungen in Bezug auf die Verformungsrichtungen einnehmen. Diese kristallographischen Vorzugsregelungen werden auch „Texturen“ genannt. Da die plastische Kristallverformung in Abhängigkeit von der Verformungstemperatur unterschiedliche Kristallgitter-Ebenen erfasst, erzeugen die entsprechenden Rotationen z.T. spezifische Texturen, die als Temperatur-Indikator verwendbar sind. Insbesondere Quarz, als wichtiges gesteinsbildendes Mineral, zeigt aufgrund seiner Kristalleigenschaften eine starke Tendenz zu duktiler Verformung mit diagnostischen Texturen.

Einzelne Kristalle, die von der duktilen Verformung weitgehend verschont geblieben sind und deshalb als große Körner in der feinkörnigen mylonitischen Gesteinsgrundmasse „schwimmen“, werden als Porphyroklasten bezeichnet. Werden Gesteine weitgehend bruchhaft (spröde) verformt, nennt sie Kataklaste (Vorgang: Kataklaste).

V10. Campingplätze (H- und R-Werte siehe Einzelaufschlüsse A, B)

Unmittelbar östlich der Bjursund-Brücke befinden sich beiderseits der Reichsstraße 213 Campingplätze (**A, B**) mit gut zugänglichen Aufschlüssen.

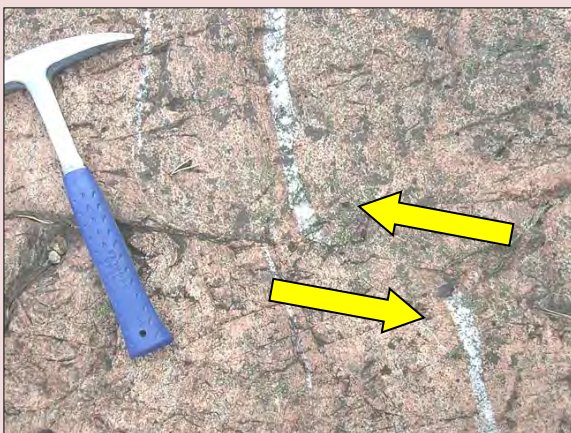
Geologische Situation:

Die Aufschlüsse der Stationen V10 und V11 liegen im Bereich der Loftahammar-Linköping-Deformationszone (LLDZ; s. Abb. 6.1). Die LLDZ entwickelte sich als das Back-Arc-Becken mit der Västervik-Formation durch fortdauernde Subduktion mit dem Südwestrand der Svekofennischen Region kollidierte (s. tektonisches Modell S. 91 u. 93). Die lang andauernde Deformation erfolgte in einem dextral-transpressiven Regime (d.h. rechtssinnige Seitenverschiebung + Einengung). Die Deformation erfolgte vorwiegend im duktilen Bereich und produzierte verschiedenartige Mylonite und Blastomylonite (Mylonite mit metablastischer Überprägung; s. S. 89) in unterschiedlich dimensionierten Scherzonen. Diese streichen größtenteils Westnordwest-Ost-südost und fallen steil ein. Daneben wurden größere Granitkörper teilweise vergneist (Orthogneise). Lokal entwickelt sind auch jüngere bruchhafte Deformationen in Form von Kataklase-Zonen und diskreten Scherbrüchen, die (wie die Mylonite) ebenfalls steil einfallen aber Nord-west-Südost streichen. Fast alle Strukturen zeigen einen dextralen  Schersinn, bilden jedoch nur selten eine reine Seitenverschiebung ab; das mylonitische Linear (Anzeiger für Verschiebungsrichtung) ist im Mittel mit ca. 60 bis 70° nach Ostsüdost bis Südost geneigt.

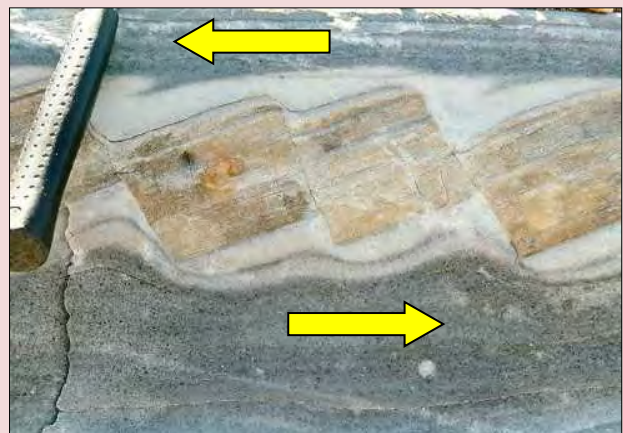
In den südlichen Teilen der LLDZ erfasste die Verformung verschiedene TMZ-Gesteine sowie Meta-Siliziklastika, Migmatite und Metavulkanite der Västervik-Formation, in den nördlichen Teilen dagegen eher eine Sequenz bimodaler (basischer und felsischer) Meta-Vulkanite am Südrand der Svekofennischen Zone (s Abb. 6.1).

Schersinn

Bei der Analyse von Deformationszonen ist es wichtig, den Bewegungssinn festzustellen. Dies erfolgt anhand von sog. Schersinn-Indikatoren, die anzeigen, ob ein Relativ-Versatz rechtssinnig (dextral) oder linkssinnig (sinistral) ist. Die entsprechenden Strukturen sind extrem vielgestaltig und treten in allen Dimensionen auf. Einige Schersinn-Indikatoren sind auch für Laien problemlos erkennbar, andere erfordern Kenntnisse über die beteiligten Verformungsprozesse. Die beiden abgebildeten Beispiele (beide sinistral) sind häufig auch makroskopisch zu beobachten.



Versatz von Markern (hier Quarzgänge)



Dominostein-artige Rotation von Fragmenten einer zerbrochenen Bank

Weitere Schersinn-Indikatoren werden an konkreten Objekten vorgestellt.

A. Campingplatz südlich der Straße (H 6421570, R 1546980)

Vor dem Campingplatz befindet sich ein recht großer Parkplatz. Der Aufschluss liegt etwa 300 m südlich an der Küste (Badeplatz mit Steg).

Im Bereich des Badestegs sind Teile einer duktilen Scherzone aufgeschlossen, die als südliches Randelement der LLDZ zu betrachten ist. Ein entsprechend dextraler Schersinn ist hier anhand zahlreicher Strukturen nachweisbar (z.B. Verlauf des mylonitischen Lagenbaus, Sigma-Klasten, asymmetrische Fließfalten, s. Abb.6.39).

Bei dem Ausgangsgestein handelt es sich vermutlich um siliziklastische Metasedimente der Västervik-Formation. Die relik-tisch erhaltene Schichtung geht hier kontinuierlich in eine mylonitische Foliation (Smyl) über, die mit typisch sigmoidalem Verlauf eine dextrale Bewegung abbildet. Nur im Zentrum der Scherzone wird diese Kontinuität durch einen ultramylonitischen Horizont unterbrochen. Asymmetrische Fließfalten und selten auch Sigma-Klasten werden vor allem durch helle Mobilisate abgebildet (felsische Injektionen), die gehäuft im Zentrum der Scherzone auftreten. Desweiteren treten (syn-deformative) Mobilisate in den Einschnürungszonen boudinierter (gedehnter) Mylonit-Lagen auf (Abb.6.40).

Späte, post-deformative Gänge zeigen oft eine mehrphasige Bildung. „Composite dykes“ (Abb. 6.41). Die rote Grundmasse ist granitisch. Bei dem schwarzen, fragmentierten Material handelt es sich vermutlich um Turmalin.

Als selten beobachtetes Phänomen treten hinter Kanten, die durch Eistransport erzeugt wurden, Aggregate aus gerundeten Sedimentkörnern auf, eingebettet in einer dichten Grundmasse aus (vermutlich) Fe-Mineralen. Die Bildung dieser Aggregate erfolgte wahrscheinlich in einem sog. sub-glazialen Milieu, worüber im vorliegenden Fall keine weiteren Daten vorliegen.

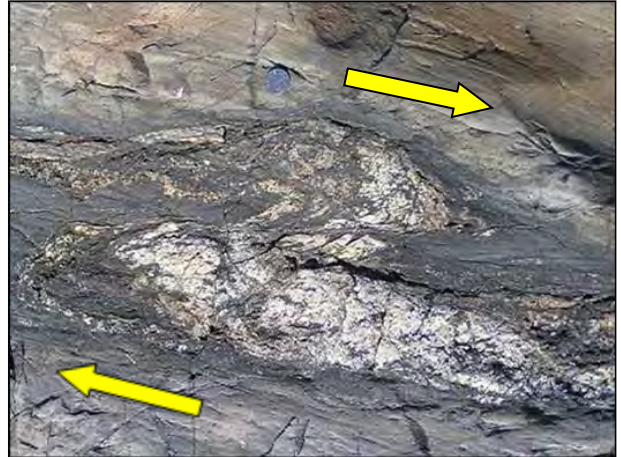


Abb. 6.39. Asymmetrische Fließfalte, Indikator für dextrale Scherung.



Abb. 6.40. Felsische Injektionen in Einschnürungszonen.



Abb. 6.41. Mehrphasig gebildeter Gang: (1)? Turmalin, (2) Granit, dessen Magma den Turmalin hydraulisch gesprengt hat.

B. Campingplatz nördlich der Straße (H 6422160, R 1546830)

Die Zufahrt zum Campingplatz ist nach etwa halber Strecke gesperrt (Schranke). Davor besteht keine Parkmöglichkeit. Es wird deshalb empfohlen, vom Parkplatz **A** aus das Gelände zu Fuß anzusteuern.

Auf dem Gelände gibt es zahlreiche interessante Aufschlüsse. In dem Weg zum eigentlichen Camping-Areal sind Augengneise aufgeschlossen, die mafische Enklaven enthalten. Diese wurden gemeinsam mit ihrem ursprünglich granitischen Wirtsgestein vergneist. Die in Abb. 6.42 abgebildete Enklave enthält ihrerseits kleine, feinkörnige mafische Enklaven, die parallel zur Foliation eingeregelt sind. Es handelt sich deshalb vermutlich um einen Xenolith, der ursprünglich als Magmatit bereits mafische Enklaven z.B. durch Magma-Mingling aufge-

nommen hat. Die Altersstellung der Feldspat-Metablasten im Zuge dieser mehrphasigen Entwicklung ist fraglich (am Ort, d.h. im Xenolith, vor oder nach der Vergneisung oder bereits früher).

Die Betrachtung dieses Augengneises sollte im Vergleich zu dem in Station L2 anstehenden Gestein erfolgen, das ebenfalls große Kalifeldspat-Augen enthält, für das aber eine andere Genese angenommen wird (mylonitisch-metablastisch überprägte basische Meta-Vulkanite).



Abb. 6.42. Mafischer Xenolith in einem Kalifeldspat-reichen Augengneis. Der Xenolith enthält selbst auch kleine mafische Enklaven (s. gelbe Pfeile). Außerdem enthält der Xenolith auch helle Kalifeldspat-Metablasten. Der Xenolith wurde zusammen mit seinem ursprünglich granitischen Rahmengestein vergneist. Wegen seiner mafischen Enklaven wird für den Xenolith ein Magmatit als Ausgangsgestein angenommen.

V11. Straßenaufschluss Hallmare (H 6416867, R 1556345)

Die bisherigen Erfahrungen haben gezeigt, dass aus Rücksicht auf den Eigentümer des Grundstücks auf den Gebrauch von Hämmern verzichtet werden sollte. Zum Schutz dieses spektakulären Aufschlusses sollten auch keine Proben abgeschlagen werden. Vergleichbares Material gibt es auch an anderen Stellen entlang der Landstraße.

Das auffällige Gestein besteht aus einer dunklen Grundmasse mit dünnen rötlichen Lagen. Darin unregelmäßig eingebettet sind hellrote Kalifeldspäte mit sehr unterschiedlichen Korngrößen (Abb. 6.43). Diese zeigen z.T. randliche Übergänge in die feinkörnigen Bänder. Einige Lagen bestehen nur aus rötlichen und grauen Bändern, die nur vereinzelte Kalifeldspäte enthalten (Abb. 6.44). Es handelt sich bei diesem Gestein

um eine spezielle Form von Myloniten, d.h. dem Produkt einer duktilen Deformation bei hohen Temperaturen (s. Erläuterungsfeld, S. 114). Die feinkörnigen Bänder entstanden durch syn-deformative Umkristallisation der Kalifeldspäte, wobei diese sog. Rekristallisate durch Scherverformung ausgelängt wurden. Die übrig gebliebenen Feldspäte wären demnach als Porphyroklasten zu bezeichnen.



Abb. 6.43. Mylonit mit extrem unterschiedlich stark verformten Kalifeldspäten: grobe Porphyroklasten bis hin zu lang „ausgewalzten“ Rekristallisat-Bändern.

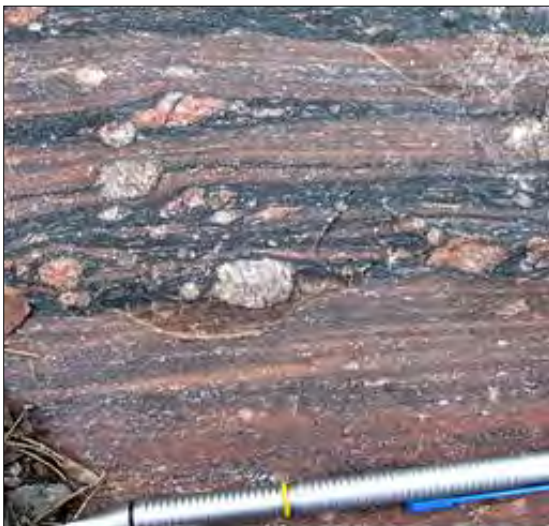
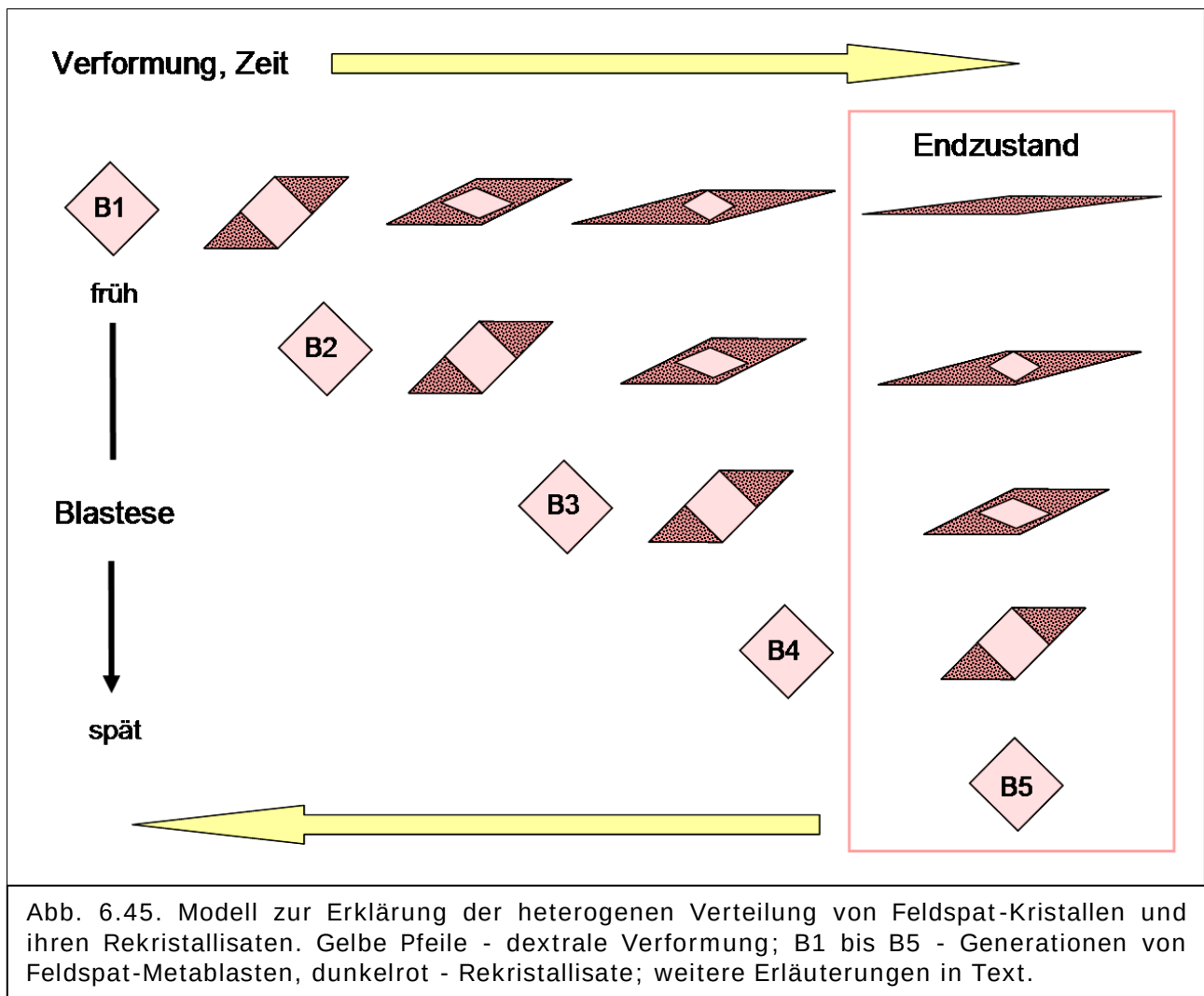


Abb. 6.44. Wechsellagerung von rötlichen und grauen Rekristallisat-Bändern, darin z.T. nur schwach deformierte Kalifeldspat-Porphyroklasten; weitere Erläuterungen im Text.

Es stellt sich die Frage, wie bei durchgreifender Verformung der Erhaltungsgrad der Kalifeldspäte so unterschiedlich sein kann. So kommen innerhalb einer Lage vollständig dynamisch rekristallisierte Feldspäte (Bänder) neben völlig undeformierten Großkristallen vor. Eine einfache Mylonitisierung eines Granits mit ursprünglich großen Feldspäten kann dieses Gefüge nicht erklären. Ein denkbare Modell wäre, dass es sich bei den Kalifeldspäten um Metablasten handelt (siehe Erläuterungsfeld, S. 89), die während einer lang andauernden Deformation nach und nach in dem Mylonit gesprosst sind (Abb. 6.45; Vollbrecht et al. 2007a). Die frühen Metablasten erfuhren dabei eine starke Verformung und liegen heute als Bänder aus feinkörnigen Rekristallisaten

vor. Die späten Metablasten blieben weitgehend undeformiert. Dazwischen gibt es alle Übergänge (Metablasten bzw. Porphyroklasten mit Rekristallisat-Säumen). Als Ausgangsgestein (vor der Kalifeldspat-Metablastese) wird ein basischer (Meta-)Vulkanit angenommen. Als Beleg für die Metablastese können u.a. Kristalle angesehen werden, die sich beim Wachstum im Festgestein gegenseitig behindert haben und deshalb miteinander verzahnt sind.

Genauer betrachtet waren die Prozesse noch komplexer, u. a. weil die stoffliche Zusammensetzung der an der Metablastese beteiligten Lösungen während der lang andauernden Verformung variierte (Vollbrecht et al. 2007b).



Am westlichen Randbereich des Aufschlusses ist ein Kataklasit aufgeschlossen, der eckige Fragmente der feinkörnigen Blastomylonite enthält und damit jünger als diese ist (Abb. 6.46) und eine späte Niedrigtemperatur-Verformung innerhalb der LLDZ dokumentiert.

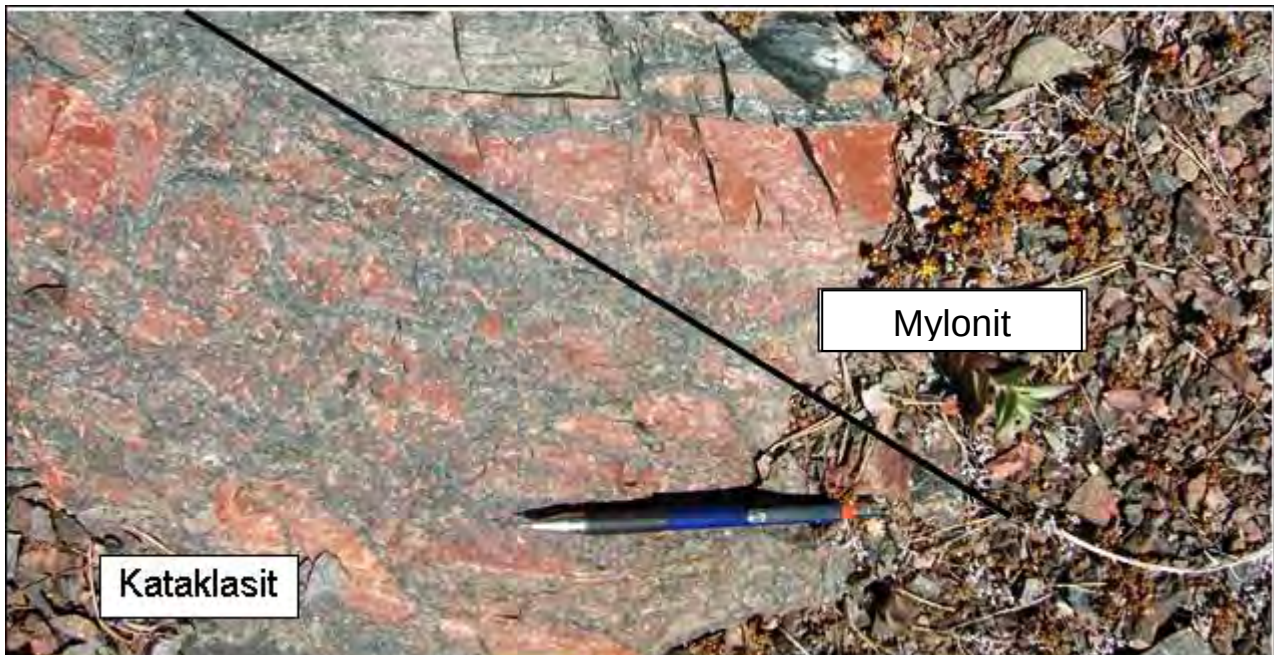


Abb. 6.46. Kataklasit, der spitzwinklig den älteren Mylonit durchschlägt; weitere Erläuterungen im Text.

Notizen

V12. Klippen am Hafen von Flatvarp; Stora Äskö (H 6429774, R 1559341)

Auf dem Verladeplatz am Hafen (Ende der Landstraße) gibt es gute Parkmöglichkeiten.

Die Aufschlüsse befinden sich nördlich der LLDZ (s. Abb. 6.1), und es steht eine Wechsellagerung aus felsischen und mafischen Horizonten an, die weitgehend unverformt sind (Abb. 6.47). Hierbei handelt es sich vermutlich um Teile eines ehemaligen bimodalen Vulkanit-Gürtels im Südwestteil der Svekofennischen Region. Mafische Lagen dieser Einheit stellen vermutlich die Ausgangsgesteine der in Station V11 betrachteten (Blasto-) Mylonite dar.

Die felsischen Schichtglieder weisen z.T. Gefüge einer schwachen Migmatisierung

auf, entweder in Form von am Ort gebildeten Schmelzen oder durch lagenparallele Injektion von felsischen Magmen. Teilweise bestehen Übergänge zu hellen granitischen Gängen (Abb. 6.48).

Auf der Klippe östlich vom Anlageplatz ist ein steiler Basaltgang zu beobachten, der spitzwinklig den Lagenbau schneidet. Dieser Gang ist vermutlich deutlich jünger als seine Paläo-proterozoischen Rahmengesteine, denn er zeigt kaum Verwitterungsphänomene.



Abb. 6.47. Wechsellagerung aus felsischen und mafischen Horizonten, z.T. migmatisch.



Abb. 6.48. Felsische Gänge, die z.T. in migmatische Horizonte einmünden.

V13. Felswand an der Reichsstraße 40 westlich vom Långsjön (H 6416867, R 1556345)

Parkmöglichkeit für Kleinbusse u. PKWs am kleinen Bahnhof-Häuschen Fagersand (Schmalspurbahn); für größere Busse bietet sich der Parkplatz an der ca. 500 m östlich gelegenen Raststätte an. Auf älteren Karten trägt die Reichsstraße die Bezeichnung 33.

An der mit ca. 68° nach Westen einfallenden duktilen Scherzone treten zwei deutlich unterschiedliche Granitoide in Kontakt (Abb. 6.49). Bei dem dunklen Gestein im Westen handelt es sich um einen Granodiorit, das helle Gestein im E ist ein Kalifeldspat-reicher Leukogranit. Dabei konzentriert sich duktile die Verformung auf den Granodiorit mit graduellen Übergängen von einem Ultramylonit (extreme Verformung) am Kontakt zum Leukogranit bis hin zu einem Protomylonit (schwache Verformung) wenige Meter weiter westlich. Die letzte Phase der duktilen Verformung fand vermutlich unter grünschiefer-faziellen Bedingungen statt, was makroskopisch aus einer diffusen Grünfärbung der Mylonite durch Epidot gefolgert werden kann. Daneben treten auch post-mylonitische Epidot-Gänge auf. Der helle Leukogranit zeigt eine intensive bruchhafte Verformung (Kataklyse) im

Randbereich zur Scherzone.

Der dunkle Typ enthält vereinzelte rötliche Kalifeldspäte, deren Häufigkeit mit der Entfernung von der Scherzone, d.h. nach Westen hin abnimmt. Es könnte sich deshalb um Metablasten handeln (vergl. Station 11), wobei die beteiligten Lösungen im Bereich der Scherzone mobilisiert wurden und von dort in die Rahmengesteine migrierten.

Auf Satellitenbilder stellt diese Scherzone ein mehrere km langes Lineament parallel zum Långsjön dar. Gefügeanalysen im Makro- und Mikrobereich weisen auf eine mehrphasige Verformungsgeschichte mit unterschiedlichen Bewegungen hin (Ondrasina 2003; Friese 2005) vor. Die Hauptkomponente war vermutlich dextral mit leicht abschiebender Komponente.



Abb. 6.49. Duktile Scherzone zwischen dunklem Granodiorit im Westen und einem Leukogranit im Osten. Die stärkste Verformung hat im Granodiorit unter grünschiefer-faziellen Bedingungen stattgefunden (Grünfärbung durch Epidot).

V14. Steinbruch Stenkullen N´ Bussvik (H 6371200, R 1550100)

Der Steinbruch „Stenkullen“ kann mit kleineren Fahrzeugen über einen Waldweg angefahren werden, der von Bussvik nach Norden abzweigt. Bei Anreise mit größeren Bussen muss die Lokalität über diesen Weg zu Fuß besucht werden (ca. 800 m). Dort bieten frei liegende Gesteinsflächen hervorragende Aufschlüsse. Die tieferen Abbausohlen sind mit Wasser gefüllt.

Geologische Situation:

Der Aufschluss liegt im Götömar-Pluton (s. Abb. 6.1), der vor ca. 1450 Ma in die ca. 1800 Ma alten TMZ-Granitoide intrudierte (z.B. Kornfält et al., 1997), die zu dieser Zeit bereits deutlich unter 300°C abgekühlt waren (Söderlund 2008). Der Götömar-Pluton zählt zu einer Gruppe von Alkalifeldspat-Graniten, die im Rahmen der Danopolonischen Orogenese intrudierten (s. Kap. 1.4; S. 3). An der heutigen Oberfläche bildet der Götömar-Pluton eine Rundstruktur mit einem Durchmesser von ca. 5 km, die in der aeromagnetischen Karte als negative Anomalie erscheint, bedingt durch den geringen Gehalt an mafischen (magnetischen) Mineralen (Abb. 6.50).

Der Götömar-Pluton besitzt einen horizontalen Lagenbau aus Alkalifeldspat-Graniten mit sehr ähnlichen Zusammensetzungen, jedoch mit unterschiedlichen Körnigkeiten. Der Kontakt zu den umrahmenden TMZ-Granitoiden ist scharf, und es fehlt eine deutliche Kontaktaureole. Auch fehlt eine graduelle Kornverkleinerung zu den Rändern hin, die bei einer schnellen Abkühlung im Kontakt zum kalten Rahmengestein zu erwarten wäre (z.B. Kresten & Chyssler 1976).

Aufgrund der o.g. Merkmale erscheint für den Götömar-Pluton eine Platznahme durch Mehrfach-Injektionen in Form von horizontalen Gängen wahrscheinlich (Abb. 6.51). Auch viele Beobachtungen im Mikro-Bereich (Friese et al. 2011) stehen mit episodischen Injektionen im Einklang. Konkret können die wesentlichen Charakteristika wie folgt erklärt werden:

- Interner Lagenbau: Abbild einer Abfolge von gangförmigen Injektionen.
- Wechselnde Körnigkeiten: Speisung aus verschiedenen Domänen der Magmenkammer, die unterschiedliche Volumenverhältnisse Kristalle/Schmelze aufweisen.
- Fehlende Kontaktzone: Geringe Magmen-Volumina einzelner Injektionen lieferten zu geringe Wärmemengen und magmatische Lösungen, um nennenswerte Reaktionen mit den Rahmengesteinen zu bewirken.
- Fehlende Abschreckungsgefüge: Die injizierten Magmen hatten bereits einen hohen Kristallanteil. Das Volumen der Restschmelzen war daher für die Bildung erkennbarer Abschreckungsgefüge zu gering.

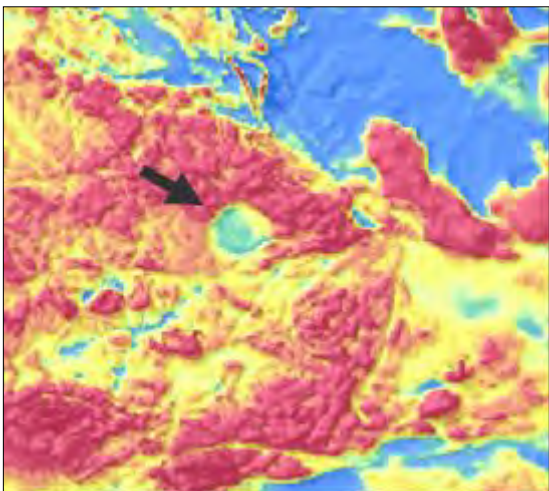
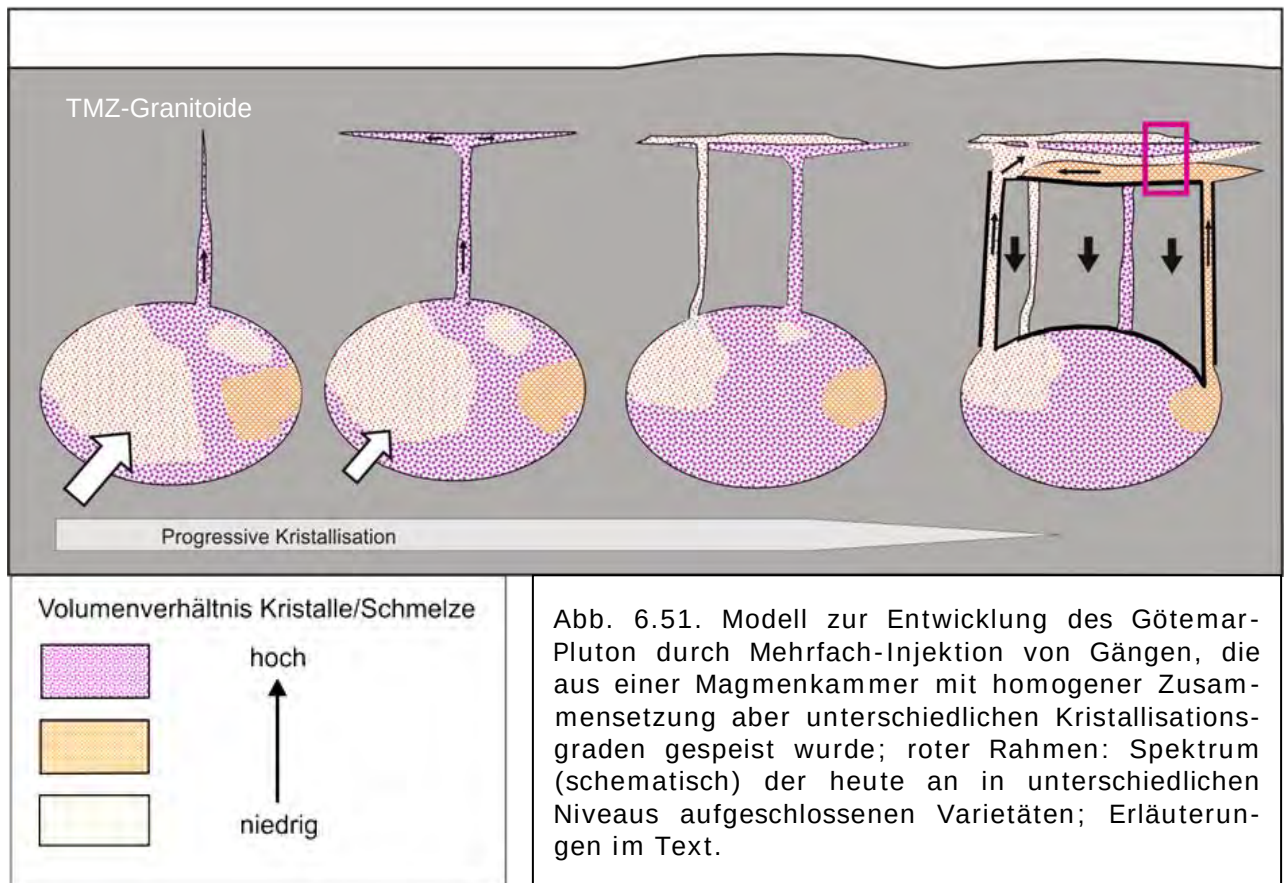


Abb. 6.50. In der aeromagnetischen Karte bildet sich der Götömar-Pluton (Pfeil) durch eine deutliche negative Anomalie ab, umrahmt von den stärker magnetischen Granitoiden der TMZ.



Im Steinbruch „Stenkullen“ stehen rote mittel-bis grobkörnige Götemar-Granite an. Sie enthalten Gänge mit feinkörnigen rötlichen Graniten (Aplite) sowie mit Pegmatiten. Beide treten z.T. auch gemeinsam in einem Gang auf, was durch eine mehrphasige Bildung erklärt wird. Daneben treten jüngere dünne Sandsteingänge auf, welche die magmatischen Gänge unter großem Winkel durchschneiden (s. Abb. 6.52).



Abb. 6.52. Roter, mittelkörniger Götemar-Granit (horizontaler Anschnitt). Darin ein zonierter Granit-Gang mit schmalen grobkörnigen Rändern, die diffus in den Rahmen-Granit übergehen. Die breite Kernzone des Gangs ist feinkörnig (Aplit). Als sehr viel jüngeres Strukturelement schneidet ein dünner Sandstein-Gang (Pfeil) mit scharfem Kontakt die Magmatite.

6.3 Weitere Aufschlüsse in der Västervik-Region (nicht im Exkursionsprogramm; vergl. Abb. 6.3).

Ein wichtiges Kriterium für die Auswahl war eine gute Erreichbarkeit; sehr gute Aufschlüsse auf den Inseln wurden deshalb nicht berücksichtigt).

1) Halbinsel Östra Skälö, Hafen Baggeholm, ca. 17 km südsüdöstlich von Gunnebo, am Ende der Landstraße:

Feingebänderte ? Pyroklastika der Västervik-Formation. Die Schichten sind um flach nach Südosten einfallende Achsen gefaltet, Transversalschieferung; felsische Injektionen, kleine dextrale Seitenverschiebungen, Gradierung und Sackungsstrukturen als Oben-Unten-Kriterien. In der Böschung am P-Platz stehen Fleckengneis-Mylonite mit komplexer Gefügeentwicklung an (Farrenkopf 2000).

2) Küste östlich der Skälö-Brücke, an der Landstraße ca. 3 km nordwestlich von Aufschluß (1); Parkstreifen nördlich der kleinen Brücke bietet Platz für ca. 4 Kleinbusse:

Basaltischer Flow innerhalb der Västervik-Formation, mehrere Horizonte mit Entgasungs-Blasen, z.T. gefüllt (Vesicles; Fließrichtung anhand von gedehnten Blasen rekonstruierbar.

3) Ehemalige Bushaltestelle Bäcke-måla, Kuppe an der Landstraße ca. 200 m N' Skaftet, Böschung an der Ostseite:

Unterschiedliche Strukturen einer Mischung von zwei granitoiden Magmen (Granodiorit und Alkalifeldspat-Granit; Frei 1997).

4) Steinbruch Edelhammar, ca. 2 km südöstlich vom Abzweigung E22 Richtung Västrum:

Småland-Granit; große Blöcke ermöglichen 3-dimensionale Betrachtung von Granitgefügen (z.B. Foliation, aplitische Gänge); steile spröde-duktilen Scherzonen; mineralisierte Harnischflächen (Quarz + ? Turmalin).

5) Straßenaufschluss ca. 1 km südlich Rumma, Landstraße von Ankersrum nach Hummelstad:

Dunkle, sehr feinkörnige Meta-Rhyolite (s. Gavelin 1984: Abb. 38a).

6) E22 Verkeböck, Aufschlüsse beiderseits der E22 unmittelbar östlich der Brücke; keine Parkmöglichkeiten (Wendeplatz sollte hierfür nicht benutzt werden). Es wird daher empfohlen, die Aufschlüsse von Verkeböck aus zu Fuß zu ansteuern:

Syn-magmatische basische Gänge in einem Granodiorit. Die steilen Gänge bestehen aus Zonen mit Schmelztropfen, die in unterschiedlicher Weise durch Fließbewegungen im Rahmenmagma zerlegt und z.T. auch noch durch Festkörperverformung duktil überprägt wurden.

7) Steinbruch ca. 1 km nordöstlich des Sees „Hjorten“, der Steinbruch liegt auf einer Anhöhe im Wald östlich der Bahnlinie und ist zeitweilig in Betrieb:

Stark deformierte Meta-Quarzite der Västervik-Formation; Als dominante Strukturen sind hier großdimensionierte Falten mit steilen Achsen und zugehöriger Schieferung entwickelt.

8) Kasimirsborg, beste Aufschlüsse an einem Felsrücken unmittelbar an der Bucht, ca. 400 m südlich des Schlossgebäudes. Gebiet zu Fuß von einem östlich gelegenen Feld-/Waldweg zu erreichen (durch das Tal):

Fleckengneise, die auf bestimmte Lagen der Meta-Sedimente konzentriert sind. Die

Flecken zeigen einen komplexen Zonarbau (Lohberg 1963); Meta-Sedimente z.T. mit gut erhaltenen Sedimentstrukturen (Rip-peln, Belastungsmarken, Rutschungsstruk-turen); vereinzelt steile, Nordwest strei-chende duktile Scherzonen.

9) Steinbruch südwestlich von Koviksnäs, Anfahrt über die Landstraße zwischen Hökhult und Klintemåla, Abzweig nach Norden in Richtung Koviksnäs (3 km). Am Südrand des Steinbruchs befindet sich ein kleiner P-Platz:

Besonders großer syn-magmatischer Ba-saltgang in Granit (spektakulär); weitere

Aplit- und Pegmatitgänge, mafische Enkla-ven; Granit-Xenolithe, unregelmäßige felsi-sche Gänge mit idiomorphen Titanit-Kristallen.

10) Hafen von Klintemåla, die Aufschlusswand befindet sich an einem Parkplatz südlich der Hauptstraße:

Subhorizontale mafische Gänge in einem mittelkörnigen Småland-Granit. Gangzoni-erungen deuten auf Mehrfach-Injektionen hin. Schieferungsgefüge in den Gängen vermutlich durch Relativbewegungen der angrenzenden Granitblöcke.

Notizen

Literaturverzeichnis

- Åberg, G., Löfvedahl, R., Levi, B. 1983. Radiometric dating of the Jungfrun granite. - Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 105, 191-198.
- Ågren, J., Svensson, R. 2007. Postglacial land uplift model and system definition for the New Swedish Height System RH 2000. - LVM-Rapport 2007:4 (Reports in Geodesy and Geographical Information Systems), 124 p.
- Ahlberg, A. 1996. Petroleum in the Mesozoic of Sweden - Why not? - GFF 118, 114-115.
- Ahlberg, A., Sivhed, U., Erlström, M. 2003. The Jurassic of Skåne, southern Sweden. - Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin 1, 527-541.
- Ahlberg, P., Axheimer, N., Babcock, L.E., Eriksson, M.E., Schmitz, B., Terfelt, F. 2009. Cambrian high-resolution biostratigraphy and carbon isotope chemostratigraphy in Scania, Sweden: first record of the SPICE and DICE excursions in Scandinavia. - Lethaia 42, 2-16.
- Alberti, H., Walliser, O.H. 1983. S-Skandinavien. - Skandinavien-Exkursion, 10. Bis 30.07.1983, Teil I: Bericht, Institut und Museum für Geologie und Paläontologie Göttingen, unveröffentlicht, 51 S.
- Altenburg, H.J. 2011. Die Blekinge-Region - Gesteine im Anstehenden und als Geschiebe. - Neubrandenburger Geologische Beiträge Band 11, 19-28.
- DOI 10.3285/ngb.11.04
- Andrén T., Björck, S., Andrén, E., Conley, D., Zillén, L., Anjaret, J. 2011. The development of the Baltic Sea Basin during the last 130 ka. - In: J. Harff et al. (eds.), *The Baltic Sea Basin*, Central and Eastern European Development Studies (CEEDES), Springer Heidelberg.
- DOI 10.1007/978-3-642-17220-5_4
- Augustsson, C. 2001. Lapilli tuff as evidence of Early Jurassic Strombolian-type volcanism in Scania, southern Sweden. - Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 123, 23-28.
- Bagnoli, G., Stouge, S. 2013. Upper Furongian (Cambrian) conodonts from the Degerhamn quarry road section, southern Öland, Sweden. - GFF 2014 (Pt. 1), 1-23.
- <http://dx.doi.org/10.1080/11035897.2013.858768>
- Bergelin, I. 2009. Jurassic volcanism in Skåne, southern Sweden, and its relation to coeval regional and global events. - Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 131, 165-175.
- Bergström, J. (ed.) 1988. Karta över Sveriges berggrund, skala 1:70 000. - SGU Ba 54.
- Bergström, J., Ahlberg, P. 1981. Uppermost Lower Cambrian biostratigraphy in Scania, Sweden. - Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 103, 193-214.
- Bergström, S. M., Ahlberg, P. 2004. Guide to some classical Ordovician and Cambrian localities in the Fågelsång area, Scania, southern Sweden. - Erlanger geologische Abhandlungen, Sonderband 5, 81-90.
- Bergström, J., Holland, B., Larsson, K. Norling, E. Shivhed, U. 1982. Guide to excursions in Scania. - SGU Ca 54, 95 p
- Berthelsen, A. 1992. Mobile Europe. - In: D. Blundell, R. Freeman, S. Mueller (eds.), *A Continent Revealed, The European Geotraverse*, 11-32.
- Berthelsen, A., 1994. Mobile Europe. In: Blundell, D.J., Mueller, St., Freeman, R. (eds.), *A continent revealed: The European Geotraverse Project*. - Cambridge University Press, Cambridge, pp. 11-32.
- Björck, S. 1995. A review of the history of the Baltic Sea, 13.0-8.0 ka BP. - Quaternary International, 27, 19-40.
- Björck, S., Hammarlund, D., Gaillard, M.J., Lemdahl, G., Papehl-Dufay, L., Åström, M. 2010. Postglacial climatic and human impacts on Baltic Sea environments in southern Sweden. - SWEDQUA excursion 7-11 June 2010, Lund University and Linnaeus University, Kalmar, Excursion guide, 48p.
- Bödvarsson, R. 2008. Swedish National Seismic Network (SNSN). A short report on recorded earthquakes during the fourth quarter of the year 2007. Swedish Nuclear Waste and Management Co (SKB), Stockholm, report SKB P-08-01, 18p
- Bogdanova, S.V., Gorbatshev, R., Garetsky, R.G. 2005. The East European Craton. In: R.C. Selley, L.R. Cocks, I.R. Plimer (eds) *Encyclopedia of Geology*. Elsevier, 2, 34-49.
- Bohlin, B. 1949. The Asaphus limestone in northernmost Öland. - Bulletin of the Geological Institute of the University of Upsala, 33, 529-570.
- Braukmüller, N., Hannich, F., Hansen, B.T., Vollbrecht, A., Wemmer, K., 2014. Exceptional younging of glauconite K/Ar and Rb/Sr ages from Ordovician platform carbonates of Öland (SE-Sweden) - evidence for far-field effects of the Caledonian orogeny. - TSK15, Potsdam 2014, Abstracts, 15.
- Broszinski, A. 2002. Die subfossile Diatomeenflora der westlichen Ostsee. - Dissertation, Johann Wolfgang Goethe-Universität, Frankfurt a. Main, 199 S.
- Beunk, F.F. & Page, L.M., 2001: Structural evolution of the accretional continental margin of the Paleoproterozoic Svecofennian orogen in southern Sweden. *Tectonophysics* 339, 67-92.
- Calner, M., Eriksson, M.E. 2011. Microbial mats in siliciclastic depositional systems through time. - SEPM Special Publication 101, 29-35.
- Calner, M., Ahlberg, P., Lehnert, O., Erlström, M. (eds.), 2013. *The Lower Palaeozoic of southern Sweden and the Oslo Region, Norway*. Field Guide for the 3rd Annual Meeting of the IGCP project 591.- SGU 133, 96 p.
- Čečys, A. 2004. Tectonic implications of a 1.45 Ga granitoid magmatism at the southwestern margin of the East European Craton. - Doctoral thesis, Lund University, LITHOLUND theses No. 6, 29 pp.
- Čečys, A., Benn, K. 2006. Emplacement and deformation of the ca. 1.45 Ga Karlshamn granitoid pluton, southeastern Sweden, during ENE-WSW Danopolonian shortening - *International Journal of Earth Sciences*, 10.1007/s00531-006-0114-6.

- Čečys A., Benn, K. 2007. Emplacement and deformation of the ca. 1.45 Ga Karlshamn granitoid pluton, southeastern Sweden, during ENE-WSW Danopolian shortening. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 96, 397-414.
DOI 10.1007/s00531-006-0114-6.
- Cederbohm, C., Larson, S.A., Tullborg, E.-L., Stiberg, J.-P. 2000. Fission track thermochronology applied to Phanerozoic thermotectonic events in central and southern Sweden. - *Tectonophysics* 316, 153-167.
- Christensen, W.K. 1984. The Albian to Maastrichtian of Southern Sweden, Borholm, Denmark.: a review. - *Cretaceous Research* 5, 313-327.
- Cocks, L.R.M., Torsvik, T.H. 2005. Baltica from the Late Precambrian to mid-Palaeozoic times: the gain and loss of a terrene's identity. - *Earth Science Reviews* 72,39-66.
- Cocks, L.R.M., Torsvik, T.H. 2006. European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic. - In: D.G. Gee & R.A. Stephenson (eds.): *European Lithosphere Dynamics*. - Geological Society, London, Memoirs, 32, 83-95.
- Dahlqvist, P., Calner M., Lehnert, O. Ahlberg, P. 2013. A complete record of the 'Lower' Cambrian-Middle Ordovician succession of Öland, southern Sweden, based on the Tingskullen core. - In: A. Lindskog & K. Mehlqvist (eds.), *Proceedings of the 3rd IGCP 591 Annual Meeting Lund, Sweden, 9-19 June 2013*, p. 74-76.
- Davies, N.S., Herringshaw, L.G., Raine, R.J. 2009. Controls on trace fossil diversity in an Early Cambrian epeiric sea: new perspectives from northwest Scotland. - *Lethaia* 42, 17-30.
- Drake, H., Tullborg, E.-L., Page, L. 2009. Distinguished multiple events of fracture mineralization related to far-field orogenic effects in Paleoproterozoic crystalline rocks, Simpevarp area, SE Sweden. - *Lithos* 110, 37-49.
- Eisenack, A. 1976. Mikrofossilien aus dem Vaginatenkalk von Hälludden, Öland. - *Palaeontographica. Abt. Palaeozoologie-Stratigraphie*, 154; 4-6,181-203.
- Eisenack, A. 1978. Phosphatische und glaukonitische Mikrofossilien aus dem Vaginatenkalk von Hälluden, Öland. - *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie, Monatshefte* 1, 1-12.
- Ekdale, A.A., Bromley, R.G. 2001. Bioerosional innovation in the Early Ordovician of Sweden: A revolutionary adaptation for living in carbonate hardgrounds. *Lethaia* 34, 1-12.
- Erdmann, B.D., Huttel, P.H. 1988. Paläozoikum des Baltischen Schildes. Große Exkursion des Instituts für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität Berlin, 09.07. bis 31.07.1988, unveröffentlicht, 62 S.
- Eriksson, M. 2010. The Ordovician Orthoceratite Limestone and the Blommiga Bladet hardground complex at Horns Udde, Öland. - BSc thesis, University of Lund, 17 p.
- Erlström, M., Guy-Ohlson, D., Sivhed, U. 1991. Upper Jurassic-Lower Cretaceous petrography and stratigraphy at Eriksdal, Scania, southern Sweden. - *SGU, Serie Ca: Avhandlingar och Uppsatser I* 4:o. 78, 1991.
- Farrenkopf, S. 2000. Deformations- und Reaktionsgefüge in mylonitischen Fleckengneisen der Västervik-Formation (SE-Schweden). - unveröffentlichte Diplomarbeit, Georg-August-Universität Göttingen, 123 S.
- Fjeldskaar, W., Lindholm, C., Dehls J.F., Fjeldskaar, I. 2000. Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. - *Quaternary Science Reviews* 19, 1413-1422.
- Frei, M. 1997. Mittelproterozoische Magmatite und Metamorphite des Transskandinavischen Magmatit-Gürtels, SW' Västrum, S' Västervik, SE-Schweden.- unveröffentlichte Diplom- kartierung, Georg-August- Universität Göttingen, 47 S.
- Friese, N. 2005. Lithologische und strukturgeologische Kartierung im Raum NW' Ankersrum, W' des Långsjön (Västervik Region, SE Schweden. - unveröffentlichte Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen, 115 S.
- Friese, N., Vollbrecht, A., Leiss, B., Jacke, O. 2010. Cambrian sedimentary dykes in the Proterozoic basement of the Västervik area (Southeast Sweden): cyclic formation inferred from macro- and microfabrics. - *International Journal of Earth Sciences* 100, 741-752.
- Friese, N., Vollbrecht, A., Tanner, D.C., Fahlbusch, W., Weidemann, M. 2011. Multi-stage emplacement of the Göttemar Pluton, SE Sweden: new evidence inferred from fieldobservations and microfabric analysis, including cathodoluminescence microscopy. - *International Journal of Earth Sciences*, DOI 10.1007/s00531-011-0739-y.
- Gavelin, S. 1984. The Västervik area in South-eastern Sweden. - *Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ba*, 32, 171 pp.
- Gavelin, S., Russell, R. 1967. Primary sedimentary structures from the Precambrian of Southeastern Sweden.- *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 89, 74-104.
- Gedda, B. 1993. Trace fossils and palaeoenvironments in the Middle Cambrian of Äleklinta. - *Examensarbeten i geologi vid Lunds Universitet* 49, 1-11.
- Gidon, P., Lindström, M. 1965. On the atectonic origin of folds in limestone. - *Sedimentology* 4, 315-318.
- Godin, E., Sven Snell, S., Jackson, S., Sheahan, P., Bromley-Challenor, M. 2007. Energy independence for Europe: The Cambrian alum shale of Sweden - A two fold energy resource - Oil and uranium. - 27th Annual Oil Shale Symposium, Colorado School of mines, October 15-17, 2007, Poster Session with Abstracts, 18.04.
- Grahn, Y. 1986. Orthocone nautiloid orientations in Arenig Llanvirn limestones of Öland, Sweden. - *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 108, 321-330.
- Hartz, E.H., Torsvik, T.H. 2002. Baltica upside down: A new plate tectonic model for Rodinia and the Iapetus Ocean. - *Geology* 30/3, 225-258.
- Heim C., Lausmaa, J., Siövall, P., Toporski J., Dieing, I., Simon, K., Hansen B.T., Kronz, A., Arp, G., Reitner, J., Thiel, V. 2012. Ancient microbial activity recorded in fracture fillings from granitic rocks (Äspö Hard Rock Laboratory, Sweden). - *Geobiology* 10(4):280-97.
doi: 10.1111/j.1472-4669.2012.00328.x.

- Henkel, H., Pesonen, L. J. 1992. Impact craters and craterform structures in Fennoscandia. *Tectonophysics*, 216, 31-40.
- Hessland, I. 1955. Boring through the Cambrian and Ordovician strata at Böda Hamn, Öland; II, Studies in the lithogenesis of the Cambrian and basal Ordovician of the Böda Hamn sequence of strata. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala, New Series* 35, 35-108.
- Högdahl, K., Andersson, U.B., Eklund, O. 2004. The Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden: a review of its character and evolution. *Geological Survey of Finland Special Paper* 37.
- Jakobsson, M., Björck, S., O'Regan, M., Flodén, T., Greenwood, S.L., Swärd, H., Lif, A., Ampel, L., Koyi, H., Skelton, A. 2004. Major earthquake at the Pleistocene-Holocene transition in Lake Vättern, southern Sweden. – *Geology* 42, 379-382.
doi: 10.1130/G35499.1
- Jaanusson, V., Mutvei, H. 1982. Ordovician of Öland. – IV International Symposium on the Ordovician System, Oslo 1982, Guide to Excursion 3.
- Jeppsson, L., Laufeld, S., 1986. The Late Silurian Öved-Ramsåsa Group in Skåne, southern Sweden. *Sveriges Geologiska Undersökning Ca* 58, 1-45.
- Johansson, Å., Bogdanova, S., Čechys, A. 2006. A revised geochronology for the Blekinge Province, southern Sweden. – *GFF* 128, 287-302.
- Juhlin, C. 2004. Overview of results from deep drilling in the Siljan Ring impact structure. – American Geophysical Union, Fall Meeting 2004, abstract #T43C-1347.
- Katzung, G., Obst, K. 1997. The sandstone dyke swarm of Vang, Bornholm (Denmark). – *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 44, 161-171.
- Königsson, L.K. 1979. Material provenance in the Ancyus Ridge and the ice recession from Öland. – *Boreas*, 8; 2: 171-177.
- Königsson, L.K. & Linde, L.A. (1977): Glaciotectonically disturbed sediments at Roennerum on the Island of Öland. – *GFF*, 99, Part 1; 568: 68-72.
- Kornfält, K.-A., Persson, P.-O., Wikman, H. 1997. Granitoids from the Äspö area, southeastern Sweden-geochemical and geochronological data. *GFF* 119, 109-114.
- Kresten, P., Cryssler, J. 1976. The Götemar massiv in south-eastern Sweden: A reconnaissance survey. – *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 98, 155-161.
- Lahtinen, R., Garde, A.A., Melezhik, V.A. 2008. Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland – Episodes 31, 1, 20-28.
- Lindh, A., Krauss, M., Franz, K.-M. 2001. Interpreting the Småland-Blekinge Deformation Zone from chemical and structural data. – *GFF* 123, 181-191.
- Lindström, M. 1963. Sedimentary folds and the development of limestone in an early Ordovician sea. – *Sedimentology* 2, 243-275.
- Lindström, M. 1967. "Funnel Grabens" and Early Paleozoic tectonism in South Sweden. – *Geological Society of America Bulletin* 78, 1137-1154.
- Lindström, M. 1972. Cold Age sediment in Lower Cambrian of South Sweden. – *Geologica & Palaeontologica* 6, 9-23.
- Lindström, M. 1979. Diagenesis of some Lower Ordovician hardgrounds in Sweden. – *Geologica et Palaeontologica* 13, 9-30.
- Lindström, M., Staude, H. 1971. Beitrag zur Stratigraphie der unterkambrischen Sandsteine des südlichsten Skandnaviens. – *Geologica & Palaeontologica* 5, 1-7.
- Lindström, M., Dworatzek, M. 1979. 131. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft. – *Exkursionsführer A3-B2 Südschweden*, 60 S. (S. 24-26).
- Loberg, B. 1963. The formation of flecky gneiss and similar phenomena in relation to the migmatite and vein gneiss problem. – *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 85, 3-109.
- Lundegårdh, P.H., Wikström, A., Bruun, Å. 1985. Provisoriska översiktliga Berggrundskartan Oskarshamn. *Sveriges Geologiska Undersökning Ba*34.
- Månsson, K. 1993. Trilobites and stratigraphy of the Middle Ordovician Killeröd Formation, Scania, Sweden. – *Examensarbeten i geologi vid Lunds Universitet* 50, 1-22.
- Martinsson, A. 1965. Aspects of a Middle Cambrian thanatotope on Öland. – *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 87, 181-230.
- Meert, J.G., Torsvik, T.H. 2003. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited. – *Tectonophysics* 375, 261- 288.
- Meert, J.G., Torsvik, T.H. 2003. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited. – *Tectonophysics* 375, 261- 288.
- Mehlqvist, K., Larsson, K., Vajda, V. 2014. Linking upper Silurian terrestrial and marine successions – Palynological study from Skåne, Sweden. – *Review of Palaeobotany and Palynology* 202, 1-14.
- Mehnert, K.H. 1968. Migmatites and the origin of granitic rocks. – *Developments in Petrology* 1, 391 pp.
- Milne, A., Davis, J.L., Mitrovica, J.X., Scherneck, H.-G., Johansson, J.M., Vermeer, M., Koivula, H. 2001. Space-geodetic constraints on glacial isostatic adjustment in Fennoscandia. – *Science* 291, 2381-2385.
DOI: 10.1126/science.1057022
- Mogensen, T.E. 1994. Palaeozoic structural development along the Tornquist Zone. Kattegat area, Denmark. – *Tectonophysics* 240, 191-214.
- Mörner, N.-A. 2008. Paleoseismicity and uplift of Sweden. – 33 IGC excursion No 11, A: July 30–August 5, B: August 15–19, 2008; Excursion guide, 109 p.
- Müllern, C.-F., Pousette, J. 1981. Hydrogeologisk karta över Ölands berggrund. – *SGU Ser. Ah, Nr. 1, Specialkarta*.
- Neumann, B.E.E. 1986. Rugose corals from the Upper Ordovician erratic boulders of Öland. – *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 108, 349-365.
- Nielsen, A.T. 2004. Ordovician sea level changes: a Baltoscandian perspective. In B.D. Webby, F. Paris, M.L. Droser & I.G. Percival (eds.): *The great Ordovician biodiversification event*. – Columbia University Press, New York, 84–93.
- Nielsen, A.T., Schovsbo, N.H. 2007. Cambrian to basal Ordovician lithostratigraphy in southern Scandinavia. – *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 53, 47–92.

- Nielsen, A.T., Schovsbo, N.H. 2011. The Lower Cambrian of Scandinavia: Depositional environment, sequence stratigraphy and palaeogeography. - *Earth-Science Reviews* 107, 207–310.
- Nielsen, A.T., Weidner, T., Terfelt, F., Høyberget, M., 2014. Upper Cambrian (Furongian) biostratigraphy in Scandinavia revisited: definition of superzones. *GFF* 136, 193–197.
<http://dx.doi.org/10.1080/11035897.2013.878748>.
- Nilsson, S., 2006: Sedimentary facies and fauna of the Late Silurian Bjärsjölagård Limestone Member (Klinta Formation), Skåne, Sweden. - *Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet* 195, 25 p.
- Nordlund, U. 1989a. Lithostratigraphy and sedimentology of a Lower Ordovician sequence at Hälludden, Öland, Sweden. - *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 111, 65–94.
- Nordlund, U. 1989b. Genesis of phosphatic hardgrounds in the Lower Ordovician of northern Öland, Sweden. - *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 111, 161–170.
- Nordlund, U. 1989c. Lateral facies changes in the Lower Ordovician of northern Öland, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 111, 261–272.
- Norling, E. 1982. Eriksdal (and adjacent Kurremolla valley). - *SGU, Ser. Ca: Avhandlingar och Uppsatser I 4:o*. 54: 75–81.
- Norling, E., Bergström, J. 1987. Mesozoic and Cenozoic evolution of Scania, southern Sweden. - *Tectonophysics* 137, 7–19.
- Norling, E., Ahlberg, A., Erlström, M., Sivhed, U. 1993. Guide to the Upper Triassic and Jurassic Geology of Sweden. - *Sveriges Geologiska Undersökning Ca* 82, 71 p.
- Obst, K., Hammer, J., Katzung, G., Korich, D. 2004a. The Mesoproterozoic basement in the southern Baltic Sea: insights from the G 14–1 off-shore borehole. - *International Journal of Earth Sciences*, 10.1007/s00531-003-0371-6.
- Obst, K., Solyom, Z., Johansson, L. 2004b. Permo-Carboniferous extension-related magmatism at the SW margin of the Fennoscandian Shield. - *Geological Society London, Special Publications* 223, 259–288.
- Ondrasina, J.F. 2003. Mittelproterozoische Magmatite und Metamorphite des Transskandinavischen Magmatit-Gürtels, SW´ Ankersrum, SE Schweden. - *unveröffentlichte Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen*, 44 S.
- Pan, M., Sjöberg, L.E., Talbot, C.J., Asenjo, E. 1999. GPS measurements of crustal deformation in Skåne, Sweden, between 1989 and 1996. - *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 121, 67–72.
- Pharaoh, T.C. 1999. Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. - *Tectonophysics* 314, 17–41.
- Pott, C., McLoughlin, S. 2009. Bennettitalean foliage in the Rhaetian–Bajocian (latest Triassic–Middle Jurassic) floras of Scania, southern Sweden. - *Review of Palaeobotany and Palynology* 158, 117–166.
- Regnéll, G. 1960. The Lower Paleozoic of Scania. - *International Geological Congress 1960, Guide to Excursions #A22 and #C17*, 1–89.
- Ribecai, C., Tongiorgi, M. 1997. *Lusatia dramatica*, a distinctive new species from Upper Cambrian of Öland (Sweden). - *Review of Palaeobotany and Palynology* 98, 27–32.
- Röshoff, K., Cosgrove, J. 2002. Sedimentary dikes in the Oskarshamn-Västervik area – A study of the mechanisms of formation. SKB Rapport R-02-37, Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co, Stockholm, Sweden, 98 p.
- Rudmark, L. 1980: *Beskrivning till jordartskartan Kalmar NO/Runsten NV*. - *Geological Survey of Sweden Ae* 43.
- Russell, R.V. 1967. Paleocurrent analysis in the deltaic Precambrian meta-sedimentary rocks from Västervik, Sweden. - *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 89, 105–115.
- Scherneck, H.-G., Johansson, J. M., Vermeer, M., Davis, J. L., Milne, G. A. & Mitrovica, J. X., 2001: BIFROST project: 3-D crustal deformation rates derived from GPS confirm postglacial rebound in Fennoscandia. *Earth Planets Space*, 53, 703–708.
- Schmitz, B., Häggström, Th., Tassinari, M. 2003. Sediment-dispersed extraterrestrial chromite traces a major asteroid disruption event. - *Science* 300, 961–964.
- Scholz, H., Frieling, D., Obst, K. 2009. Funnel structures and clastic dykes in Cambrian sandstones of southern Sweden – indications for tensional tectonics and seismic events in a shallow marine environment. - *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie, Abhandlungen* 251/3, 355–380.
- Schovsbo, N.H., Nielsen, A.T., Gautier, D.L. 2014. The Lower Palaeozoic shale gas play in Denmark. - *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin* 31, 19–22.
www.geus.dk/publications/bull
- Shomali, Z.H., Roberts, R.G., Laust B. Pedersen, L.B., the TOR Working Group 2006. Lithospheric structure of the Tornquist Zone resolved by nonlinear P and S teleseismic tomography along the TOR array. - *Tectonophysics* 416, 133–149.
- Söderlund, P. 2008. 40Ar-39Ar, AFT and (U-Th)/He thermochronologic implications for the low temperature geological evolution in SE Sweden. - *Litholund theses No 16, Doctoral Thesis*, 20 p.
- Stephansson, O. 1971. Gravity tectonics on Oeland. - *Bulletin Geological Institute University of Uppsala, New Series* 3/4, 37–78.
- Stouge, S. 2004. Ordovician siliciclastics and carbonates of Öland, Sweden. - *Erlanger geologische Abhandlungen, Sonderband* 5, 91–111.
- Sturesson, U., 1986. Lower Ordovician ooids from northern Öland, Sweden. - *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 198, 331–348.
- Sturesson, U. 1988. Chemical composition of Lower Ordovician ooids from northern Öland, Sweden, and their sedimentary host matrix. - *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 110, 29–38.
- Sturesson, U. 1992. Volcanic Ash: the Source Material for Ordovician Chamosite Ooids in Sweden. - *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 1084–1094.

- Sultan, L., Plink-Björklund, P. 2006. Depositional environments at a Palaeoproterozoic continental margin, Västervik Basin, SE Sweden. *Precambrian Research* 145, 243–271.
- Terfelt, F., Eriksson, M.E., Ahlberg, P., Babcock, L.E. 2008. Furongian Series (Cambrian) biostratigraphy of Scandinavia – a revision. - *Norwegian Journal of Geology* 88, 73–87.
- Thickpenny, A. 1984. The sedimentology of the Swedish Alum Shales. - *Geological Society of London, Special Publications* 15, 511–525.
- doi: 10.1144/GSL.SP.1984.015.01.33
- Tirén, S.A., Beckholmen, M. 1992. Rock block map analysis of southern Sweden. - *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 114, 253–269.
- Tjernvik, T. 1956. On the Early Ordovician of Sweden. Stratigraphy and fauna. - *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala* 36, 107–284.
- Tynni, R., 1982. On paleozoic microfossils in clastic dykes in the Åland Islands and in the core samples of Lumparn. In L. Bergman, R. Tynni and B. Winterhalter (eds.): *Paleozoic sediments in the Rapakivi area of the Åland Islands*. *Bulletin Geological Society of Finland* 317, 35–114.
- Vollbrecht, A., Leiss, B. & Thust, A. (2006): Komplexe Verformung von Metaquarziten im Umfeld kleinräumiger Granitintrusionen – Ergebnisse einer Vorstudie im Paläoproterozoikum der Västervik Region (SE-Schweden). - 11. Symposium TSK, Zusammenfassungen der Tagungsbeiträge, Universitätsdrucke Göttingen: 240–243.
- Vollbrecht, A., Leiss, B., Tanner, D., Wemmer, K. 2007a. Syn-deformational metablastesis of K-feldspar in mafic mylonites of the Loftahammar-Linköping-Deformation Zone (SE-Sweden).- *Rend. Soc. Geol. It.*, 5, Nuova Serie, 218. (DRT conference, Milano 2007).
- Vollbrecht, A., Leiss, B., Banaszak, K., Ullemeyer, K. 2007b. Blastomylonites of the Paleoproterozoic Loftahammar-Linköping Deformation Zone (LLDZ) in southern Sweden, evidence for syndeformational alkali-metasomatism. - *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9, 03763, 2007, EUG, Wien, April 2007-02-09.
- Vollbrecht, A., Leiss, B. 2008. Complex fabric development in Paleoproterozoic meta-quartzites of the Västervik Basin, SE Sweden, *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 130, 41–45.
- Vortisch, W. 1973. Kaltzeit-Indikatoren im Unterkambrium SO-Schonens (Schweden). - *Geologische Rundschau* 62, 491–506.
- Waloszek, D. 1993. The Upper Cambrian *Rebachiella kinnekullensis* and the phylogeny of Brachiopoda and Crustacea. - *Fossils and Strata* 32, 1–202.
- Waloszek, D. 2003. The 'Orsten' Window – A three-dimensionally preserved Upper Cambrian Meiofauna and its Contribution to our Understanding of the Evolution of Arthropoda. - *Paleontological Research* 7, 71–88.
- Wamel, W.A. van, 1974. Conodont biostratigraphy of the Upper Cambrian and Lower Ordovician of northwestern Öland, south-eastern Sweden. - *Utrecht Micropaleontological Bulletins* 10, 1–126.
- Weidner, T., Nielsen, A.T. 2009. The Middle Cambrian *Paradoxides paradoxissimus* Superzone on Öland, Sweden. - *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 131, 253–268.
- Westergård, A.H. 1944. Borrningar genom alunskifferlagret på Öland och i Östergötland 1943. - *Sveriges Geologiska Undersökning* 463, 1–22.
- Wikman, H., Kornfält, K.-A. 1995. Updating of a lithological model of the bedrock of the Äspö area. Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company. SKB-PR 25-95-04.
- Zeck, H.P., Andriessen, P.A.M., Hansen, K., Jensen, P.K. and Rasmussen, B.L., 1988. Paleozoic paleo-cover of the southern part of the Fennoscandian - Shield-fission track constraints. *Tectonophysics*, 149, 61–66.

Nachtrag:

- Clarkson, E.N.K., Ahlberg, P., Taylor, C.M. 1998. Faunal dynamics and microevolutionary investigations in the Upper Cambrian Olenus Zone at Andrarum, Skåne, Sweden. - *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 120, 257–267.
- Stosch, H.-G., Hollerbach, R., Eckhardt, J.-D., Kleinschrodt, R. 2013. - Vorlesungsskript, Karlsruher Institut für Technologie, 117 S.
- <https://www.agw.kit.edu/280.php>

Anhang

1. Ablaufplan

1.Tag

So., 30.08.15 (*Tagesproviant ist mitzunehmen*)

07.30 Abfahrt Göttingen (GZG-Parkplatz)

14.00 Abfahrt Puttgarden-Rödby-Öresundbrücke (*auf der Fähre Imbiss möglich*)

19.30 Ankunft Quartier Simrishamn

Fahrstrecke ca. 715 km

Einkaufen für morgige Tagesverpflegung

2. Tag

Mo., 31.08.15

09.00 Abfahrt Quartier, Route Schonen-Rundfahrt

Programm: siehe Seite 24 bis 41

17.00 Rückkehr Quartier Simrishamn

Fahrstrecke ca. 110 km

Einkaufen für Verpflegung am nächsten Tag

3. Tag

Di., 01.09.15

08.30 Abfahrt nach Öland

Programm: siehe Seite 45 bis 47 sowie 57 bis 62

Einkaufen in Löttorp (für Vorräte in den Häusern)

17.30 Ankunft Quartier Öland (Böda, Svartvik)

Fahrstrecke ca. 370 km

4.Tag

Mi., 02.09.15

08.00 Einkauf in Fischräucherei Böda (Hafen), Lagerung in Kühlschränken im Quartier

09.00 Abfahrt Route Öland Süd

Programm: siehe Seite 63 bis 73

17.00 Ankunft Quartier Öland

Fahrstrecke ca. 250 km

5. Tag

Do., 03.09.15

09.00 Abfahrt Route Öland Nord

Programm: siehe Seite 74 bis 83

Zwischendurch: Einkaufen in Byxelkrok

18.00 Rückkehr Quartier Öland

Fahrstrecke ca. 53 km

6. Tag

Fr., 04.09.15

09.00 Abfahrt nach Västervik

Programm: siehe Seite 85 bis 90 sowie 96 bis 100

19.00 Ankunft Quartier Västervik

Fahrstrecke ca. 245 km

7. Tag

Sa., 05.09.15

09.00 Abfahrt Route Västervik Süd

Programm: siehe Seite 101 bis 110

Zwischendurch: Stadtbummel Västervik, z.B. auch Imbiss „Grön Tant“

und

Einkaufen in Västervik (u.a. Tagesproviant für nächsten Tag)

18.00 Ankunft Quartier Västervik

Fahrstrecke ca. 50 km

8.Tag

So., 06.09.15

09.00 Abfahrt Route Västervik Nord

Programm: siehe Seite 111 bis 121

Einkaufen in Västervik (u.a. Tagesproviant für nächsten Tag)

18.00 Ankunft Quartier Västervik

Fahrstrecke ca. 145 km

9. Tag

Mo., 07.09.15

08.30 Abfahrt Västervik

Programm: siehe Seite 122 bis 124

Auf der Rückfahrt: Besuch Glashütte („Schwedens Glasreich“)

20.00 Ankunft Malmö (Einschiffen bis spätestens 21.00 Uhr), ggf. Abendbuffet auf Schiff

Fahrstrecke ca. 500 km

22.00: Abfahrt mit der Nachtfähre nach Travemünde, Kabinen mit nur mit Unterbetten

10. Tag

Di., 08.09.15

07.00 Abfahrt von Travemünde

Frühstück auf einer Raststätte

12.00 Ankunft Göttingen

Fahrstrecke ca. 343 km

2. Wichtige Anschriften: (Landesvorwahl Schweden: +46)

Unterkünfte

Hotel Kockska Gården
Storgatan 25
272 31 Simrishamn
Tel: +46 414 - 41 17 55
info@kockskagarden.se
www.kockskagarden.se

Rolf u. Elenor Hellborg
Svartvikgatan 34
S-387 73 LÖTTORP
Telefon: 0485-220 92
svartvik@swipnet.se
http://home.swipnet.se/svartvik/

Hotell Fängelset
Fängelsetorget 1,
593 31 Västervik
Tel./mobil: 0761368966
info@hotellfangelset.se
www.hotellfangelset.se

Fähren.

Finnlines Passagierdienst
Zum Hafenplatz 1
23570 Travemünde
Tel. +49 (0)4502 805 443, Fax +49 (0)4502 805 444
passagierdienst@finnlines.com
http://www.finnlines.com/schiffsreise/routen_preis

Scandlines Deutschland GmbH
Am Bahnhof 3a
18119 Rostock
Fax.: +49(0) 381 - 29 22 05 71
+49 (0) 381 - 77 88 77 66
buchung@scandlines.com
http://www.scandlines.de/kunden-service/passage-kontakte.aspx

Sonstige

Äspö Tiefenlabor (Besucherservice)
Äspölaboratoriet
Långö 300,
SE-572 95 Figeholm
+46 (0)491-76 78 05
besok@skb.se
http://www.skb.se/Templates/Standard____2325

Burg Eketorp:
www.eketorp.se/
info@eketorp.se

Döderhultar Museum
www.oskarshamn.se/templates/Page.aspx?id=945
doderhultarmuseet@oskarshamn.se

Ottenby Vogelstation
http://www.sofnet.org/ottenbyfagelstation/start/

3. Teilnehmerliste (alphabetisch)

- 1.
- 2.
- 3.
- 4.
- 5.
- 6.
- 7.
- 8.
- 9.
- 10.
- 11.
- 12.
- 13.
- 14.
- 15.
- 16.
- 17.
- 18.
- 19.
- 20.
- 21.

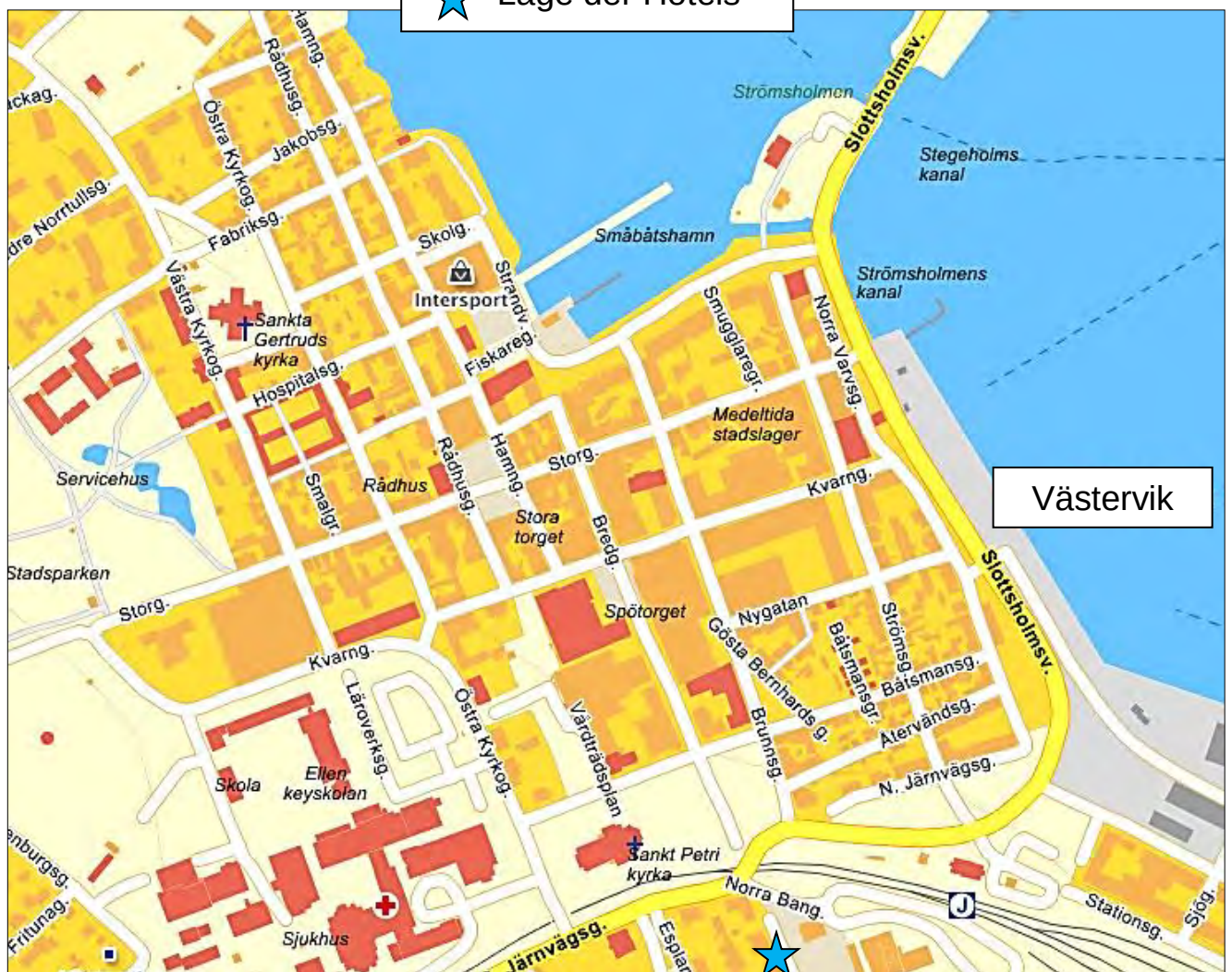
Busfahrer: (Mecki-Reisen, Bad Lauterberg)

4. Stadtpläne



Simrishamn

★ Lage der Hotels



Västervik