

Die große Eisrandablagerung bei Dals-Ed

EINLEITUNG

Die Veröffentlichung des Artikels "Dals Ed, Some stationary Ice-borders of the last Glaciation" von Gerard de Geer jährte sich 2009 zum einhundertsten Mal. Die Publikation erschien zu einer Zeit in der die wichtigsten Erkenntnisse zur geologischen Entwicklung Schwedens gemacht wurden. De Geer ist vor allem für seine Arbeiten mit Sedimentverwerfungen als einer Möglichkeit des Aufstellens eines zeitlichen Ablaufplanes geologischer Entwicklungen bekannt geworden. Große Bedeutung erlangte er aber auch mit seiner Forschungen zu den eiszeitlichen Ablagerungen bei Dals-Ed.

Die eiszeitlichen Ablagerungen bei Dals-Ed sind Teil einer Reihe von Sedimentationen an der damaligen Eiskante welche sich von Westen her vom Oslofjord durch die Region Östfold in Norwegen bis nach Dals-Ed in Schweden erstrecken. Die Linie verläuft weiter Richtung Osten über Ödskölt, Hjortens udde, Hindens rev, durch Väster- und Östergötland, Sörmland (= Södermannland) bis hinein in das südliche Finnland und weiter ostwärts

De Geer zeigte, dass die hier vorhandenen Ablagerungen einen komplexen Zeitabschnitt repräsentieren in welchen auch eine Unterbrechung des Abschmelzprozesses des Eises eingeht. Seit den Zeiten seiner Veröffentlichungen sind natürlich viele neue Erkenntnisse hinzugekommen. Die folgende Beschreibung des Gebietes basiert auf de Geers Arbeit mit Ergänzungen aus aktuellen Forschungsergebnissen.

(Bild 1)

DALS-ED

Das Gelände um Dals-Ed stellt sich als ein bis 200 m über dem Meeresspiegel liegendes Bergplateau mit tief eingeschnittenen Tälern dar. Im westlichen Teil ist das Plateau sogar noch etwas höher. Der den See Stora Le bildende Taleinschnitt ist das größte hier befindliche Tal welches gleichfalls eine bedeutende Tiefe besitzt. Etwa 6 km nördlich von Dals-Ed liegt die Bergoberfläche, bedeckt von einer Sedimentschicht, am Boden des Sees dem Niveau des Meeresspiegels am nächsten. Das Tal hat also im Verhältnis zum umgebenden Gestein eine Tiefe von etwa 200 m, bei einer Breite von 1-2 km und einer Länge von über 100 km. Der Talgang hatte dem zu Folge eine entscheidende Bedeutung für die Bewegung des Eises sowie den Ablauf des Schmelzwassers und den Transport glazialer Sedimente. Dadurch beeinflusste er den gesamten Abschmelzungsprozess in großem Umfang.

DAS ABSCHMELZEN DES INLANDEISES

Der Abschmelzprozess erfolgte in höher gelegenen Gebieten auf andere Weise als in niedriger gelegenen Gebieten. In den letztgenannten Regionen, welche zu dieser Zeit vom Meer bedeckt waren, „kalbten“ die Gletscher (d.h. an der Vorderkante brachen mehr oder weniger große Eisbrocken ab) und das Eis trieb als Eisberg ab. In höher gelegenen Gebieten schmolz das Eis im Ganzen ab. An der Westküste drängte sich das Meer bis an die Abbruchkanten der Gletscher vor und gelangte bis zu den Hanglagen vor den höher gelegenen Abschnitten der Landoberfläche. Dieses vom Meeresspiegel erreichte Niveau wird als „höchste Küstenlinie“ oder „marine Grenze“ bezeichnet. Wo diese Grenze verlief war abhängig vom Verhältnis zwischen der Lage der vom Eis zusammengedrückten Landmasse und dem aktuellen Meeresspiegel. Als Dalsland vor etwa 12000 Jahren eisfrei wurde hoben sich die Landmassen

vergleichsweise rasch an während gleichzeitig auch der Meeresspiegel auf Grund des schmelzenden Inlandeises stieg.

(Bild 2)

De Geer, welcher die Eisschmelze nördlich und südlich von Dals-Ed untersuchte, macht Angaben zu marinen Sandablagerungen welche etwa 10 km in west-südwestlicher Richtung vom Bahnhof Ed eine Höhe von 170 m über dem Meeresspiegel erreichen. Auf der Südseite der Randmoräne, knapp 400 m südwestlich des Sees Timmertjärn, befindet sich eine auf 169,5 m über dem Meeresspiegel liegende Uferlinie. Im See Stora Sägtjärn finden sich marine Schlammablagerungen bis zu einem Niveau von 162-165 m und nordöstlich des Sees Lilla Le, auf dem Nordhang der südlichen Ränder, findet sich ebenfalls Schwemmsand und vom Meer gebildete Anschwemmungen bis auf 169 m über NN. Auf der nordöstlichen Seite der nördlichen Randmoräne, welche vom Meer vor dem Abschmelzen des Eises im gesamten Gebiet nicht erreicht wurde, scheint die Dünung bis auf 162 m über Meereshöhe gekommen zu sein. Die Landoberfläche hob sich also schneller an als der Meeresspiegel stieg und in einer kurzen Zeit nach dem Abschmelzen des Eises an den Randzonen erreichte die Verschiebung der Uferlinie eine Größenordnung von etwa 9 m in 100 Jahren.

SCHMELZFLUSSABLAGERUNGEN

Das Schmelzwasser eines weiträumigen Gebietes floss unter der Eisdecke in das Tal des Sees Stora Le und in einem Schmelzfluss weiter zum Meer. Dieser Schmelzfluss strömte unter hohem Druck und mit hoher Geschwindigkeit durch einen Tunnel am Boden des Eispanzers. Dies führte zur Erosion der darunter liegenden Bodenschichten, unterstützt durch die vom Schmelzwasser mitgeführten Steine aller Größen. An der Mündung des Schmelzflusses ins Meer kam dieser beinahe schlagartig zum stehen und das Transportvermögen verschwand. Die großen Felsbrocken und Steine blieben zu erst am Boden liegen. Kleinere Korngrößen, wie beispielsweise Sand, wurden noch ein Stück weiter getragen und setzten sich dann auf schon früher abgesetzten, größeren Steinen ab. Die feinkörnigsten Anteile wie z. B. Tonminerale sanken erst in stillem Wasser zu Boden und sedimentierten. Während des Rückzuges der Eiskante bildete sich dann ein sog. Geschieberücken (Kieselsteinbank).

Auf de Geers Karte kann man diesen ausgehend von der südwestlichen Ecke vorbei an Ödebyn, Högen und Äng bis zu den mächtigen Schmelzflussablagerungen südlich und westlich des Sees Lilla Le verfolgen. Wahrscheinlich setzte sich das Abschmelzen des Eises noch ein Stück aufwärts entlang des Tales des Sees Stora Le fort bis eine neuerliche Kälteperiode den Prozess umkehrte, was sich im nahe gelegenen Gebiet um Ödskölt zeigt (Johansson 1982).

(Bild 3)

DAS INLANDEIS WUCHS WIEDER

Die ungleiche Verschiebung der Uferlinie mit einem niedrigeren Verlauf am nördlichen Rand der Eisschicht bedeutet, dass die Entwicklung sich umgekehrt haben muss und das Abschmelzen des Inlandeises für längere Zeit unterbrochen wurde. Heute geht man davon aus das sich die Eisfront von einer nördlicheren Position aus zu der mächtigen Eiskante an der Südseite des Sees Stora Le entwickelte. Dies zeigte sich im Ergebnis umfassender Untersuchungen nicht zuletzt beim in der Nähe gelegenen Dorf Ödskölt (Johansson 1982). Das Inlandeis nahm unter den kälteren Bedingungen, welche allgemein einen großen Einfluss

auf besonders das westeuropäische Klima hatten, wieder an Stärke zu. Diese „Kaltzeit“ wird als „das jüngere Dryas-Stadium“ bezeichnet. Dieser Name ist von der Pflanze *Dryas octopetala* (Fjällsippa, Silberwurz) abgeleitet welche als Fossil aus dieser Zeit in vor dem Inlandeis abgelagerten Schichten gefunden wurde. Diese klimatische Veränderung trat vor etwa 12800 Jahren ein und währte etwa 1000 Jahre. Danach endete die kalte Phase abrupt und die Jahresmitteltemperatur stieg um beinahe 10°C.

Schon de Geer erkannte das die Ablagerungen südlich des Sees Stora Le in einem großen Zeitraum entstanden sein mussten. Dies begründete er zum einen mit den so enormen Mengen abgelagerten Materialen und zum anderen mit der Anhebung des nördlichen Teils um 10 m noch bevor dieser eisfrei wurde, hier besonders im Vergleich zum Gebiet südlich der Eiskante. Die von de Geer veröffentlichte Übersichtskarte des Gebietes (Bild 4) zeigt zwei fast kontinuierliche Eiskantenlinien welche sich von Nordwesten nach Südosten erstrecken. Diese haben einen gegenseitigen Abstand von 100 m im Nordwesten bis zu einem Abstand von 1,5 km in den südöstlichen Teilen und schwellen im Tal des Sees Stora Le auffallend an.

(Bild 4)

MORÄNENRÜCKEN

In den höher gelegenen Gebieten auf den Talseiten erfolgte die Bildung der Eiskanten im Wesentlichen durch Moränenrücken. Diese bestehen aus Material felsigen Ursprungs in allen Größen, von kubikmetergroßen Gesteinsbrocken bis zu kleinsten Tonmineralien. Dieses Material rutschte unter dem Eis in dessen vorderen Teil bzw. bis zu dessen Kante, es kann aber auch beim Schmelzen aus dem Eis freigesetzt wurden sein. Das Resultat ist eine als Moräne bezeichnete Bodenart. In Moränenrücken können auch Sedimente aus Schmelzflüssen vorkommen.

DIE LAGE DER SÜDLICHEN EISKANTE

Das Inlandeis dehnte sich während der kalten Periode wieder aus und erreichte die Gebiete südlich und westlich des heutigen Sees Lilla Le (Bild 4 und de Geers Karte). Die Eiskante blieb über einen längeren Zeitraum an der ungefähr gleichen Stelle und so konnten sich sehr große Mengen Material an der Mündung des Schmelzflusses ablagern bevor die Eisschmelze erneut einsetzte. Die Flussmündung wurde nach und nach blockiert und das Wasser begann an der Seite vorbei zu strömen. Dies führte dazu, dass sich die Ablagerungen entlang der Eiskante anhäuften und das gesamte Tal bis knapp unter den Meeresspiegel mit Ablagerungen aufgefüllt wurde.

DAS RANDELDELTA

Weil der Eisrand nun über längere Zeit an der gleichen Stelle lag war das Schmelzwasser gezwungen die früheren Ablagerungen in seinem Flussbett zu erodieren und zusammen mit den neu herangeführten Materialien in weiter vor der Eiskante liegende Bereiche zu transportieren. Am weitesten außen auf der schwach geneigten Oberfläche, über welche das Sediment transportiert wurde, rollten Sandkörnchen und kleinere Kieselsteine aus und bauten nach und nach neue, steil abfallende Schichten auf. Die feinkörnigeren Bestandteile wie Schluff und Ton schwebten im Wasser und setzten sich erst am Boden des Fjordes ab. Darüber

setzte sich dann nach einiger Zeit wieder eine stark abgeschrägte Schicht aus Sand und Kies ab. So entstand ein Randdelta.

(Bild 5)

Auf de Geers Karte erkennt man Strömungsrücken welche wahrscheinlich zu einem sehr späten Zeitpunkt, als sich das Randdelta schon zum Teil über die Meeresoberfläche erhoben hatte, entstanden sind.

(Bild 6. De Geers Karte)

ABGESCHNÜRTE EISMASSE

Im äußeren Bereich des Eispanzers kam es zur Abschnürung eines riesigen Eisblockes welcher in der Folge zur Ausbildung der Bodensenke führte in welcher heute der See Lilla Le liegt. Dieser Eisblock blieb über eine lange Zeit unverändert liegen so dass sich an dieser Stelle keinerlei Sediment ablagern konnte. Als die Eismassen an den südlichen Rändern abzuschmelzen begannen entstand ein Abfluss in Richtung Südosten durch welchen das Schmelzwasser des Eises von der nördlichen Eiskante ablaufen konnte. Spuren solcher abgeschnürter „Toteisblöcke“ oder „gefangener Eisberge“ kann man heute an vielen Stellen im Gelände finden, z.B. südöstlich des Sees Sägtjärn oder an der Westseite des Sees Lilla Le.

(Bild 7)

DIE LAGE DER NÖRDLICHEN EISKANTE

Der letzte Abschnitt der Entwicklung in der als jüngere Dryas bezeichneten Kälteperiode war dadurch gekennzeichnet dass sich die Eiskante am heutigen Südende des Sees Stora Le befand. Die Eisenbahnlinie und das Gebäude der Gemeindeverwaltung befinden sich heute an der Stelle der damaligen nördlichen Eiskante. Auch hier hatten sich ansehnliche Mengen Sediment im selbigen Tal angesammelt. Die Lage des damaligen Eisrandes lässt sich auf beiden Seiten im höher gelegenen Gelände in Richtung Nordwesten bzw. Südwesten verfolgen (siehe Bild 4 sowie de Geers Karte). Auf dieser nördlichen Seite findet sich ein ungewöhnlich gutes Beispiel dafür wie ein Steilhang am Inlandeis entstanden ist (siehe Aussicht vom Platz mit dem Schild am Kronopark und Bild 6). Der Abhang erhebt sich 50 m über die Seeoberfläche. Um sich die gewaltigen Ausmaße zu verdeutlichen sollte man die ca. 20 m Wassertiefe und die einige Meter dicke Sedimentschicht am Seeboden über dem eigentlichen Felsgrund hinzurechnen. In südlicher Richtung erstreckt sich diese Ablagerung bis zum Seeboden im nördlichen Teil des Sees Lilla Le. Der nördliche Eispanzer baute sich nach dem gleichen Prinzip auf wie der südliche, erreichte aber wegen der hier stärkeren Anhebung des Festlandes eine etwa 10 m geringere Stärke. (Der prinzipielle Aufbau geht aus Bild 3 hervor.)

Das Schmelzwasser der nördlichen Eiskante schuf einen Kanal welchen man heute ausgehend vom nordwestlichen Teil des Sees Lilla Le weiter in nordwestlicher Richtung verfolgen kann. An der Stelle, wo der Kanal die südliche Eiskante durchschneidet, ist er heute etwa 150 m breit, sein Grund lag auf einer Höhe von 143 m über dem Meeresspiegel.

HEUTIGE ABFLÜSSE UND GRUNDWASSERVERHÄLTNISSE

Die Wasserabfuhr aus dem See Lilla Le erfolgt heute unterirdisch. Früher hatte der See einen Ablauf im nordöstlichen Teil, dieser lag etwa 2 m über dem Durchschnittswasserstand und

föhrte nach Norden um in der östlichen Bucht des Sees Stora Le zu münden. Diese Erosionsrinne war anfangs ein 2 m tief eingeschnittener Ablauf welcher jedoch recht schnell wieder zugesetzt wurde. Der Grund hierfür war wahrscheinlich glacialmariner Schlamm welcher anfangs die Ränder des Sees bedeckte aber zunehmend durch Wellenbewegungen abgespült wurde da beide Seen weiterhin Meeresbuchten waren. Der wenige Niederschlag, welcher auf die Seen niedergeht bzw. aus umliegenden Gebieten zu diesen abfließt, erreicht schnell durchlässige Bodenschichten durch welche das Wasser in niedriger gelegene Gebiete sickern kann. Sowohl am Ufer des Sees Stora Le als auch unterhalb der Abhänge am Edsbräckan (=Edsbruch) befinden sich außerdem Quellen. Das Gebiet hat demzufolge Abfluss zum See Vänern (via Stora Le) und zum Meer (Skagerrak).

Literaturverzeichnis:

- Andreasson, P-G., (red.), 2006: Geobiosfären en introduktion. Studentlitteratur -ISBN 91-44-03670-1
- De Geer, G.,1909: Dals Ed. Some stationary Ice-borders of the last Glaciation. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 31.
- Fredén, C., (red.) 1998: Berg och Jord. Andra utgåvan, SNA-ISBN 91-87760-44-4
- Johansson, B.T., 1982: Deglaciationen av Norra Bohuslän och södra Dalsland. Geologiska Institutionen, Chalmers Tekniska Högskola och Göteborgs Universitet Publ. A 38.
- Påsse, T. & Andersson, L., 2005: Shore-level displacement in Fenoscandia calculated from empirical data. GFF, Vol. 127, pp.253-268. Stockholm. ISSN 1103-5897.
- Påsse, T. & Daniels, J., in prep: A numerical model of the Scandinavian shore level displacement.
- Sveriges geol.