

3. **Glazialgeologische Beobachtungen in den Kirchspielen Järvsö und Färila in Hälsingland (Schweden).**

Von

Johannes Öster.

Vorliegender Aufsatz stellt eine Zusammenfassung eines Vortrags dar, den ich am 2. Dez. 1930 in der Geologischen Sektion der Naturwissenschaftlichen Studentengesellschaft zu Upsala hielt. Er ist auf Studien begründet, die ich während zweier Monate des Sommers 1930 über die finiglazialen Randbildungen im Tale des Flusses Ljusnan im westlichen Hälsingland vorgenommen habe.

Das betreffende Gebiet ist ein bergiges Waldland, das von den Grenzgebenden zwischen Hälsingland und Härjedalen gegen O und SO abfällt. Den dominierenden Zug der Topographie bildet das in südöstlicher Hauptrichtung verlaufende Tal des Ljusnan, worin von beiden Seiten grössere und kleinere Nebentäler münden.

Unter den losen Ablagerungen hat die Moräne die weiteste Verbreitung, übt aber dennoch keinen grösseren Einfluss auf die Höhenverhältnisse des Terrains aus, die durch die Reliefformen des Gebirgsgrundes bedingt sind, sondern bildet im allgemeinen einen Teppich, der mit etwa konstanter Dicke den festen Grund überlagert.

Von den Osern, die das Gebiet durchziehen, sind hauptsächlich zwei von Bedeutung, und zwar sind es die zwei Äste, in die sich der vom südlichen Hälsingland kommende Os des Ljusnan dort teilt, wo das Tal des Milån in das Ljusnan-Tal bei Järvsö mündet.

Der südliche Ast des Ljusnan-Oses ist der grösste. Er folgt eine Strecke dem Tal des Milån nach Westen und bildet in der Mitte desselben einen 15—16 m hohen Rücken. Der Nordabhang ist mehr als der Südabhang von feinkörnigen Sedimenten bedeckt. An dem letzteren tritt der Kies stellenweise zutage, weil diese Seite während der Landhebung der Abrasion der Meereswellen mehr ausgesetzt wurde.

Ein Profil durch den Os bei dem Dorfe Myra (Järvsö) zeigte eine 3 dm dicke Schicht von Bänderton, der aus sieben etwa 4 cm dicken, ge-

schichteten Tonlagen bestand, die durch 0,5—2 cm dicke Staublagen (mjäla) getrennt waren. Die Tonlagen bestanden aus hellen und dunklen Schichten — ohne Zweifel Jahresschichten — die sehr dünn waren — im Mittel sieben pro cm. Der Bänderton wurde von einer Kiesschicht direkt unterlagert und ging nach oben ohne scharfe Grenze in eine nicht gebänderte Tonschicht über. Die sechs Staublagen (mjäla) dürften den von LIDÉN beobachteten Schichten entsprechen, die er »Jökellaufschichte« nannte.¹ Die Höhe des Oses bei dem Profilpunkt beträgt 141 m ü. d. M.

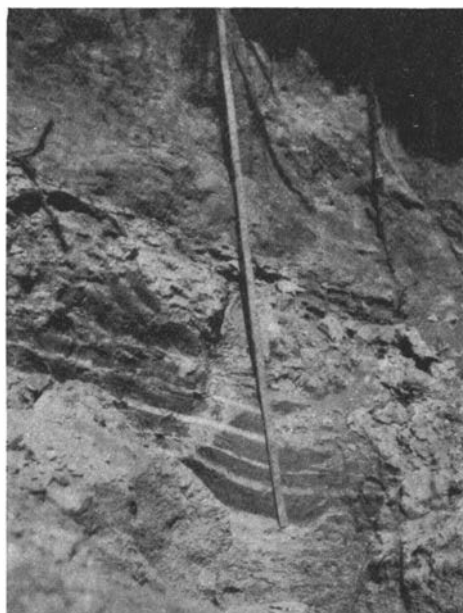


Fig. 1. Profil durch den Bänderton bei dem Dorfe Myra.

Weiter nach Westen wird der Lauf des Oses immer unregelmässiger und zusammenhangloser. In der Gegend des Sees Sortvattnet bildet er doch einen kleinen Osnetzkomplex, dessen grössere Vertiefungen von Waldseen eingenommen werden. Der Os erreicht hier eine Höhe von 242 m ü. d. M.²

In der Nachbarschaft des Finnsjön, östlich vom Dorfe Näsberg (Färila), bildet der Os bei einer Höhe von 232 m eine Anschwellung, deren Nordostabhang allmählich abfällt und Terrassenbildung zeigt. Längs dem Ufer des Finnsjön und bis zu dem Finntjärn läuft der Os wie ein »Ziegenrücken«, um sich dann zu erweitern und im östlichen Teil des Näsbergfeldes ein Osnetz zu bilden.

¹ R. LIDÉN, Geokronologiska studier över det finiglaciala skedet i Ångermanland. — S. G. U., ser. Ca, nr 9. Stockholm 1913. S. 10.

² Wert ohne Dezimalen durch Nivellieren mit dem Paulinaneroid erhalten.

Das Osnetz besteht aus dem höheren Hauptose in der Mitte, von radialen Seitenosern umgeben, die durch quer verlaufende Oser und Erhöhungen mit dazwischenliegenden Osgräben in der Längsrichtung des Oses orientiert, vereinigt sind. Der Boden von einigen der grösseren Osgräben liegt mehr als 30 m unter dem Niveau des Hauptoses. Der Kamm des letzteren ist durch seine ebene Ausbildung gekennzeichnet, wo er seine höchste Höhe, 238,^{1,2} m¹, erreicht.

Wo die Landstrasse Los—Färila den Os überquert, zieht sich das Osnetz zu einem einheitlichen Ose zusammen, der anfangs ziemlich schmal ist, sich bald aber zu einem Plateau erweitert, das eine mittlere Breite von 100 m hat, lokal aber bis zu 200 m ansteigt. Hier erreicht der Os sein höchstes Niveau, 242 m. Die ebene Ausbildung der höchsten Partien des Oses wird wahrscheinlich dadurch erklärt, dass seine Begrenzung von dem spätglazialen Meeresspiegel geregelt wurde, was auch durch die in diesen Gegenden ausgeführten B.G.-Bestimmungen² bestätigt wurde. Sie ergeben nämlich ein Niveau von 241 m. Die eigentliche Osebene entbehrt beinahe jeder Unebenheit, ausserhalb ihres Randes dagegen beobachtet man mehrere Osgräben, deren Längsrichtung mit der des Oses übereinstimmt.

Das Osplateau geht nach N in ein Kesselfeld über, das sehr schön ausgebildet ist. Die meisten Kessel sind tief und gross mit elliptischem Umkreis, und ihre Böden sind von Wasser, Sumpf- und Moorvegetation bedeckt. Sie werden von einander getrennt teils durch niedrigeren Rücken, teils durch grössere oder kleinere Plateaus, die nur ausnahmsweise die Höhe des Hauptosplateaus erreichen.

Nördlich des Gårdsjöflüsschens bilden die glazifluvialen Sedimente weich geformte Hügel, die durch seichte Niederungen von einander getrennt sind. Das Gebiet ist offenbar unter Mitwirkung von Toteis oder isolierten Eisblöcken gebildet.

Das Näsbergfeld im ganzen kann gewissermassen als ein Randdelta aufgefasst werden, weil diese glazifluviale Akkumulation in der Nähe des Eisrandes stattgefunden hat. Die Tatsache, dass seine Deltanatur jetzt so verändert ist, beruht teils auf Unregelmässigkeiten des Eisabschmelzens, teils auf der Beeinflussung der Meereswellen und des fliessenden Wassers in postglazialer Zeit. Jedenfalls ist das Näsbergfeld durch eine vermehrte Sedimentation aufgebaut worden, die wahrscheinlich mit dem Übergang der Eisfront von Meeres- zu Landeslage im Zusammenhang steht und auch mit einer damit verknüpften Verminderung der Geschwindigkeit der Eisrezession, wodurch die Mündung des Schmelzwasserstromes längere Zeit als früher an derselben Stelle geblieben ist. Dass gerade das Näsbergfeld das Übergangsgebiet war, wird am besten von den zahlreichen und grossen

¹ Wert mit Dezimalen durch Tubusnivellieren erhalten.

² Baltische Grenze.

Osgräben bestätigt, die Spuren des Toteises sind, in das die schmelzende Eisdecke zerfiel.

Die Ablagerungen der Schmelzwasserströme setzen sich auch westlich des Gårdsjön fort, hier aber in der Form von supraaquatischen Sedimenten, weil sich das Land hier bald über die B.G. erhöht. Die Talfüllung zwischen dem Gårdsjön und dem Passpunkt südlich des Sees Ängratörn, der eine Höhe von 306 m hat, besteht aus einem Kiesfeld. Ursprünglich ist hier ein aufs Land abgelagertes Randdelta gewesen, von dem Spuren noch zu beobachten sind, und zwar in der Form von Kiesrücken und Plateaus, die bis zu einer Höhe von etwa 10 m über die Umgebung emporsteigen und durch typische Stromrinnen voneinander getrennt sind.

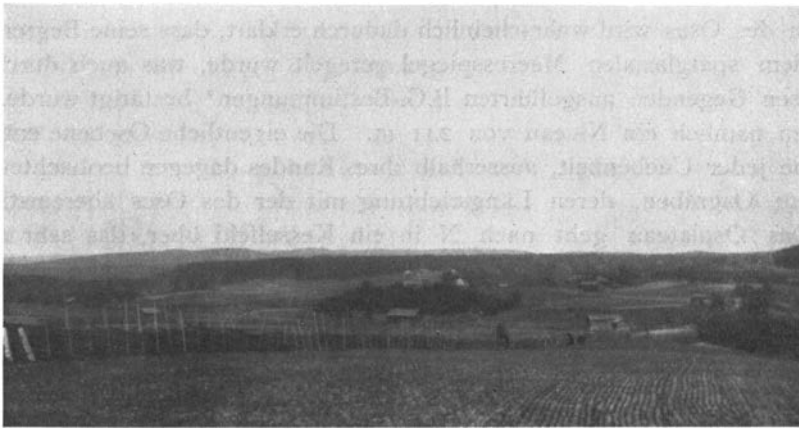


Fig. 2. Der distale Teil des Ljusnan-Deltas (besonders durch den Waldrand markiert).

Die Talfüllung zwischen der Gegend westlich der Kirche von Färila und dem Laforsen besteht aus dem Delta des Ljusnan. Seine Länge ist etwa 22 km, seine mittlere Breite 3 km. Die Neigung gegen SO ist im Mittel 1:440, wovon der grösste Teil auf die distale Partie entfällt, wo sie 1:190 beträgt. Die höchste, proximale Partie des Deltas, nördlich des Laforsen ist beinahe ganz horizontal und liegt in einem Niveau von 230,4 m ü. d. M.

Die Deltaebene ist stellenweise in variierender Tiefe von einem gröberen Sand bedeckt, der als Ausschwemmungsprodukt während früher postglazialer Zeit aufzufassen ist, als der Ljusnan seine Furche in den proximalen Teil des Deltas hineingrub und das mitgebrachte Material auf den niedrigen Teilen des Deltas abgelagerte. Postglaziale Tätigkeit in Form von Erosion des fließenden Wassers und Fließerdeformationen hat auch an der Destruktion der Deltaebene mitgewirkt.

Das Delta ist wahrscheinlich als eine subaquatische, extramarginale Bildung aufzufassen und besteht überwiegend aus Sand, dessen Korn-

grösse 1 mm nicht übersteigt. Übrigens nimmt die Korngrösse des Materials distal ab und es geht allmählich in feinen Sand und Staub über.

I. HÖGBOM hat nach der topografischen Karte auf das Vorkommen von Dünen in dem proximalen Teil des finiglazialen Deltas in Färila geschlossen.¹ Diese Annahme ist richtig. Ein grösseres Dünenfeld erstreckt sich nördlich des Ljusnan von dem Sorgsjön im Nordwesten bis zu dem Tungtjärn im Südwesten, liegt aber innerhalb des zentralen Teiles des Deltas. Das Feld hat eine Länge von 5,3 km und eine Breite von 1,5 km. Die Dünen bestehen teils aus einzelnen, teils aus zusammenhängenden Hügeln aus feinem Sand, von denen die höchsten etwa 4—5 m über die Umgebung emporsteigen. Ihre Längsrichtung ist hauptsächlich W—O mit einer



Fig. 3. Partie am Passpunkte des Ängratörn-Eissees, östliche Seite.

deutlichen Leeseite gegen Osten und sie sind am ehesten als Longitudinaldünen aufzufassen. Trotz der spärlichen Vegetation konnte jetzt keine Dünenbewegung beobachtet werden.

Einige neue B.G.-Bestimmungen sind auch ausgeführt worden.

Ljusdal. *Hyboklacken*. Ausgeprägte Uferlinie aus einer freigespülten Blockzone und einem wohlmarkierten Einschnitt am Nordabhang des Berges, 238 m.

Järvsö. *Kölvallsberget*. Freigespülte Blockzone am Ostabhang, 241 m.

Färila. *Finnsjöberget*. Südlich des Näsbergfeldes. Eine grosse freigespülte Blockzone am Nordostabhang des Berges, 240 m.

Målarberget. Einschnitt und freigespülte Moräne am Südabhang des Berges, 240 m.

In dem betreffenden Gebiet haben im allgemeinen keine Staubbildungen des zurückweichenden Eisrandes stattgefunden, weil die Dränierungsrichtung

¹ I. HÖGBOM, Ancient Inland Dunes of Northern and Middle Europe. — Geogr. Annaler. Vol. 5. Stockholm 1923. S. 158.

gewöhnlich gegen S oder SO geht. Nur ein See, der Ängratörn, fließt nach Norden ab und er war einige Zeit eisgedämmt.

Der Ängratörn-Eissee war ein extraglazialer Eissee. Eine Eislappe blieb in dem Tal zurück, durch welches der See abfließen sollte, und der Ablauf ging daher nach Süden. Das Niveau des Sees wurde durch den Passpunkt, 306 m ü. d. M., bestimmt. Das Gebiet um diese Schwelle ist jetzt eine schmale Erosionsrinne, deren Lage auch auf der topografischen Karte deutlich hervorgeht. Dass diese Rinne der Weg eines kräftigen Stromes gewesen ist, wird von den freigespülten Blöcken gezeigt, die teils den Boden der Rinne, teils deren östliche Seite bedecken.

Längs der Bergseiten im O und W des jetzigen Sees kann man die Uferlinien des Ängratörn-Eissees verfolgen. Seine obere Grenze kann nicht immer leicht festgestellt werden, da die Bergabhänge auch an höheren Niveaus mit freigespülten Blöcken bedeckt sind, die deutliche Spuren von Wasserwirkungen zeigen. Die Erklärung dürfte in der Erosion durch laterale Eisströme zu suchen sein.

Als der Eisrand an der Linie Törnberget—Lorttjärn stand, fing das Schmelzwasser an, auch nordwestwärts Ablauf zu finden, weil das Terrain hier unter das Niveau des Passpunkts im Süden zu sinken begann. Einen Beweis hierfür bieten die zahlreichen Stromrinnen, die sich in die Moräne am Abhänge gegen den Ljusnan eingeschnitten haben.

Gedruckt 27/1 1931.

