

Geschiebetransport im kanadischen und europäischen Inlandeis — ein Vergleich

KLAUS-DIETER MEYER *)

Quaternary, moraines, outwash, erratics,
pebbles, petrographic analysis, provenance, glacial transport, distance

Ontario, Manitoba, Saskatchewan

Kurzfassung: In Nordamerika und Fennoskandia gilt Lokaltransport des Glaziärmaterials über wenige km bis 10er km als die Norm; dies nutzt die Erzprospektion. In Norddeutschland und angrenzenden Gebieten dagegen wird Ferntransport bis über 1000 km als normal angesehen; das über große Strecken homogenisierte Moränenmaterial ermöglicht Geschiebezählungen für stratigraphische Zwecke. Diese grundverschiedenen Verhältnisse galt es zu untersuchen und zu erklären.

Es wurden in Kanada 3 Untersuchungsgebiete ausgewählt: Südliches Ontario; ein Profil im mittleren Ontario vom Huron-See bis südlich der Hudson-Bay und ein Profil vom W-Ende derselben durch Manitoba ins südliche Saskatchewan. In Ontario und im südlichen Umfeld der Hudson-Bay bestätigt sich der weitgehend lokale Transport, was vermutlich auf die Reliefverhältnisse zurückzuführen ist und daß über der Hudson-Bay im Gegensatz zur Ostsee zumindest zur letzten Kaltzeit kein zentraler „Eisdom“ existierte.

Im südlichen Saskatchewan und angrenzenden Manitoba dagegen sind die Geschiebe überwiegend Fernmaterial, mindestens 500 km weit vom Keewatin-Vereisungszentrum westlich der Hudson-Bay her transportiert, wahrscheinlich zunächst inglazial wie in Europa. In Gebieten mit überwiegend Ferntransport ist Prospektion wenig erfolgversprechend; die Kenntnis des Geschiebetransportes ist daher Voraussetzung für die Anwendung der Geschiebestatistik. Einige mögliche Leitgeschiebe-Typen werden vorgestellt.

[Distance of Transport of Erratics in Canada and Comparison with Northern Europe]

Abstract: Local transport of glacial material over a few kilometers to several tens of kilometers is found to be the norm in North America and Fennoscandia. This aspect is used in mineral prospecting in glaciated areas. On the other hand,

long distance transport of more than 1000 km is normal in North Germany; here the till tends to be homogenized during transport over large distances and this makes it possible to use counts of erratics for stratigraphic purposes. These basically different conditions are examined and explained. Three areas of investigation were selected in Canada:

Southern Ontario, a traverse in Ontario from Lake Huron to south of Hudson Bay, and a traverse from the area west of Hudson Bay via Manitoba to southwestern Saskatchewan.

In Ontario transport was found to have been predominantly local, which can probably be attributed to the general lack of relief and the absence of a central "ice dome" during the last glacial period, in contrast to the Baltic Sea area.

In south Saskatchewan and Manitoba, most of the material was transported over long distances, at least 500 km, from the Keewatin glacial center west of Hudson Bay, probably carried englacially (within the ice sheet) as in Europe.

Mineral prospecting is usually not very successful in areas characterized by long distance transport of glacial material. This knowledge is necessary before statistical analysis of erratics can be used for prospecting. A series of indicator stones is suggested which might possibly prove useful for this purpose.

0. Einführung

Wie in Norddeutschland, so ist in Kanada der präquartäre Untergrund großenteils von eiszeitlichen Lockersedimenten bedeckt. Letztere bestehen aus den von Gletschern bzw. deren Eisschmelzwässern aufgearbeiteten, transportierten und wieder sedimentierten Schuttmassen, hauptsächlich Grundmoränen. Diese verhüllen zwar den Untergrund, es spiegelt sich in der Geschiebefracht aber auch die Zusammensetzung des Festgesteins wider, was jedoch weitgehend von der Transportentfernung abhängt. Während in Mitteleuropa bis über 1000 km lange Transportstrecken und eine entsprechende Homogenisierung des Moränen-

*) Anschrift des Verfassers: Dr. K.-D. MEYER, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, D—3000 Hannover 51.

materials als normal gelten, lassen sich in Fennoskandien (HALDORSEN 1983; SALONEN 1987) und auch in Nordamerika meist nur kurze „Geschiebestreifächer“ mit Transportweiten bis zu einigen 10er km feststellen. Über diesen Bereich hinaus ist ein bestimmtes Gestein kaum mehr nachweisbar, es dominiert jeweils das lokale Anstehende auch in den bedeckenden Lockersedimenten.

Diesen Umstand nützt seit langem die Erzprospektion zum Aufspüren von Lagerstätten, zusammen mit geochemischen Untersuchungen der Moränen (DILABIO & COKER 1987). Das zunächst einfache Prinzip der „Geschiebestreifächer“ kann durch mancherlei Komplikationen beeinflusst sein, wie Änderungen der Eisflußrichtung, faziell unterschiedliche Ausbildung der Moräne (Basalmoräne oder Oberflächenmoräne) usw.

Weitere Beeinträchtigungen können durch große Transportweiten auftreten, wofür es auch in Nordamerika Beispiele gibt. Dieser „long-distance transport“ kann über hunderte oder sogar 2000 km gehen (PREST & NIELSEN 1987); es scheint sich aber überwiegend um relativ geringe Anteile des Geschiebematerials zu handeln, wobei als Mechanismus eine öftere Umlagerung bzw. Verteilung durch mehrere Vereisungen gelten soll („multiple glaciations“).

Es galt daher, nach anderen Ursachen für diese unterschiedlichen Transportmechanismen zu suchen. Für die Geländeuntersuchungen wurden nach eingehenden Beratungen mit kanadischen Kollegen (zu Dank verpflichtet bin ich insbesondere A. DREIMANIS und L. DREDGE) drei Gebiete ausgewählt, und zwar das südliche Ontario, ferner ein Profil im mittleren Ontario vom Nordufer des Huron-Sees bis unweit der James

Bay sowie ein Profil von der Hudson-Bay im nördlichen Manitoba ins südwestliche Saskatchewan bis nahe an den Rand des Laurentischen Inlandeises. Die Untersuchungen erfolgten im Sommer 1987 teils während der Teilnahme an Exkursionen des INQUA-Kongresses (A 11, SCHREINER 1988: C 13, JÄKEL 1988), teils auf eigener Fahrt.

1. Südliches Ontario

Das südliche Ontario, d. h. das Gebiet zwischen dem Ontario-, Erie- und Huron-See (Abb. 1), ist wegen seiner klimatisch bevorzugten Lage (südlichster Punkt Kanadas bei 42 Grad nördlicher Breite, wie Rom) und der Bevölkerungsdichte eines der geologisch am besten untersuchten Gebiete Kanadas. Quartärgeologisch gehört es zu den „klassischen Gebieten“, nicht zuletzt durch die vorzüglichen und reichhaltigen Aufschlüsse entlang der steilen Kliffs der Großen Seen, die in mancher Hinsicht an diejenigen der Ostsee erinnern. Aber schon bei den ersten Profilen fällt ein Unterschied ins Auge: während an der Ostsee, wo immer Glaziärsedimente angeschnitten sind, der Strand mit einer Unzahl von Geschieben einschließlich mehrere Kubikmeter großer Findlinge bestreut ist, so ist dies in Kanada an den besuchten Stellen eher kärglich (Ontario-See: Nordufer östlich Toronto, Südufer westlich des Niagara; Erie-See: Nordufer südlich London; Huron-See: Ostufer nordwestlich London und Südufer der Georgian Bay). Auf längeren Strecken findet sich, auch wenn die Kliffs aus bis zehner-m mächtigen Moränen bestehen, nur eine schwache Steinstreue, vor allem aber nur selten ein Kristallin-Block über 1 Kubikmeter.

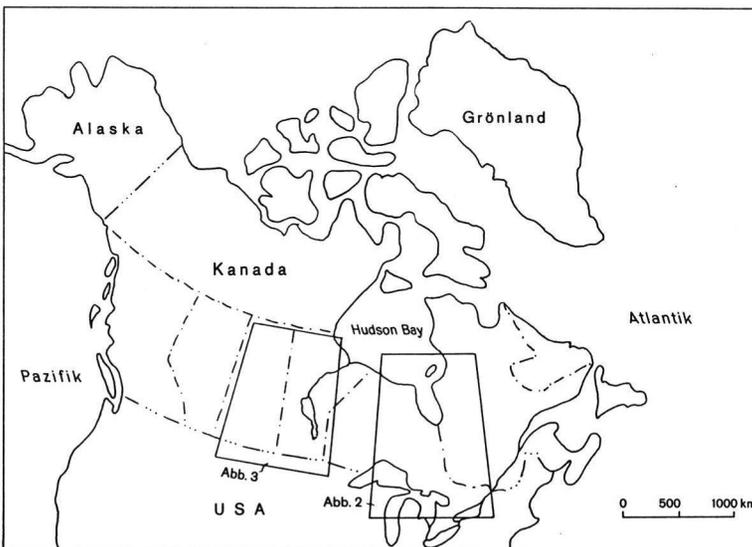


Abb. 1:
Lage der Arbeitsgebiete
(Abb. 2 und 3).

Fig. 1:
Studie area (Fig. 2 and 3).

Der präquartäre Untergrund (Abb. 2) dieses Gebietes besteht aus einer flach nach S bzw. SW einfallenden Schichtenfolge von Kalkstein, Dolomit und Ton-schiefer (untergeordnet Sandstein) des Ordoviz bis Devon, wovon die Karbonate hier mehr und größere Geschiebe geliefert haben sollten, jedenfalls im Vergleich zu den Verhältnissen an der Ostsee, zumal dort die paläozoischen Kalksteine erst einige 100 km entfernt anstehen.

Grundmoränen und Beckensedimente schützten bei späteren Eisvorstößen den Untergrund, aber dies allein kann die Armut an größeren Geschieben nicht erklären, schon gar nicht das starke Zurücktreten des Kristallins (im Gebiet von Tillsonburg SE London nach BARNETT 1982 meist um 5 %) und das bei einer Entfernung vom kanadischen Schild von nur wenigen 10er bis 100 km (vgl. auch DREIMANIS & REAVELY 1953). Bei gleichen Bedingungen dürften an den Ufern der südwestlichen Ostsee auch nur wenige und kaum große Kristallin-Findlinge zu finden sein, schon gar nicht in Niedersachsen.

Selbst in unmittelbarer Nähe vom Rand des kanadischen Schildes tritt dessen Material völlig zurück; so fanden sich in einer Kiesgrube bei Lakehurst (25 km N Peterborough), ca. 10 km vom Südrand des Schildes entfernt, nur wenige Nicht-Karbonate in der sehr kiesreichen Moräne. Es soll dort allerdings stellenweise auch eine andere („distale“) Fazies geben mit mehr präkambrischem Material (BARNETT & KELLY 1987). Über die genauere Herkunft der kristallinen Geschiebe des südlichen Ontario ist nicht viel bekannt; Leitgeschiebezahlmethoden, wie sie in Europa seit langem angewandt werden, existieren nicht. Nur wenige Gesteinstypen werden als eine Art „Leitgesteine“ betrachtet. Dazu gehört der nicht seltene spätpräkambrische „Grenville-Marmor“ aus der Grenville-Provinz.

Nicht selten finden sich Gowganda-Tillit-Geschiebe (Taf. 1, Fig. 1), die mindestens 350 km nördlich aus der Gegend des Huron-Sees stammen, wo Tillite in großartigen Straßenaufschlüssen anstehen.

Nach DREIMANIS & GOLDTHWAIT (1973) sind Tillit-Geschiebe auch an vielen Stellen in Zentral-Indiana gefunden worden. Am Ostufer des Huron-Sees fanden sich als weitere seltene Leitgesteine des Präkambriums ein Jaspis-Konglomerat und ein Anorthosit; sie sind vom Huron-Lobus der Wisconsin-Vereisung herantransportiert. Jaspis-Konglomerat und Tillit haben nach ANDERSEN (1957) einen Indikator-Wert für den Saginaw-Lobus südwestlich des Huron Sees. Diese von der Menge her gegenüber dem Lokalmaterial völlig untergeordneten „Leitgeschiebe“ zeigen immerhin, daß doch ein gewisser Ferntransport statt-

fund. Nach ANDERSEN (1957) beträgt südlich der Großen Seen der präkambrische Anteil einige 10er %, unterschiedlich in den einzelnen Loben.

Es bleibt die Frage, warum die Moränen des südlichen Ontario auch in unmittelbarer Nähe des Schildes so wenig präkambrisches Material führen.

Wenn man das Gebiet des Kanadischen Schildes westlich von Ottawa durchfährt, so fällt auch hier die im Vergleich zu Fennoskandia relativ geringe Menge und der kleinere Durchmesser der Findlinge auf. Während man in den nordeuropäischen Kristallin-Gebieten oft Unmassen von manchmal bis Haus-großen Blöcken findet, in Wäldern dicht an dicht liegend, so treten beispielsweise im Algonquin-Naturpark oder anderen unberührten Arealen die Blöcke eher vereinzelt auf und haben meist nicht mehr als 1 m Durchmesser, selten werden 2 m überschritten. Vermutlich ist eine der Ursachen in dem geringeren Relief des kanadischen Schildes zu suchen, welches dem Eis weniger Möglichkeit zur Abrasion gab als bei dem vom skandinavischen Hochgebirge absteigenden Eis, welches durch tiefe Täler seinen Weg nahm, sie ausräumend und die Flanken anschneidend, dabei riesige Mengen auch groben Schuttes aufnehmen konnte.

Da die heutigen Moränen Skandinaviens hauptsächlich lokal geprägt sind, diejenigen der norddeutsch-polnischen Senke aber aus Fernmaterial bestehen, ist zu fragen, wieso überhaupt so große Mengen skandinavischen Materials dorthin gelangen konnten und nicht schon vorher abgelagert wurden. Vermutlich wurde ein Großteil des Materials zunächst inglazial transportiert, d. h. im Nährgebiet Fennoskandias gelangte, reliefbedingt, ein Großteil des Materials in höhere Bereiche des Eises und wurde so über die basalen, lokal geprägten Moränen in die Außenbereiche transportiert.

In den Randgebieten gelangte durch die Mächtigkeitsabnahme des Inlandeises und beim Abtauen das inglazial transportierte Material wieder in tiefere Bereiche und wurde zur Untermoräne des Gletschers. Dieser Prozeß begann bereits in Schonen und Dänemark, wo plötzlich wieder reichlich Geschiebe aus Nord- und Mittelschweden auftreten, und zwar in Grundmoränen, die wie die norddeutschen ausweislich ihrer Struktur einwandfreie Basalmoränen („lodgement till“) sind.

Der scheinbare Widerspruch: Lokalmoränen in Nord-europa-Fernmoränen in Mitteleuropa wäre also hauptsächlich durch die reliefbedingt unterschiedliche Transportart im Gletscher zu klären: basal in Kanada und Skandinavien, zumindest teilweise inglazial in den Randbereichen des skandinavischen Eisschildes.

2. Mittleres Ontario

Nach den Beobachtungen im südlichen Ontario war nunmehr zu prüfen, ob sich weiter abseits der Großen Seen Fernmoränen nachweisen ließen. Ausgewählt wurde, auch wegen der Zugänglichkeit, eine ca. 500 km lange Trasse vom Nord-Ufer des Huron-Sees über Sudbury bis Fraserdale, wo südlich der James-Bay, dem südlichen Ausläufer der Hudson-Bay, die Straße endet (Abb. 2). Am Nord-Ende des Huron-Sees bzw. dem Nordwest-Ende der Georgian-Bay wird das Präkambrium wieder von altpaläozoischen Sedimentgesteinen bedeckt; es sollte geprüft werden, wie weit hier präkambrisches Material nach S verfolgt werden kann. Der SW-Teil der Hudson-Bay samt der James-Bay wird ebenfalls von altpaläozoischen Gesteinen (Kalkstein, Dolomit, Sandstein und Schiefer des Ordoviz bis Devon) gesäumt, ähnlich wie in großen Gebieten der mittleren und östlichen Ostsee.

So wie die Gletscher aus der Ostsee riesige Mengen Karbonatgestein ausräumten und bis zur Vereisungsgrenze transportierten (in niedersächsischen Moränen

je nach fazieller Ausbildung in der Grobkiesfraktion zwischen 15 und 75 %, MEYER 1983) so sollte man erwarten, daß die Moränen südlich der Hudson-Bay ähnlich aufgebaut sind, denn von den Vereisungszentren Labradors und Keewatins durchströmten die Gletscher die Bay in südlicher Richtung. Dieses durch Geschiebeuntersuchungen gestützte Modell (SHILTS, CUNNINGHAM & KASZYCKI 1979; SHILTS 1980) hat die älteren Vorstellungen eines einzigen in der Hudson-Bay selbst gelegenen Vereisungszentrum ersetzt. (FULTON & PREST 1987). Eine Alternative mit 5 lokalen Eis-„Domen“ legten DYKE, DREDGE & VINCENT 1982 vor.

Entlang der Trasse wurden 10 Geschiebe-Proben zu je 100 Stück der Fraktion 3—6 cm entnommen und ausgezählt. Das erscheint wenig, aber es wurden an vielen Stellen ergänzende Beobachtungen gemacht, die sicherstellten, daß die Proben repräsentativ waren. In den Zähltabellen (Tab. 1 u. 2) wurden Quarzite und Metasedimente zu den Sedimentgesteinen gerechnet, trotz des unterschiedlichen Metamorphosegrades. Um ein breites Spektrum zu erzielen, wurden unterschiedliche Quartärsedimente beprobt, obgleich strenggenommen nur gleichartige miteinander vergleichbar sind. Stratigraphische Gesichtspunkte blieben unberücksichtigt; auch das ist hier nicht bedeutend, da wie im östlich anschließenden Gebiet (VEILLETTE 1986) alle Moränen dem letzten Eisvorstoß angehören dürften, jedenfalls alle "late Wisconsin" sind.

Der Nordrand des Huron-Sees bzw. der Georgian Bay fällt etwa mit dem Südrand des kanadischen Schildes zusammen, der hier unter Altpaläozoikum abtaucht; Manitoulin-Insel, durch den North Channel vom Huron-See getrennt, wird von ordovizisch-silurischen Kalksteinen und Dolomiten aufgebaut. Die flache paläozoische Schichtstufenlandschaft erweist sich schon in unmittelbarer Nähe der Grenze zum Schild als praktisch freigefegt von Glaziärmaterial. Wie auf Öland stehen die Kalkplatten z. T. direkt an, nur einzelne Blöcke liegen obenauf, meist unter 1 m Durchmesser und aus Kalkstein bestehend. Am Strand findet sich praktisch nur Kalksteingrus.

Wie im südlichen Ontario ist hier also präkambrisches Material in nennenswerter Menge nicht über die Südgrenze des Schildes transportiert.

Die Ergebnisse der Geschiebezahlungen sollen anschließend aufgeführt werden.

In einer Kiesgrube 2 km nördlich Whitefish Falls war unter einer kalkfreien sandig-kiesigen Moräne ein geschrammter Tillit aufgeschlossen (Taf. 1, Fig. 2) — hier liegen 2 Moränen übereinander — mit einer Schichtlücke von ca. 2,5 Mrd. Jahren.

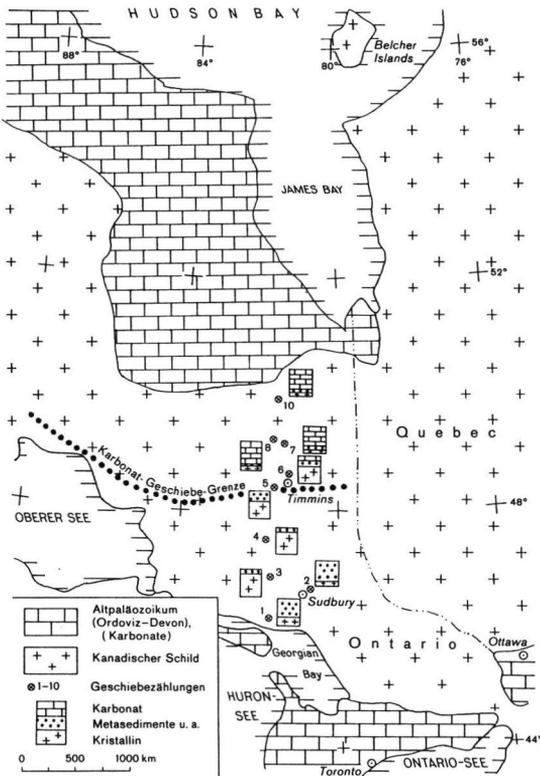


Abb. 2: Geschiebezählungen zwischen Hudson-Bay und Huron-See.

Fig. 2: Stone counts between Hudson-Bay and Lake Huron.

Tab. 1: Geschiebezählungen im mittleren Ontario zwischen Huron See und Fraserdale (S Hudson Bay).
Lage der Entnahmepunkte s. Abb. 2 je 100 Stück, Fraktion 3—6 cm

Tab. 1: Stone counts between Lake Huron and Fraserdale (S Hudson Bay). Numbers refer to Fig. 2.

Probe Nr.		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Kristallin,	Summe	37	17	90	94	70	74	6	14	75	10
	Granit	7	1	80	50	31	50	4	8	35	7
	Gneis	1	1	6	5	10	11	1	3	15	1
	Basit	28	10	4	35	24	10	1	3	20	2
	Übriges	1	5		4	5	3			5	
Sediment,	Summe	63	83	10	6	30	26	94	86	24	90
	Metasediment	8	16	4	2	19	14	3	3	9	5
	Quarzit	50	57	6	2	6	2	2	2	5	1
	Kalkstein						5	74	70	6	70
	Dolomit						1	7	10	4	10
	Übriges	5	10		2	5	4	8	1	1	4

Entnahmepunkte der Proben 1—10 — Tab. 1

1.) Moräne, sandig, über geschrammten Tillit (Taf. 1, Fig. 3), ca. 5 m unter Gelände. Kiesgrube 2 km N Whitefish Falls, Highway 6 nach Espanola, 70 km SW Sudbury.

2.) Delta Kies, grob, 4 m u. Gel.

Kiesgrube bei Carr's Landing, S des Wanapitei-Sees, ca. 20 km NE Sudbury.

3.) Endmoränen-Kies, 1 m u. Gel.

Kiesgrube 13 km N Cartier, E Highway 144, ca. 60 km NW Sudbury.

4.) Os-Kies, 4 m u. Gel.

Straßenanschnitt E Highway 144, 20 km SSW Gogama, ca. 110 km NNW Sudbury.

5.) Os-Kies, 1 m u. Gel.

Kleine Kiesgrube N Highway 101, ca. 10 km W Timmins, Probe kalkfrei, aber liegend ca. 2 m kalkiger Feinstsand.

6.) Os-Kies, 5 m u. Gel.

Große Kiesgrube E Highway 655, ca. 10 km N Timmins, in Probe 1 Omarolluk-Grauwacke.

7.) Geschiebemergel, stark tonig, 1—2 m u. Gel.

Grube E Highway 655, kurz vor Einmündung in Highway 11, ca. 25 km W Smooth Rock Falls.

8.) Geschiebemergel, stark tonig, 1—3 m u. Gel.

Straßenanschnitt 3 km N Smooth Rock Falls, E Highway 634 nach Fraserdale.

9.) Kies, Haufwerkprobe (ortsfremd?)

alte Kiesgrube 17 km N Smooth Rock Falls, E Highway 634.

10.) Moränenkies, 2 m u. Gel. Straßenanschnitt 3 km E Fraserdale.

Aus der hangenden kalkfreien Moräne wurde Geschiebe-Probe 1 entnommen (Tab. 1). Sie bestand zu 50 % aus Quarzit, der die nördlichen Rücken hauptsächlich aufgebaut hat, es liegt also eine sehr lokale Geschiebeführung vor.

Ähnlich lokal geprägt (mit nur je 1 Granit- und Gneisgeschiebe) ist Probe 2 vom Süden des Wanapitei-Sees, ca. 2 km NE Sudbury. Dieser ca. 12×12 km große See ist ein Meteoritenkrater (DENCE & POPELAR 1972). Im Glaziärmaterial südlich des Sees finden sich viele Suevit-Geschiebe, nach DRESSLER (1982) bis 10 %. Auch in Probe 2 fanden sich 2 Suevite; sie gleichen denen vom Ries oder vom Mien-See in Schweden.

Generell spiegelt sich hier in der Zusammensetzung des Geschiebebestandes die des Untergrundes wider (BOISSONEAU 1968). Probe 3 und 4 stammen aus Kiesen aus einem Gebiet mit Granit-Untergrund; entsprechend hoch sind die Kristallin-Anteile. Beide Proben sind kalkfrei, bei einer Entfernung von 300 bzw. 380 km vom Südrand der Karbonatgesteine der Hudson-Bay (Abb. 2). Auch die Probe 5 westlich Timmins, nur noch 200 km vom Kalkstein-Areal entfernt, ist kalkfrei! Das ist etwa so, als wenn die Jungmoränen Schleswig-Holsteins primär keine paläozoischen Kalksteine aus dem Ostseegebiet mehr enthalten würden!

Erst ab Timmins werden die Quartärsedimente kalkhaltig. Im Liegenden der kalkfreien Kiese von Pr. 5 stehen kalkhaltige Feinsande an, und in den großen Kiesgruben 10 km nördlich Timmins fanden sich in Pr. 6 5 Kalksteine und 1 Dolomit, weitere fanden sich beim Absuchen der Wände. Auf gleicher Höhe treten 4 km südöstlich Matheson in Kiesgruben am Highway 11, ca. 70 km östlich Timmins, ebenfalls noch Kalke auf. Weiter südöstlich steht zwischen Englehart und New Liskeard lokal Kalkstein an (VEILLETTE 1986), von hier erwähnt BOISSONEAU (1968) kalkhaltige Grundmoräne. Die westliche Fortsetzung der „Karbonat-Geschiebe-Grenze“ folgt der von KARROW & GEDDES (1987), ZOLTAI (1956) und SHILTS (1980) angegebenen Mindestverbreitung. Die Rolle kalkhaltiger Pleistozän-Sedimente auf den Ph-Wert der Seen und auf den „Sauren Regen“ im Gebiet N des Lake Superior diskutieren COKER & SHILTS (1979).

In Pr. 5 fanden sich 2 Stücke von „Omarolluk-Grauwacke“, kenntlich an kugelförmigen Karbonat-Höfen von cm-Durchmesser. Diese „Omars“ (PREST & NIELSEN 1987) stammen von Belcher Island, ca. 900 km entfernt im E der Hudson-Bay. Trotz des weit überwiegend lokalen Materials kommen hier also einige Ferngeschiebe vor. Taf. 1, Fig. 3 zeigt einen solchen „Omar“, gefunden in einer Kiesgrube westlich Cochrane.

Im Gebiet um Smooth Rock Falls (SKINNER 1973), in einer Entfernung von ca. 100 km vom Paläozoikum der südlichen Hudson-Bay, (Abb. 2) sind die Grundmoränen nach BOISSONEAU (1966) bereits stark kalkhaltig und stark (60 %) tonig. Die Proben 7, 8 und 10, letztere von Fraserdale, enthalten ca. 80 % Karbonatgesteine (70 % Kalkstein, 10 % Dolomit).

Für kanadische Verhältnisse sind 80 % Karbonat-Geschiebe in Proben aus über 100 km Entfernung vom Anstehenden geradezu Ferntransport. Schwierig ist die Frage, warum der Kalk nicht weiter als ca. 200 km nach S transportiert wurde, wie es in Mitteleuropa mit 1000–1500 km bis an den äußersten Rand der Vereisung der Fall ist. Ostsee und Hudson-Bay, letztere ca. $3 \times$ so groß, dienen den Gletschern als „Durchflußbecken“. Das Eis der letzten Vereisung selbst stieß in Kanada noch gut 1000 km über die „Karbonatgrenze“ weiter nach S vor.

Die Gründe, die im südlichen Ontario für die kurze Verfrachtung von präkambrischem Material angeführt wurden, nämlich das vergleichsweise ausgeglichene Relief samt dem Fehlen eines Hochgebirges, gelten möglicherweise auch für das Gebiet der Hudson-Bay. Hier tauchen die paläozoischen Gesteine relativ flach ab, wobei weniger Material inglazial verfrachtet werden konnte, während in der Ostsee von den Kliffs — auch den untermeerischen — große Mengen von Karbonatgesteinen abgerissen und inkorporiert wurden. Ein anderer Grund könnte darin gelegen haben, daß die Eisdicke über der Hudson-Bay nicht die Mächtigkeit des Ostseegletschers erreichte und damit auch nicht dessen „Schubkraft“. Wie vorhergehend erwähnt, nahm man früher das Zentrum der Vereisung im Bereich der Hudson-Bay an, während jetzt dieses nur als „Durchlauf-Gebiet“ gilt (SHILTS 1979, 1985). Ob das Eis überhaupt jemals einen „Dom“ über der Hudson-Bay hatte oder immer einzelne Vereisungszentren rings um die Bay existierten, ist von großer Bedeutung auch für Fragen des Eisabbaus und der eustatischen Meeresspiegel-Änderungen (ANDREWS et al. 1983; ANDREWS & FULTON 1987).

Die Tatsache, daß das Eis nicht in der Lage war, Karbonatgeschiebe mehr als 200 km weit über das Anstehende hinaus zu transportieren, spricht dagegen, daß es während des Wisconsin-Maximums eine große zentrale Eismasse von ca. 4 km Dicke gegeben hat (BUDD & SMITH 1987).

3. Nördliches Manitoba (Hudson-Bay) — Südwestliches Saskatchewan

Der Westteil der Hudson-Bay wurde vom Keewatin-Eis durchströmt (SHILTS et al. 1979; SHILTS 1980), im SW mit südwestlicher Fließrichtung. Die Grenze

zwischen Keewatin-Eis und Hudson-Eis lag im Wisconsin-Maximum etwa bei Churchill (DREDGE et al. 1986). Es sollte untersucht werden, ob dieser Teil des Laurentischen Inlandeises sich ähnlich verhalten hat wie das Labrador-Eis, d. h. ob hier auch nur ein relativ kurzer Geschiebe-Transport stattfand. Dafür bot sich ein Profil von Churchill über den unteren Nelson-River und weiter nach SW etwa dem Saskatchewan-River entlang bis zum Rande der Wisconsin-Vereisung an (Abb. 3). Während der INQUA-Exkursion C13 wurden geeignete Aufschlüsse beprobt (Tab. 2).

Die nördlichsten Proben stammen von Churchill am Westrand der Hudson-Bay, wegen Ermangelung von Aufschlüssen aus rezentem (Pr. 11) und isostatisch gehobenen (Pr. 12) Strandkies entnommen. Beide Proben sind stark lokal geprägt.

Hervorragend sind die Aufschlußverhältnisse der Kliffs am unteren Nelson River bei Gillam. Hier sind bis zu 4 verschiedene Grundmoränen bekannt: „Sundance-, Amery-, Long spruce — und Sky pilot-till“,

von denen die beiden oberen sicher letztglazial, die beiden unteren prä-Wisconsin, (Illinoian), der unterste (Sundance) vielleicht noch älter ist (DREDGE, NIXON & RICHARDSON 1986, NIELSON et al. 1986, SCHREINER et al. 1987). Alle 4 Geschiebemergel wurden beprobt (Pr. 13—16).

Der Untergrund besteht aus manchmal nur geringmächtigen Kalksteinen und Dolomiten des Ordoviz bis Devon über nur wenig zersetztem Kristallin, wie in der Baugrube eines in Bau befindlichen neuen Staudammes der Manitoba Hydro zu sehen war.

Der „Sundance-till“ (Pr. 13) enthält als der älteste am meisten präkambrisches Material, aber auch hier überwiegt das lokale Karbonat-Gestein, wobei die Anteile an Kalkstein und Dolomit stark schwanken. Nur wenige % Kristallin, aber 92 % Karbonat enthält der jüngste, tonige und rot gefärbte „Sky pilot till“ (Probe 16), obgleich schon 20 km außerhalb des Kalkstein-Gebietes gelegen, für kanadische Verhältnisse also ein relativ weiter Transportweg.

Neben dem weit überwiegenden Lokalmaterial treten auch hier untergeordnet Ferngeschiebe auf. So fanden sich nicht selten am Fluß „Omar“-Geschiebe von den hier 900 km entfernten Belcher-Islands, die einen E—W-Transport anzeigen, sofern es nicht doch im Norden gleichartige Gesteine gibt (PREST & NIELSEN 1987).

Etwa gleichweit, aber von NW her durch das Keewatin-Eis transportiert, sind verschiedenartige Porphyre der Christopher-Island-Formation der Dubawnt-Group, die so charakteristisch aussehen, daß sie Leitgeschiebe sein dürften wie die Vielzahl der skandinavischen Porphyre auch. Manche ähneln denselben stark, vor allem ein dichter und einsprenglingsarmer rötlicher Porphyr (leg. bei Heday-Section) gleicht makroskopisch dem Bredvads-Porphyr aus Dalarna. Auch Blauquarz-führende Granite wie in Småland gibt es.

Die Ähnlichkeit betrifft auch Sedimentgesteine: hellroter quarzitischer Sandstein ist nicht von Dalarna-Sandstein zu unterscheiden, gut dagegen von den devonischen Sandsteinen der Hudson-Bay. Natürlich bedeutet makroskopische Ähnlichkeit allein wenig, falls aber auch der mineralogische Charakter identisch sein sollte, könnte doch an eine verwandte petrographische Provinz gedacht werden — schließlich lagen Nordamerika und Nordeuropa damals viel näher beisammen. Auch haben beide Porphyrgelände gleiches Alter: die Dala-Porphyre sind nach WELIN & LUNDQUIST (1070) 1669 ± 38 Mio Jahre alt, für die Porphyre der Christopher Island Formation gibt DONALDSEN (1965) 3 absolute Alter mit 1515, 1720 und 1770 Mio Jahren an. Und so wie die Dala-Porphyre von den jötnischen Dala-Sandsteinen (ca. 1200—1300

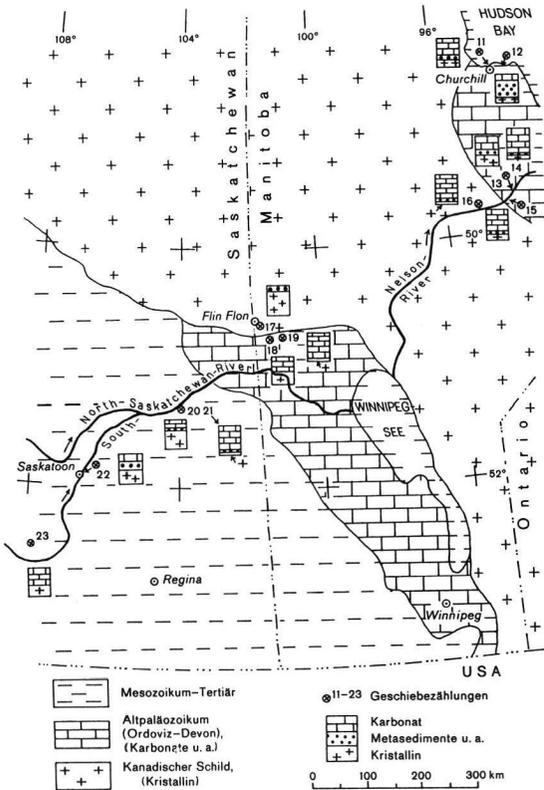


Abb. 3: Geschiebezählungen zwischen Hudson-Bay und Saskatchewan.

Fig. 3: Stone counts between Hudson-Bay and Saskatchewan.

Tab. 2: Geschiebezählungen im nördlichen Manitoba und südwestlichen Saskatchewan.
Lage der Entnahmepunkte s. Abb. 3, je 100 Stück, Fraktion 3—6 cm.

Tab. 2: Stone counts between N Manitoba und SW Saskatchewan.
Number refer to Fig. 3.

Probe	Nr.	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Kristallin, Summe		26	15	38	10	16	3	85	48	3	64	5	50	41
Granit		21	12	30	8	5	2	32	36	1	31	4	38	23
Gneis		2		1		3	1	27	2		4		4	7
Basit		3	1	7	2	7		25	10	2	27	1	8	11
Übriges			2			1		1			2			
Sediment, Summe		74	85	62	90	84	97	15	52	97	36	95	50	59
Meta- sediment		6	58	6	3	4	3	15				3	4	
Quarzit		3		18	2	3			2	1	7	2	8	2
Kalkstein		12	1	23	37	32	78				2	5	6	5
Dolomit		51	22	15	47	45	14		48	96	27	81	14	51
Übriges		2			1		2		2			4	18	1

Entnahmepunkte der Proben 11—23 — Tab. 2

- 11.) Strandkies, rezent, Cap Merry bei Churchill/Hudson Bay, Untergrund Metagrauwacke.
- 12.) Strandkies, isostatisch gehoben (um 22 m), ca. 10 km E Churchill, Untergrund Metagrauwacke.
- 13.) Geschiebemergel, sandig („Sundance till“), Kliff Nelson River ca. 100 km SW Hudson Bay. Alter: Illinoian oder älter.
- 14.) Geschiebemergel, tonig („Amery till“), Kliff Nelson River über Pr. 13, Alter: wahrscheinlich Illinoian.
- 15.) Geschiebemergel, tonig („Long spruce till“), Henday Section, Kliff Nelson River, ca. 10 m u. Gelände.
- 16.) Geschiebemergel, tonig, rot („Sky pilot till“) ca. 22 km, NW Gillam/Nelson River, ca. 150 km SW Hudson Bay.
- 17.) Grundmoränen-Rest auf Grauwacke, SE-Ortsausgang Flin Flon.
- 18.) Geschiebemergel, tonig („Wanless till“), Straßenanschnitte am Highway 10, ca. 50 km SSE Flin Flon.
- 19.) Geschiebemergel, tonig („Arran till“ (Taf. 1, Fig. 4)), Straßenanschnitt ca. 20 km E Pr. 18.
- 20.) Geschiebemergel („Battleford Formation“, spät-Wisconsin), Kliff Saskatchewan River, S. Nipavin, ca. 100 km E Prince Albert.
- 21.) Geschiebemergel („Floral Formation“, früh-Wisconsin), wie vor, im Liegenden von Pr. 20, ca. 5 m über Fluß.
- 22.) Geschiebemergel, tonreich („Sutherland Group“, pre-Illinoian), Kliff am E-Ufer des South Saskatchewan River nahe der Universität Saskatoon.
- 27.) Geschiebemergel, Straßenanschnitt am Hang der Clearwater Moraine 60 km N Swift Current, ca. 160 km SW Saskatoon.

Mio J.) überlagert werden, so werden auch die Dubawnt-Porphyre vom rötlichen und braunen Sandsteinen (Pitz Formation) überlagert.

Die Geschiebemergel am SW-Rand der Hudson-Bay sind also auch weitgehend lokal geprägt, mit geringer Beteiligung von Ferngeschieben. Auch in Manitoba sind Kalkgeschiebe bisher nur ca. 250 km nach SW über das Anstehende hinaus festgestellt worden (SHILTS 1980); wegen der Unzulänglichkeit des Geländes konnte dies nicht überprüft werden.

Eine Probe (Nr. 17 auf Abb. 3) bei Flin Flon, ca. 500 km entfernt, war kalkfrei. Nordwestlich des Winnipeg-Sees, zwischen Flin Flon und The Pas, taucht der Kanadische Schild wieder unter altpaläozoische Karbonatgesteine ab, die sofort wieder dominieren. In Pr. 18 („Wanless till“) sind immerhin noch 48 % Kristallin-Geschiebe, dann aber geht in Probe 19 („Arran till“) derselbe auf 3 % zurück.

Diese letztglazialen Grundmoränen haben unweit des Schildes also auch hier eine lokale Dominanz, meist Dolomit, selten auch in großen Blöcken (Taf. 1, Fig. 4). Im angrenzenden Saskatchewan wird das Paläozoikum bald von kretazischen Sedimenten überlagert. Es war deshalb zu erwarten, daß ab jetzt das lokale Material weiterhin dominieren bzw. kaum Kristallin mehr auftreten würde. Am ca. 50 m hohen Kliff des Saskatchewan-River bei Nippawin enthielt der untere Geschiebemergel der Floral-Formation (früh-Wisconsin), wie erwartet, nur 3 % Kristallin (Pr. 21, Tab. 3; Abb. 3), aber der obere Geschiebemergel der Battleford-Formation (spät-Wisconsin) enthielt wieder 64 % Kristallin, und das bei immerhin ca. 200 km vom Schild!

In Saskatoon sind am Kliff des South Saskatchewan-River (Referenz-Profil des Quartärs im südlichen Saskatchewan, CHRISTIANSEN 1968) ebenfalls diese beiden Grundmoränen aufgeschlossen, darunter liegt ein dritter, zur Sutherland-Gruppe gerechneter Geschiebemergel von prä-Wisconsin-Alter, vielleicht prä-Illinoian (SCHREINER et al. 1987). Auch dieser Geschiebemergel, durch Lokalmaterial tonreich, enthält noch 50 % Kristallin, nun bei ca. 400 km Entfernung vom Schild (Pr. 22, Tab. 2).

Die letzte Probe (Nr. 23, Tab. 2), aus Geschiebemergel am N-Hang der Clearwater-Moräne 160 km SSW Saskatoon entnommen, enthielt noch 41 % Kristallin, nunmehr ca. 560 km vom Schild. Aber auch die Karbonat-Gesteine sind nicht viel weniger weit transportiert! Dies ist, auch im Vergleich mit Europa, als Ferntransport zu bezeichnen.

Im südlichen Saskatchewan und angrenzendem Manitoba hat das Keewatin-Eis also aus dem Norden an der Hudson-Bay vorbei große Mengen Fernmaterial mehr

als 500 km weit transportiert. Es wäre sehr interessant gewesen zu ermitteln, ob dies auch noch bis zum Maximal-Rand des Wisconsin-Eises der Fall ist; leider mußte die Fahrt hier beendet werden.

Auch im angrenzenden Alberta, im südwestlichen Bereich des Eises, sollte man viel Keewatin Material erwarten, aber nach PAWLUK & BAYROCK (1969) ist die Hauptmasse der Moränen in Alberta lokaler Herkunft. Nach SCOTT (1976) stammt der Hauptteil der Prärie-Grundmoränen vom lokalen, wenig konsolidierten Untergrund; jedoch kämen die meisten Steine und Schwerminerale vom Schild.

PREST & NIELSEN (1987) sprechen von weitverbreitetem Kristallin in SW-Alberta, ohne dies jedoch zu quantifizieren. Nach STALKER (1976) und FENTON (1984) ist im südlichen Alberta bei Medicine Hat die „Dumore-Glaciation“ die älteste mit Geschieben laurentidischer Herkunft.

Es gibt in Kanada also ganz entscheidende Unterschiede im Geschiebetransport. In den Kristallin-Gebieten des Schildes sind wie in Skandinavien Lokalmoränen entwickelt, ebenso in der Umgebung der Hudson-Bay. Das Keewatin-Eis hat in Saskatchewan und Manitoba, vermutlich auch in Alberta, ausgesprochene Fernmoränen hinterlassen, vergleichbar mit den Verhältnissen in Norddeutschland. Es verstärkt sich dadurch der im vorigen Kapitel angesprochene Verdacht, daß die Gründe dafür in den Reliefverhältnissen, aber auch in der relativ geringen Mächtigkeit des Wisconsin-Eises in der Hudson-Bay zu suchen sind. Ob dies auch bei den prä-Wisconsin-Vereisungen der Fall war, müßte durch Untersuchungen in den betreffenden Landschaften geklärt werden.

Auf Ähnlichkeiten einerseits und Diskrepanzen andererseits beim Geschiebetransport im kanadischen und europäischen Inlandeis hinzuweisen, war Hauptanliegen dieses Aufsatzes. Es wäre vermessen, in wenigen Wochen in einem so riesigen Gebiet Probleme lösen zu wollen, allenfalls Ansätze und Möglichkeiten sollten diskutiert werden.

4. Schriftenverzeichnis

- ANDERSON, R. C. (1957): Pebble and sand lithology of the major Wisconsin glacial lobes of the central lowland. — *Geol. Soc. America Bull.*, **68**: 1415—1450, 2 Fig., 20 Tab.; New York.
- ANDREWS, J. T., SHILTS, W. W. & MILLER, G. H. (1983): Multiple deglaciation of the Missinaibi (last Interglacial?) Formation. — *Quaternary Research*, **19**: 18—37, 11 Fig.; New York.
- & FULTON, R. J. (1987): Inception, Growth and Decay of the Laurentide Ice Sheet. — *Episodes*, **10** (1): 13—15, 2 Fig.; Ottawa.

- BARNETT, P. J. (1982): Quaternary Geology of the Tillsonburg Area, Southern Ontario. — Ontario Geol. Survey Rep. **220**: 1—87, 18 Fig., 12 Fotos, 8 Tab., 1 Kt.; Toronto.
- & KELLY, R. I. (1987): Quaternary history of Southern Ontario. — XIIIth INQUA Congress Field Excursion **A-11**, : 77, 56 Fig., 6 Tab.; Ottawa.
- BOISSONNEAU, A. N. (1966): Glacial history of North-eastern Ontario. — I. The Cochrane-Hearst Area. — Can. J. Earth. Sci., **3**: 559—578, 5 Fig.; Ottawa.
- (1968): Glacial history of Northeastern Ontario II. The Timiskaming-Algoma area. — Can. J. Earth Sci., **5**: 97—109, 4 Fig.; Ottawa.
- BUDD, W. F. & SMITH, I. N. (1987): Conditions for growth and retreat of the Laurentide Ice Sheet. — Geogr. phys. Quatern., **XII** (2): 279—290, 8 Fig., 1 Tab.; Montreal.
- CHRISTIANSEN, E. A. (1968): Pleistocene stratigraphy of the Saskatoon area, Saskatchewan, Canada. — Can. J. Earth Sci., **5**: 1167—1173, 6 Fig.; Ottawa.
- COKER, W. B. & SHILTS, W. W. (1979): Lacustrine geochemistry around the north shore of Lake Superior: implications for evaluation of the effects of acid precipitation. — In: Current research, C, Geol. Survey Canada, Paper **79-1C**: 1—15, 7 Fig., 3 Tab.; Ottawa.
- DENCE, M. R. & POPELAR, J. (1972): Evidence for an impact origin for Lake Wanapitei, Ontario. — Geol. Ass. Canada, Spec. pap. **10**: 117—124, 8 Fig.; Toronto.
- DILABIO, R. N. W. & SHILTS, W. W. (1979): Composition and dispersal of debris by modern glaciers, Bylot Island, Canada. — In: SCHLÜCHTER, C. (ed), Moraines and varves: 145—155, 8 Fig.; Rotterdam (Balkema).
- & COKER, W. B. (1987): Mineral Exploration in Glaciated Terrain using Till Geochemistry. — Episodes, **10** (1): 32—34, 3 Fig.; Ottawa.
- DONALDSON, J. A. (1965): The Dubawnt Group, Districts of Keewatin and Mackenzie. — Geol. Surv. Can. Paper, **64-20**: 11 S., 3 Fig., 1 Kt.; Ottawa.
- DREDGE, L. A., NIXON, F. M. & RICHARDSON, R. J. (1986): Quaternary Geology and Geomorphology of North-western Manitoba. — Geol. Surv. Canada, Mem. **418**: 1—38, 37 Fig., 4 Tab.; 2 Kt., Ottawa.
- & THORLEIFSON, L. H. (1987): The Middle Wisconsinan history of the Laurentide Ice Sheet. — Geogr. phys. Quatern., **41** (2): 215—2325, 4 Fig.; Montreal.
- DREIMANIS, A. (1976): Till: Their origin and properties. — Glacial till, sp. publ., **12**, Royal Soc. of Canada; 11—49, 14 Abb., 3 Tab.; Ottawa.
- & REAVELEY, G. H. (1953): Differentiation of the lower and upper tills along the north shore of Lake Erie. — J. Sed. Petrol., **23**: 238—259, 11 Fig., 2 Tab., 2 Taf.; Urbana.
- DREIMANIS, A. & GOLDTHWAIT, R. P. (1973): Wisconsin Glaciation in the Huron, Erie, and Ontario Lobes. — Geol. Soc. Amer., Mem. **136**: 71—105, 8 Fig.
- DRESSLER, B. O. (1982): Geology of the Wanapitei Lake Area, District of Sudbury. — Ontario Geol. Survey, Rep., **213**: 131 S., 27 Fig., 17 Fotos, 20 Tab., 2 Kt.; Toronto.
- DYKE, A. S., DREDGE, L. A. & VINCENT, J.-S. (1982): Configuration of the Laurentide Ice Sheet during the late Wisconsin maximum. — Geogr. phys. Quatern., **36**: 5—14; Montreal.
- & PREST, V. K. (1987): Late Wisconsin and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. — Geogr. phys. Quatern., **41** (2): 237—263, 3 Fig., 4 Kt.; Montreal.
- FENTON, M. M. (1984): Quaternary stratigraphy of Canadian Prairies. In: Quaternary Stratigraphy of Canada — A Canadian contribution to the IGCP-Project 24. — Geol. Surv. Can. Paper, **84-10**: 58—64, 4 Fig.; Ottawa.
- FULTON, R. J. & PREST, V. K. (1987): The Laurentide Ice Sheet and its significance. — Geogr. phys. Quatern., **41** (2): 181—186, 3 Fig., Montreal.
- HALDORSEN, S. (1983): The characteristics and genesis of Norwegian tills. — in: J. EHLERS (ed): Glacial deposits in North-West Europe: 11—17, 7 Fig., 3 Taf.; Rotterdam (Balkema).
- IVES, J. D., ANDREWS, J. T. & BARRY, R. G. (1975): Growth and decay of the Laurentide Ice Sheet and Comparisons with Fennoscandinavia. — Naturwiss., **62** (3): 118—125, 5 Fig.; Berlin.
- JÄKEL, D. (1988): Exkursion C 13 vom 10. bis 23. 8. 1987. Das Quartär zwischen Hudson-Bay und den Rocky Mountains. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **38**: 134—135; Hannover.
- KARROW, P. F. (1976): The Texture, Mineralogie and Petrography of North American Tills. — in: Glacial Till. An Inter-disciplinary Study; Royal soc. Can. spec. publ., **12**: 83—98, 6 Fig., Ottawa.
- & GEDDES, R. S. (1987): Drift carbonate on the Canadian Shield. — Can. J. Earth Sciences, **24** (2): 365—369, 2 Fig.; Ottawa.
- KLASSEN, R. W. & VREEKEN, W. J. (1985): Quaternary geology of Southwestern Saskatchewan. — Geol. Surv. Canada, paper **85-1A**, 2 Fig.; 187—192, 2 Fig.; Ottawa.
- MEYER, K.-D. (1983): Indicator pebbles and stone count methods. — in: J. EHLERS (ed): Glacial deposits in North-West Europe: 275—287, 11 Fig., 1 Tab., 18 pl.; Rotterdam (Balkema).
- NIELSEN, E., MORGAN, A. V., MORGAN, A., MOTT, R. J., RUTTER, N. W. & CAUSSE, D. (1986): Stratigraphy, paleoecology, and glacial history of the Gillam area, Manitoba. — Can. J. Earth Sci., **23**: 1641—1661, 18 Fig., 7 Tab.

- PAWLUK, S. & BAYROCK, V. A. (1969): Some characteristics and physical properties of Alberta tills. — Res. Council Alberta Bull., 26: 72 S., 26 Fig., Tab., 4 Taf., Beil.; Edmonton.
- PREST, V. K. & NIELSEN, E. (1987): The Laurentide ice sheet and long-distance transport. — Geol. Surv. Finland, Spec. Pap., 3: 91—101, 6 Fig.; Espoo.
- SALONEN, V.-P. (1987): Observation om boulder Transport in Finland. — Geol. Surv. Finland, Spec. Pap., 3: 103—110, 6 Fig., Espoo.
- SCHREINER, A. (1988): Exkursion A 11 vom 22. 7. bis 30. 7. 1987. Quartärgeologie von Süd-Ontario. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 38: 133—134; Hannover.
- SCHREINER, B. T., DREDGE, L. A., NIELSEN, E., KLASSEN, R. W., FENTON, M. M. & VICKERS, J. R. (1987): The Quaternary between Hudson Bay and the Rocky Mountains. — INQUA Congr. Field Exc. C13, 45 S., 25 Fig., 2 Tab.; Ottawa.
- SCOTT, J. S. (1976): Geology of Canadian tills. — Roy. Soc. Can., Spec. Publ. 12: 50—66, 5 Fig.; Ottawa.
- SHILTS, W. W. (1980): Flow patterns in the central North American ice sheet. — Nature, 286 (5770): 213—218, 3 Fig.; London.
- (1985): Geological models for the configuration, history and style of disintegration of the Laurentide Ice sheet. — In: WOLDENBERG, M. J. (ed): Models in Geomorphology; 73—91, 7 Fig.; Boston (ALLEN & UNWIN).
- SHILTS, W. W., CUNNINGHAM, C. M. & KASZYCKI, C. A. (1979): Keewatin Ice Sheet — Re-evaluation of the traditional concept of the Laurentide Ice Sheet. — Geology, 7: 537—541, 2 Fig.; Boulder.
- SKINNER, R. (1973): Quaternary stratigraphy of the Moose River basin, Ontario. Geol. Survey Canada, Bull. 225: 1—77, 29 Fig., 2 Tab.; Ottawa.
- STALKER, A., MAC, S. (1976): Quaternary stratigraphy of the southern Canadian Prairies. — in: Quaternary stratigraphy of North America, ed. W. C. Mahaney: 381—407, 4 Fig., 3 Tab.; Stroudsburg/Penn.
- VEILLETTE, I. J. (1986): Former southwesterly iceflows in the Abitibi-Timiskaming region: implications for the configurations of the late Wisconsinian ice sheet. — Can. J. Earth Sci., 23 (11): 1724—1741, 17 Fig.; Ottawa.
- VINCENT, J.-S. & PREST, V. K. (1979): The early Wisconsin history of the Laurentide Ice Sheet. — Geogr. phys. Quatern., 41 (2): 199—213, 4 Fig., 1 Tab.; Montreal.
- WELIN, E. & LUNDQUIST, TH. (1970): New Rb-Sr-age data for the sub-Jotnian volcanics (Dala porphyries) in the Los-Hamra region, Central Sweden. — Geol. För. Förh., 92: 35—39, 2 Fig.; Stockholm.
- ZOLTAI, S. C. (1956): Glacial features of the Ouetico-Nipigon Area, Ontario. — Can. J. Earth Sci., 2: 247—269, 5 Fig., 5 Tab.; Ottawa.

Manuskript eingegangen am 9. 11. 1989.

Tafel 1:

- Fig. 1: Gowganda-Tillit-Geschiebe, gekritzelt;
Kiesgrube im Woodstock-Drummlin, östlich London/Ontario
(BARNETT & KELLY 1987).
- Fig. 2: Gowganda-Tillit, geschrammt vom Wisconsin-Eis und von dessen Grundmoräne
überlagert (daraus stammt Pr. 1, Tab. 1).
Kiesgrube östlich Highway 6, ca. 2 km nördlich Whitefish Falls.
- Fig. 3: Omarolluk-Grauwacke („Omar“), Ferngeschiebe von Belcher-Island in der
östlichen Hudson-Bay, gefunden ca. 850 km südlich in der Kiesgrube westlich
Cochrane, nördliches Ontario.
Die hellen Flecke sind kalkhaltige kugelförmige Partien.
- Fig. 4: Großes Lokal-Geschiebe (Dolomit, ca. $5 \times 3 \times 3$ m), auf „Arran-till“
(daraus Pr. 18, Tab. 2) Kiesgrube westlich The Pas, Saskatchewan.

Plate 1:

- Fig. 1: Gowganda-Tillit-Boulder, with glacial striae.
Gravel Pit in the Woodstock-Drumlin, E London.
- Fig. 2: Gowganda-Tillit, striated and overlain by till. Gravel Pit 2 km N Whitefish Falls.
- Fig. 3: Omarolluk-Greywacke („Omar“), Long-distant-clast from Belcher Island,
Hudson-Bay, Gravel Pit W Cochrane.
- Fig. 4: Large Dolomite-boulder from Arran till, Gravel Pit W The Pas, Saskatchewan.

Fig. 1



Fig. 3

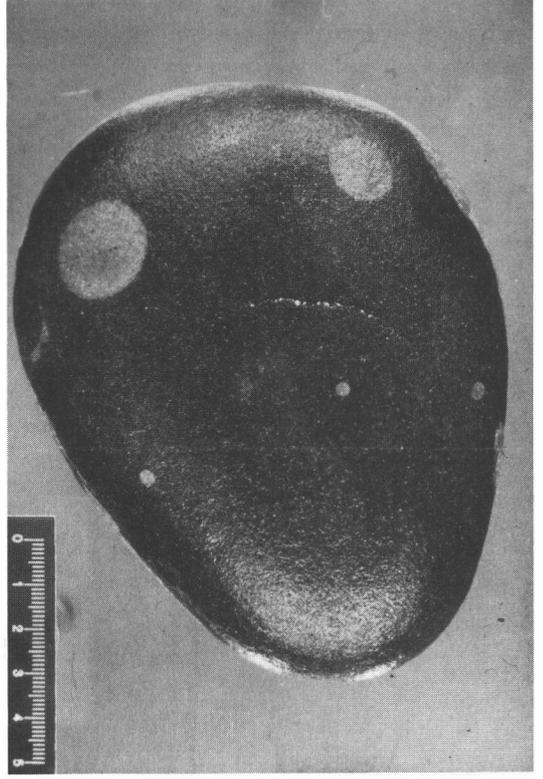


Fig. 2



Fig. 4

