

4. Aktive Torfbildung als Folge des Klimas und der Besonderheiten der topographischen Lage
5. Dominanz bestimmter Pflanzen: besonders günstige Bildungsbedingungen durch Cas-siope tetragona.

Literatur:

- Büdel, J.: Die klimamorphologischen Zonen der Polarländer. In: Erdkunde II, 1948.
Büdel, J.: Die Frostschuttzone SO-Spitzbergens. Bonn 1960.
Smith, D.I.: The Geomorphology of the Lake Hazen Region, N.W.T. Defense Research Board, Dpt. of National Defense, Canada. Ottawa, 1961.

Höhenänderung des grönländischen Inlandeises 1959 - 1968

Von Hansjörg Seckel, Karlsruhe und Manfred Stober, Pforzheim *)

Zusammenfassung: Im Rahmen der Internationalen Glaziologischen Grönlandexpedition wurden 1959 und 1968 durch Nivellement die Höhen im West-Ost-Profil bestimmt. Durch Vergleich beider Messungen werden Aussagen über die Änderung der Geländehöhen und der Oberflächenwellen gemacht. Meß- und Auswerteverfahren werden geschildert. Das graphisch dargestellte Ergebnis (Höhenveränderungskurve) wird im Zusammenhang mit den möglichen Ursachen diskutiert.

Abstract: The members of the two International Glaciological Greenland Expeditions (EGIG) in 1959 and 1968 determined the altitudes in the West-East-profile by levelling. The comparison of these two measurements gives evidence of the change of altitudes and of the surface-waves. The ways of measurement and of analysis are described here. The graphic representation of the result is discussed here in connexion with the possible causes.

1. Aufgabenstellung

In der Sommercampagne 1959 der Internationalen Glaziologischen Grönlandexpedition (EGIG) wurden im Anschluß an einen Festpunkt (A 14) auf dem Fels der Westküste die Höhen der Punkte im Ablationsgebiet und der Balisen auf dem Inlandeis bis T 53 (Jarl Joset) bestimmt [3]. Die Wiederholungsmessungen fanden 1968 statt. Sie wurden von einer französischen und einer deutschen Gruppe ausgeführt. Während die Franzosen beginnend am Ostrand (Cecilia Nunatak) bis zur Eismitte nivellierten, war es unsere Aufgabe, die Höhen im Westteil des Profils bis zur höchsten Stelle Crête T 43 zu messen. Durch Vergleich mit den Höhen von 1959 sollte mit diesen Messungen die für die Probleme der Eisdynamik wichtige vertikale Bewegungskomponente des grönländischen Inlandeises erfaßt werden. Von Seiten der Glaziologen wurde einst für die Höhenbewegungen eine absolute Genauigkeit jeder beliebigen Balise von ± 1 m verlangt, für einen Höhenunterschied zweier benachbarter Balisen $\pm 0,2$ bis $\pm 0,4$ m.

2. Messungsverfahren

Um diese hohe Genauigkeit zu erreichen, wurde für die EGIG erstmals in arktischen Gebieten ein geometrisches Nivellement durchgeführt. Die Meßmethode war 1959 und bei der Wiederholungsmessung 1968 genau dieselbe und soll hier nochmals ganz kurz

*1 Dipl.-Ing. Hansjörg Seckel, 75 Karlsruhe, Englerstraße 7, Geodätisches Institut.
Dipl.-Ing. Manfred Stober, 753 Pforzheim, Weißenburgstraße 47.

skizziert werden. Zu unterscheiden sind das Fußnivellement und das mit Raupenfahrzeugen unterstützte Weaselnivellement. Beim Fußnivellement durch die spaltenreiche Gletscherrandzone messen zwei Instrumente nach zwei nebeneinanderstehenden Latten, das ergibt ein Vierfach-Nivellement. Die Feldkontrolle besteht darin, daß auf jedem Standpunkt je zwei der vier gemessenen Höhenunterschiede gleich sein müssen. Außerdem muß bei Änderung des Instrumentenstandpunktes der Höhenunterschied der beiden Latten konstant bleiben bis auf einen geringen Betrag, der durch unterschiedliches Einsinken der Latten bedingt ist. Das Einsinken des Instrumentes zwischen Vor- und Rückblick wird durch die Beobachtung eines Kontrollstabes erfaßt.

Während also beim Fußnivellement das Latteneinsinken nur relativ zu einander feststellbar ist, können beim Weaselnivellement exakt alle Bewegungen gemessen werden. Dort steht nämlich das Instrument direkt neben dem Kontrollstab und der Latte, so daß über die Ablesung am Kontrollstab gleichzeitig Instrumenten- und Lattenbewegung bekannt wird. Die Feldkontrolle jedes gemessenen Höhenunterschiedes ist durch doppelte Messung mit zwei Instrumenten und Vergleich über Sprechfunk gewährleistet. Die Zielweiten betragen maximal ca. 110 m, so daß also nicht nur die Höhenlagen der Balisen, sondern auch punktweise im Abstand von ca. 100 m das ganze Profil höhenmäßig bestimmt wurde.

Zum direkten Vergleich der Geländehöhen bei den Balisen 1959 war es notwendig, diese alten Balisenlagen von 1959 für den Meßzeitpunkt von 1968 zu rekonstruieren. Zu diesem Zweck fand die Wiederholung der Lagemessung schon 1967 statt, damit die seit 1959 erfolgte Lageveränderung vor Beginn des Wiederholungsnivellements bekannt wurde. Die Bewegungsvektoren wurden ermittelt und durch Extrapolation konnte somit die alte Balisenlage von 1959 mit Strecke und Richtung von der jetzigen Balisenlage abgesetzt werden. Zur Erleichterung der Richtungsbestimmung wurde 1967 im Zuge der Lagemessung bei jeder Balise eine ca. 150 m entfernte Azimutbalise gesetzt und eingemessen. Die Richtung zur gesuchten Punktlage 1959 ergab sich durch Anschluß an dieses bekannte Azimut. Dabei werden bei der Azimutbalise und der Profilbalise gleiche horizontale Bewegungsvektoren vorausgesetzt. Verdrehungen durch unterschiedliche lokale Bewegungen werden also vernachlässigt.

3. Auswertung und Ergebnisse

Die Auswertung umfaßte außer der Addition der rohen Höhenunterschiede vor allem die Korrekturen wegen Einsinkens von Latte und Instrument, sowie die Eichkorrektur wegen des temperaturbedingten falschen Lattenmaßstabes. Die Latten wurden vor und nach der Expedition im Klimaraum des Geodätischen Instituts Karlsruhe geeicht und zwar mit dem gleichen Normalmeter, das auch 1959 der Messung zugrunde lag. Höhenfehler durch unterschiedlichen Bezugsmaßstab wurden somit vermieden. Durch die Verwendung von Invarlatten beim Weaselnivellement wurde zudem der Einfluß fehlerhafter Temperaturmessung vermindert.

Aus den doppelt gemessenen Höhenunterschieden kann nach Korrektur der systematischen Einflüsse ein Maß für die innere Genauigkeit berechnet werden.

1959 wurden folgende Genauigkeiten erzielt:

1) Für das 64 km lange Fußnivellement vom A 14 nach Camp Seismique

$$M = \pm 56 \text{ mm}$$

2) Für das Weaselnivellement von Camp Seismique nach Jarl-Joset über 603 km

$$M = \pm 74 \text{ mm}$$

3) Die innere Genauigkeit der Höhenunterschiede zwischen 2 durchschnittlich $S = 12$ km entfernten Balisen beträgt

$$M = \pm 10 \text{ mm.}$$

Für 1968 ergeben sich Genauigkeiten derselben Größenordnung.

Schon Wegener wies darauf hin, daß die Eisoberfläche leicht wellenförmig ausgebildet ist; besonders deutlich zeigte dies auch das Einzelpunktprofil des Nivellements 1959. Die Länge dieser Wellen beträgt ca. 8—10 km, die Höhe bis ca. 10 m zunehmend von der Crête (km 430) bis zum West- und Ostrand des Inlandeises. Bei T 6 (km 54) beträgt die Wellenhöhe maximal ca. 50 m. Ein direkter Höhenvergleich zwischen 1959 und 1968 beruht auf der Annahme, daß die Oberfläche des Eises ihre topographische Form nicht ändert. Im Falle einer bewegten Welle berechnen wir aber einen Höhenunterschied, der sich aus dem tatsächlichen Schneeauftrag und der Veränderung durch die Wellenform zusammensetzt.

Als mögliche Ursachen für die Wellenbildung werden

- a) Morphologie des Untergrunds,
- b) Schneeverfrachtung durch Wind,
- c) Kinematische Wellen, ausgelöst durch örtliche Schneeanhäufung, genannt.

Während die Morphologie des Untergrunds ortsfeste Wellen bedingt, würden Schneeverfrachtung und -Anhäufung bewegliche Wellen verursachen. Da aber die Ursache der Oberflächenwellen genau so wenig bekannt ist wie die Frage stationär oder bewegt, war es zur Klarstellung notwendig, wie 1959 das Einzelpunktprofil zu berechnen und zeichnerisch mit dem von 1968 zu vergleichen. Dazu wurden die mit dem Meilenzähler des Weasels gemessenen Entfernungen aufaddiert und auf die Sollentfernung abgestimmt. Die Einzelhöhenunterschiede wurden ohne die geringfügigen Verbesserungen wegen Einsinkens und Temperatur zu den streng berechneten Balisenhöhen addiert und mit dem Graphomaten Zuse Z 64 automatisch gezeichnet. Der Längenmaßstab beträgt 1:25 000, die Höhen sind 100fach überhöht. Damit erhalten wir das Profil im selben Maßstab wie 1959, so daß ein unmittelbarer Vergleich möglich ist. Dazu wurden beide Profile noch ineinander gezeichnet.

Zur Identität beider Profile sei folgendes gesagt: Die Nord-Süd-Komponente der Bewegungsvektoren beträgt über den ganzen Meßbereich 100—200 m, d. h. die gemessene Trasse verlief 1968 durchweg ca. 100—200 m nördlicher als 1959. Dieser Unterschied dürfte aber keinen größeren Einfluß als ca. 20 cm auf die Höhe haben, da anhand von 11 topographischen Geländeaufnahmen bei Großbalisen zu entnehmen ist, daß die Querneigung nur ca. 1 ‰ beträgt. Einen Einblick in die Geradlinigkeit des zwischen den Balisen gefahrenen Kurses erhält man, wenn wir den Reduktionsfaktor für die Strecken auf Soll betrachten. Erfahrungsgemäß werden mit den Weaselzählern die Strecken zu lang gemessen. Im Mittel mußten wir die gemessenen Strecken um 3,7 ‰ verkürzen. Gegenüber diesem Mittelwert liegt nur zwischen T 0 und T 2 mit 11,4 ‰ ein eindeutiger Umweg vor. Dort wird also die Trasse nicht mit 1959 übereinstimmen, was auch der

Profilverlauf bestätigt. Zwischen T 25 und T 26 sowie zwischen T 42 und T 43 haben wir 6 % reduziert, auch diese großen Werte deuten auf eine leichte Abweichung vom geraden Kurs, jedoch könnten sie auch die Folge von extrem weichen Schneeverhältnissen sein. Jedenfalls zeigt der Profilverlauf dort keine Besonderheiten. An den Balisenstandpunkten von 1959 stimmen die Profile immer überein unter der Voraussetzung, daß die von der Lagemessung angegebenen Bewegungsvektoren richtig sind.

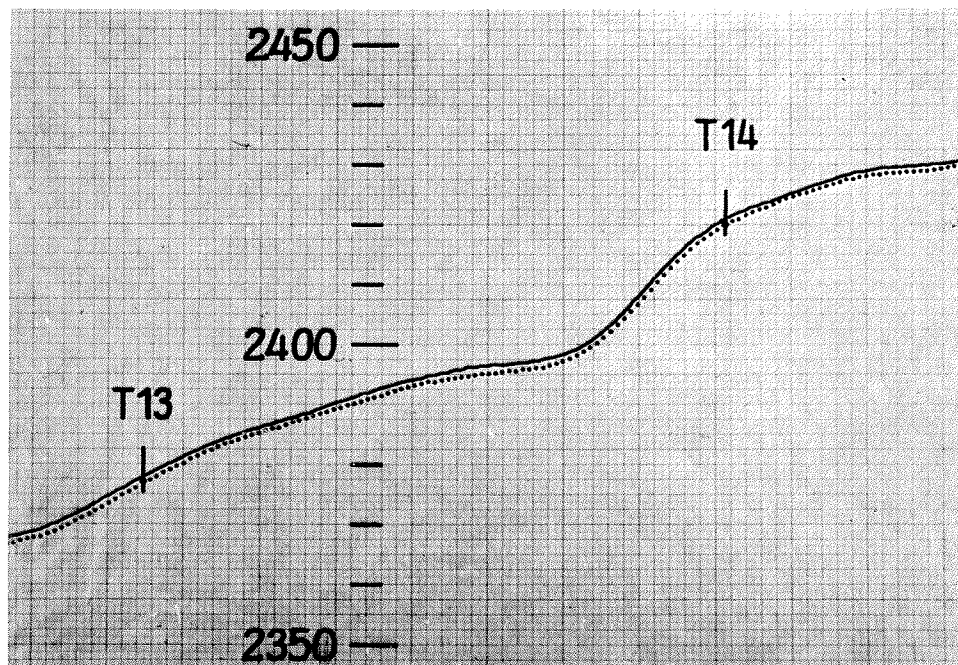


Abb. 1: T 13 — T 14 Profilverlauf 1959/68. Grönland, EGIG-West-Ost-Profil
 Profilverlauf 1959 Profilverlauf 1968 _____

EGIG-West-East-profile T 13 — T 14, profile 1959 profile 1968 _____

Als Beispiel für den Profilvergleich zeigt Abb. 1 (T 13—T 14) einen Ausschnitt aus der im Original ca. 20 m langen Kartierung. Die punktierte dargestellte Kurve gibt die Geländeform von 1959 wieder, die durchgezogene diejenige von 1968. Abb. 1 ist ein typisches Bild, wie wir es fast über das ganze Profil vorfinden. Wir haben zwei parallele Kurvenzüge, die um den Betrag der Höhenänderung verschoben sind. Besonders im Inland, wo wegen der zunehmenden Eismächtigkeit der Einfluß des Felsuntergrundes immer geringer werden sollte, zeigen die Oberflächenwellen ausgesprochen stationären Charakter. Von dieser Feststellung abweichend scheint zwischen T 6/1 und T 7 eine ungleichmäßige Lageverschiebung 300 m nach Osten erkennbar zu sein, die Tallage hätte sich dort um ca. 2,5 m gehoben. Man muß aber hierbei berücksichtigen, daß nach der Messung 1959 die Balise T 6 verloren ging und durch T 6/1 ersetzt wurde. Nach Hofmann [2] hat Pfrommer im Jahre 1960 die Balise T 6/1 180 m nördlich der alten Balise T 6 gesetzt. Deshalb kann die vorgetäuschte Wellenverlagerung auch Folge der Kursabweichung nach Norden sein und bedarf einer späteren Nachprüfung. Der einzige Fall, wo die Ergebnisse tatsächlich für eine leichte Wellenwanderung sprechen könnten, liegt

zwischen T 8 und T 9 vor (Abb. 2). Die Form der Welle bleibt exakt erhalten, wird aber ca. 130 m nach Westen verschoben. In der Mulde finden wir außerdem verstärkten Schneeauftrag um ca. 1,0 m.

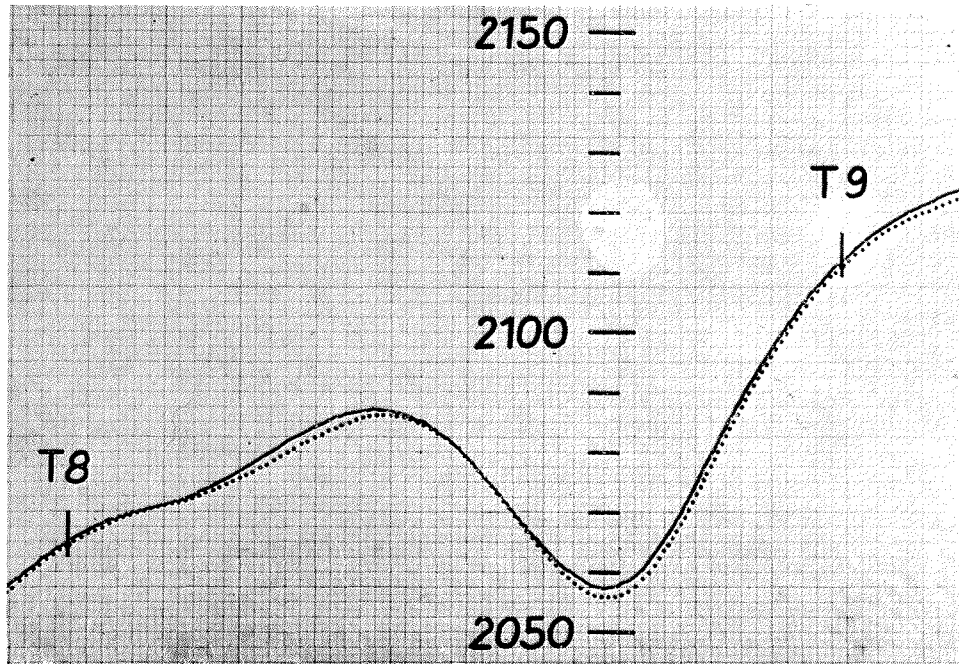


Abb. 2: T 8 — T 9 Profilverlauf 1959/68. Grönland, EGIG-West-Ost-Profil
 Profilverlauf 1959 Profilverlauf 1968 _____
 EGIG-West-East-profile T 8 — T 9, profile 1959 profile 1968 _____

Für die weiteren Betrachtungen können wir also i. a. stationäre Wellen annehmen, d. h. wir können die Höhen von 1959 und 1968 an identischen Punkten direkt vergleichen. Daraus ergibt sich die in Abb. 3 dargestellte Höhenänderungskurve. Die Abszissenachse entspricht dabei der Geländehöhe von 1959, darüber sind die Änderungen der Geländehöhe 1968 gegenüber 1959 aufgetragen. Zunächst fällt auf, daß die Kurve (dünn ausgezogen) einen überraschend stark gezackten Verlauf hat; die Werte zwischen zwei benachbarten Balisen schwanken bis zu 55 cm (bei T 11 und T 12). Verfolgt man aber die Tendenz anhand einer ausgleichenden Kurve (Mittelung über je 5 Punkte), so wird eine Höhenzunahme östlich von km 15 (zwischen T 2 und T 3) klar sichtbar.

Im Folgenden sollen nun die Faktoren diskutiert werden, welche die starke Streuung verursachen könnten:

Zwischen 2 Balisenlagen von 1959 treten von Seiten der Messung folgende Fehlermöglichkeiten auf:

Der mittlere Fehler der relativen Nivelliergenauigkeit zwischen zwei Balisen liegt bei $m_{\Delta h} = \pm 1$ cm. Das Nivellement muß auf die Schneeoberfläche bezogen werden, wobei wir als mittleren Fehler hierfür $m_s = \pm 4$ cm ansetzen, was in Anbetracht der Definition der Schneeoberfläche zutreffen mag. Der Fehler der Punktlage setzt sich aus

zwei Faktoren zusammen: a) aus Messung und Berechnung der Lagebewegung und
 b) aus den Fehlern der Absteckung.

Die Fehler der Absteckung sind gering, maximal ca. ± 5 m. Aber die Unsicherheiten der Bewegungsvektoren sind erheblich größer; sie beginnen schon mit der Annahme gleichförmiger Geschwindigkeit und enden in Berechnungsproblemen. Setzen wir also für die Wiederherstellung einer Punktlage insgesamt $m_L = \pm 20$ m, so ist dieser Wert sicher nicht übertrieben. Die Streuung der Höhenveränderungskurve entsteht durch unterschiedliche Änderung der Schneehöhe zweier benachbarter Punkte. Um die mögliche Streuung abschätzen zu können, wird der Fehler berechnet, der zwischen einem 1959 und 1968 bestimmten Höhenunterschied entstehen kann. 1959 tritt der Nivellierfehler und

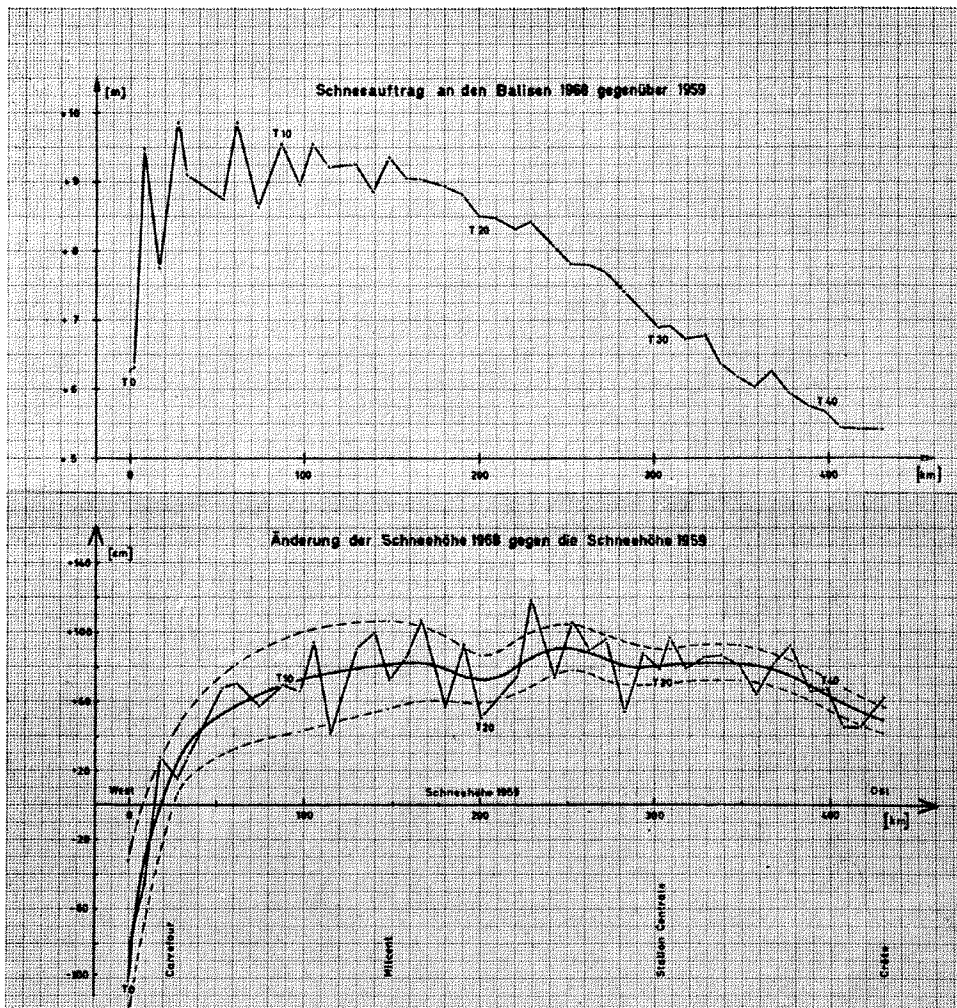


Abb. 3: Höhenveränderungskurve 1968—1959 im EGIG West-Ost-Profil
 graph of the change of altitudes 1968—1959 in the EGIG-West-East-profile

zweimal der Übergang auf die Schneehöhe auf, 1968 kommt hierzu noch zweimal die durch den Lagefehler bedingte Unsicherheit.

Aus den Werten von 11 Balisen, an welchen topographische Geländeaufnahmen gemacht wurden, ergab sich, daß im Verhältnis zum Gesamtfehler zwischen 2 Punkten der Einfluß der Lage allein den größten Anteil hat.

Bezieht man durch Interpolation alle 43 Profilpunkte in diese Fehlerbetrachtung ein, so überschreiten insgesamt 10 den mittleren Fehler, der durch die gestrichelten Randkurven markiert wird. Die Höchstwerte treten bei T 23 (km 230) und T 28 (km 284) auf, wo der mittlere Fehler sogar um 100 % überschritten wird. In beiden Fällen ist die Topographie der Umgebung sehr gleichmäßig. Wir können aus diesen Überlegungen folgern, daß die starken Schwankungen der Höhenänderungskurve wohl kaum alle durch die Meßgenauigkeit erklärt werden können. Es müssen hier noch unregelmäßige klimatische Bedingungen vorhanden sein, z. B. unterschiedlicher Schneefall oder -verwehung.

Vergleicht man in diesem Zusammenhang die an den Balisen abgelesenen Schneehöhen, so erhält man folgendes Bild. Gegenüber den entsprechenden Werten von 1959 beträgt die Änderung am Pegel bei T 2 ca. + 9,50 m. Nach Osten bleibt sie in dieser Größe mehr oder weniger konstant bis T 15 (km 150), um dann ziemlich gleichmäßig bis auf ca. + 5,50 m bei T 43 abzufallen. Bei T 23 weicht die Kurve um 20 cm vermehrten Schneeauftrag von der allgemeinen Tendenz ab, so daß das ebenfalls an diesem Punkt der Höhenänderungskurve auftretende Maximum erklärt ist. Bei T 23 spielt also tatsächlich eine verstärkte Schneeanammlung die entscheidende Rolle. Die zweite große Abweichung vom Mittel bei T 28 ist allerdings auf diese Weise nicht erklärbar.

Bis jetzt war nur die Rede von den Ergebnissen des Weaselnivellements über das Inlandeis, das hauptsächlich über das Verhalten des Akkumulationsgebietes Aufschluß gibt. Interessant wäre jetzt noch eine ähnliche Betrachtung über das Ablationsgebiet. Leider fand jedoch im Küstengebiet 1967 keine Lagemessung statt, so daß dort Aussagen über die Lageänderung der Pegel nur aus Extrapolation der Verschiebungsbeträge 1950 bis 1959 [1] möglich sind. Vergleicht man trotzdem die Höhen von 1968 mit 1959, so schwanken die Differenzen zwischen + 0,50 m (B 6) bis — 26,89 m (TS 59). In Anbetracht der örtlichen Topographie sind diese enormen Unterschiede zwar erklärbar, aber über die tatsächlichen Höhenänderungen an den Punktlagen von 1959 lassen sich daraus keine Schlüsse ziehen. Es wäre deshalb wünschenswert, dem Ablationsgebiet bei einer späteren Campagne auch hinsichtlich der Lagemessung besondere Beachtung zu schenken.

4. Zusammenfassung

Abschließend sollen noch einmal die wichtigsten Ergebnisse genannt werden:

- a) Die Oberflächenwellen sind höchstwahrscheinlich stationär.
- b) Östlich km 15 (zw. T 2 und T 3) nimmt die Geländehöhe zu. Die größte Zunahme im untersuchten Bereich liegt mit ca. + 0,9 m bei T 25 (km 250), also nicht in Eismitte.
- c) Westlich km 15 vermindert sich die Geländehöhe, bei km 0 um 1 m. In Richtung Küste sind wegen der unsicheren Lagebestimmung keine exakten Vergleichsmöglichkeiten vorhanden.

Literatur:

1. Bauer, Albert: Mouvement et variation d'altitude de la zone d'ablation ouest. EGIG 1957—1960 Vol. 4 No. 1. Kopenhagen 1968.
2. Hofmann, Walther: Die geodätische Lagemessung über das grönländische Inlandeis der EGIG 1959. EGIG 1957—1960 Vol. 2 No. 4. Kopenhagen 1964.
3. Mälzer, Hermann: Das Nivellement über das grönländische Inlandeis der EGIG 1959. EGIG 1957—1960 Vol. 3 No. 1. Kopenhagen 1964.