

ERDWISSENSCHAFTLICHE FORSCHUNG

IM AUFTRAG DER KOMMISSION FÜR ERDWISSENSCHAFTLICHE FORSCHUNG
DER AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN UND DER LITERATUR
HERAUSGEGEBEN VON WILHELM LAUER

BAND XI

GEOECOLOGICAL RELATIONS
BETWEEN THE SOUTHERN TEMPERATE ZONE
AND THE TROPICAL MOUNTAINS

GEOÖKOLOGISCHE BEZIEHUNGEN ZWISCHEN
DER TEMPERIERTEN ZONE DER SÜDHALBKUGEL
UND DEN TROPENGEbirGEN

HERAUSGEGEBEN VON/EDITED BY

CARL TROLL † UND WILHELM LAUER



FRANZ STEINER VERLAG GMBH · WIESBADEN

1978

HÖHENSTUFUNG VON ZENTRAL-OTAGO (NEUSEELAND) – GEOÖKOLOGISCHER ÜBERBLICK

KLAUS HEINE

mit 12 Figuren, 3 Tabellen und 7 Photos

1. EINLEITUNG

Der Distrikt Otago befindet sich auf der Südinsel Neuseelands etwa zwischen 44 und 46° südlicher Breite und 168 und 171° östlicher Länge. Den größten Teil Otagos nehmen altmesozoische bis jungpaläozoische mehr oder weniger stark gefaltete Chloritschiefer ein. Die Otago-Halbinsel bei der Distrikt-Hauptstadt Dunedin wird von jungtertiären basischen Vulkaniten aufgebaut. Jungtertiäre, vor allem aber quartäre Sedimente finden wir in den SW–NE-streichenden großen Talungen, die zusammen mit Gebirgsketten von Mittelgebirgscharakter Zentral-Otago gliedern.¹⁾ Die neuseeländischen Südalpen begrenzen den hier betrachteten Raum im Westen, die Randgebirge am südpazifischen Ozean im Osten (*Fig. 1*).

Die durchschnittliche jährliche Niederschlagshöhe beträgt am Westabfall der Alpen infolge der regenbringenden Westwinde über 5 000 mm; die Niederschläge verringern sich aber auf der Ostseite der Gebirgskette sehr schnell auf unter 1 000 mm/a und erreichen im trockensten Gebiet Neuseelands, nämlich Zentral-Otago, oft nicht einmal mehr 400 mm/a. Als Folge vorherrschender Winde aus südwestlichen Richtungen sind die Niederschlagsverhältnisse zur pazifischen Ostküste hin wieder höher; in Dunedin werden rund 1 000 mm/a gemessen. In großen Gebieten Zentral-Otagos werden über 250 Tage/a mit Frost registriert.

Eine Vegetationskarte, in der die Verhältnisse vor der Besiedlung durch Europäer wiedergegeben werden (MC LINTOCK 1959), zeigt in Zentral-Otago kurze Tussock-Grasländer und in den Gebirgszügen subalpine Gras- und Strauchvegetation. Nach Osten – mit zunehmenden Niederschlägen – wird das kurze Tussock-Gras durch das lange Tussock-Gras abgelöst; in Küstennähe schließlich sind Mischwälder aus *Podocarpus* und *Hardwood* eingetragen. – Die grobe Großgliederung der heutigen Vegetation lassen die von SCHWEINFURTH (1966) beschriebenen Profile aus Otago erkennen.

1) Vgl. Map of parent rocks of New Zealand Soils 1:1 000 000. N.Z. Soil Bureau, N.Z. Soil Surv. Rep. 5, Wellington 1973, und Geological Map of New Zealand 1:1 000 000, South Island, N.Z. Geol. Surv., D.S.I.R., Wellington 1972.

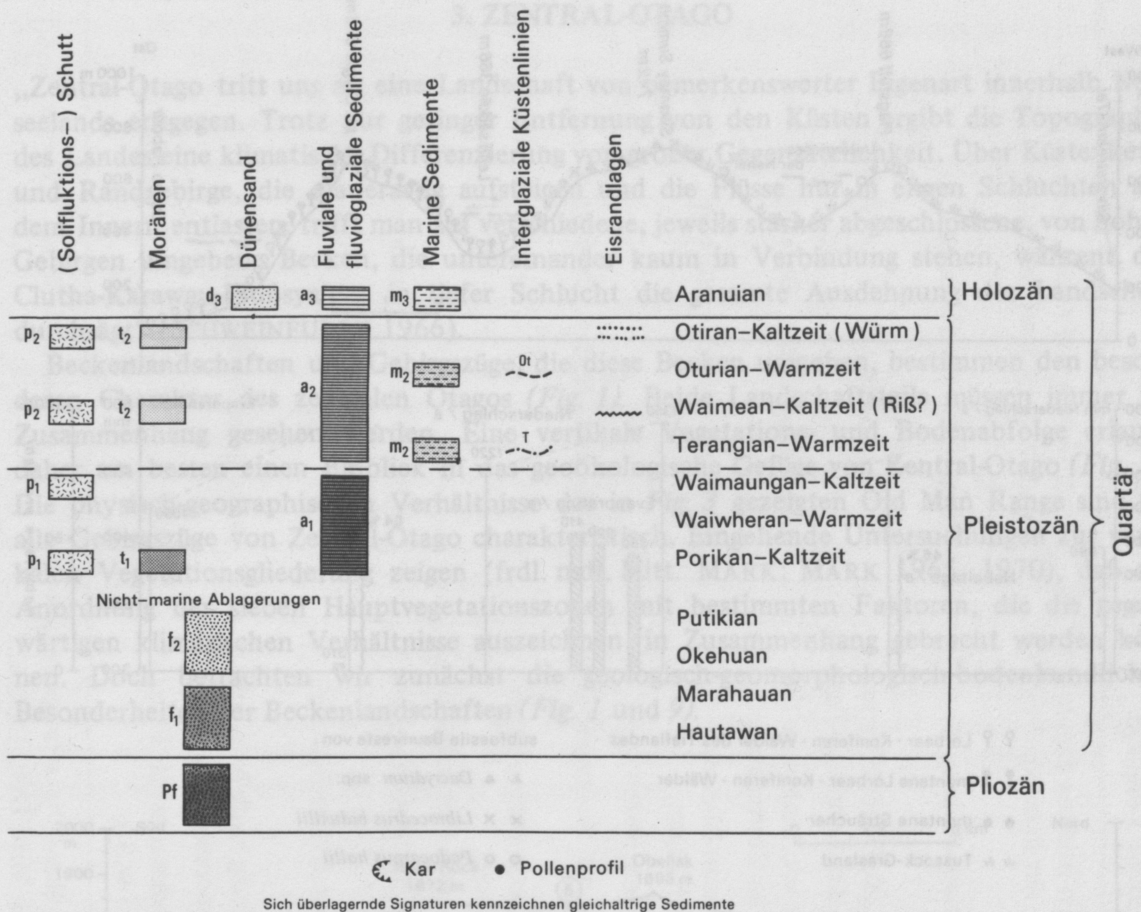


Fig. 1: Quartärgeologische Übersichtskarte von Zentral-Otago (nach: New Zealand Geological Survey, 1973, 'Quaternary Geology – South Island', 1 : 1 000 000 (1st ed.), N. Z. Geological Survey Miscellaneous Series Map 6, D.S.I.R., Wellington, New Zealand).

die Vegetationsanordnung ausgeübt. In tieferen Lagen bis ca. 400 m Höhe bedecken Wälder mit *Dacrydium cupressinum*, *Podocarpus ferrugineus*, *P. hallii*, durchsetzt von vielen Baumfarnen die Hänge der Gebirge um den Meeresarm Otago Harbour (SCHWEINFURTH 1966; frdl. mdl. Mitt. MARK). Dieser Wald geht in 400 m Höhe – etwa an der Untergrenze der häufigen Nebel – in einen Bergwald über, der von *Libocedrus bidwillii* beherrscht wird; dazu gesellen sich *P. hallii* und Bodenfarne.

Das Tussock-Grasland wird oft nur vom schmalblättrigen *Chionochloa rigida* gebildet; an seewärtigen Hängen und an Waldrändern sowie im Gebiet des Swampy Summit (Photo 226, Tafel LVIII) gesellt sich oft der neuseeländische Bergflachs (*Phormium cookianum*) dazu. Beide Pflanzen sind sehr tolerant gegenüber Feuer. Weiterhin finden wir aber auch niedrige Büsche im Tussock-Grasland (z.B. *Hebe odora*, *Cassinia*, *Coprosma* und *Dacryphyllum longifolium*); an Hängen unterhalb ca. 500 m Höhe sind zwei Arten des Strauches *Leptospermum* die häufigsten Eindringlinge in das Tussock-Grasland. Auf weniger gut drainierten Hochflächen, wie beispielsweise dem Swampy Summit (742 m Höhe, 1 350 mm N/a),

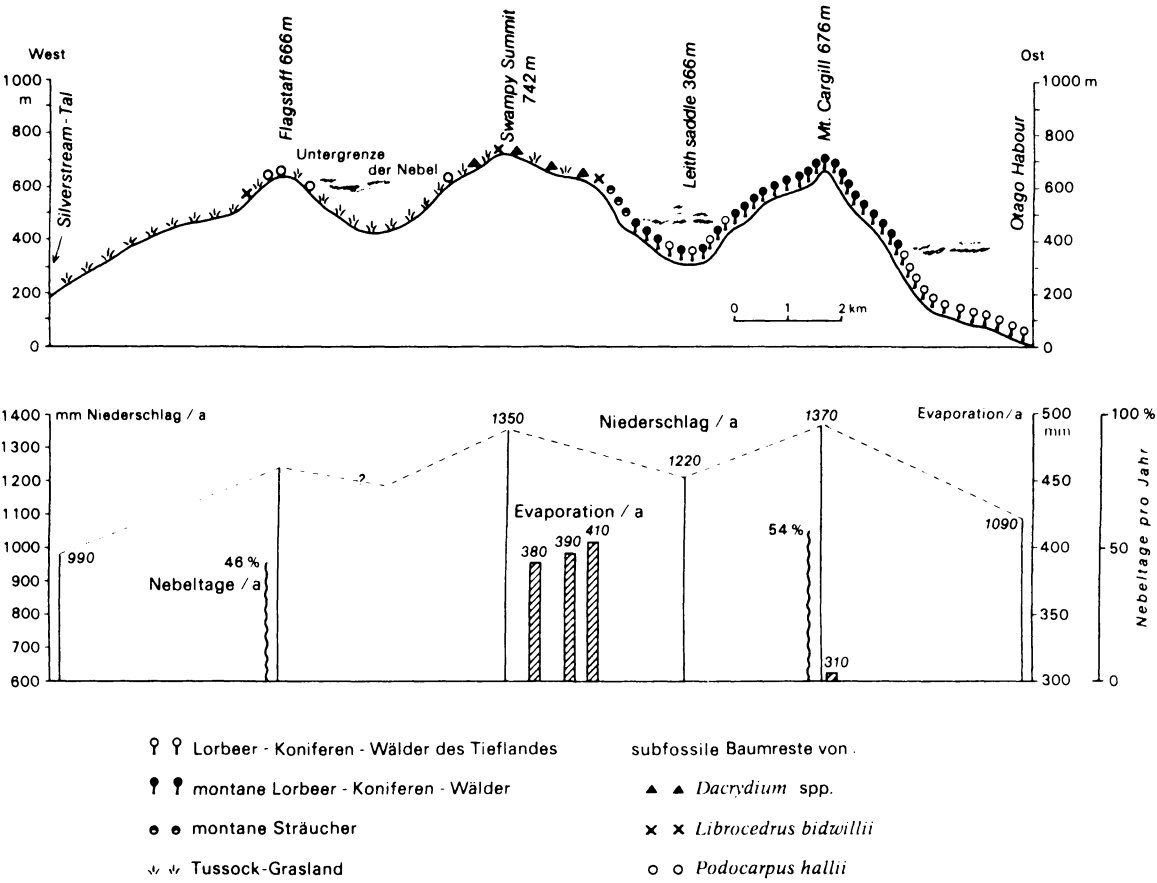


Fig. 2: Klima- und Vegetationsprofil der küstennahen Gebirge von E-Otago (aufgrund frdl. mdl. Mitt. MARK).

konnten sich Moore ausbilden, die oft von mächtigen Torfen unterlagert werden (Photo 226, Tafel LVIII und Fig. 12). Torfe befinden sich oft auch unter dem Tussock-Grasland in Höhenlagen. Subfossile Baumreste wurden darin häufig gefunden. Stämme von *Dacrydium*-Arten, besonders *D. biforme*, sind für die schlecht drainierten Plateaus charakteristisch, während bei günstigeren Bodenwasserverhältnissen Reste von *P. hallii* und – allerdings seltener – von *Libocedrus* auftreten. Radiokarbon-Datierungen belegen, daß um 1300 A.D. die Waldzerstörung besonders stark voranschritt. Es wird daher vermutet, daß eine ursprüngliche Waldvegetation durch Feuereinwirkung vernichtet wurde; die Europäer fanden um 1840 A.D. nur noch kleinere Waldareale im Gebiet des Swampy Summit und Flagstaff vor (frdl. mdl. Mitt. MARK). Damals wie heute leitet das Tussock-Grasland aus *Chionochloa rigida* (MARK 1969) aus dem Gebiet der Küsten- und Randgebirge von Ost-Otago in die Tussock-Landschaft von Zentral-Otago über, die für neuseeländische Verhältnisse bedeutende Ausdehnung hat, sehr gleichförmig ist und deren Vegetationsdecke gegen das Innere zu an Dichte und Zusammenhang verliert.

3. ZENTRAL-OTAGO

„Zentral-Otago tritt uns als eine Landschaft von bemerkenswerter Eigenart innerhalb Neuseelands entgegen. Trotz nur geringer Entfernung von den Küsten ergibt die Topographie des Landes eine klimatische Differenzierung von großer Gegensätzlichkeit. Über Küstenkette und Randgebirge, die mauerartig aufsteigen und die Flüsse nur in engen Schluchten aus dem Innern entlassen, trifft man auf verschiedene, jeweils stärker abgeschlossene, von hohen Gebirgen umgebene Becken, die untereinander kaum in Verbindung stehen, während das Clutha-Karawau-Flußsystem in tiefer Schlucht die gesamte Ausdehnung der Landschaft durchsägt“ (SCHWEINFURTH 1966).

Beckenlandschaften und Gebirgszüge, die diese Becken umgeben, bestimmen den besonderen Charakter des zentralen Otagos (*Fig. 1*). Beide Landschaftsteile müssen immer im Zusammenhang gesehen werden. Eine vertikale Vegetations- und Bodenabfolge erlaubt daher am besten einen Einblick in das geoökologische Gefüge von Zentral-Otago (*Fig. 3*). Die physisch-geographischen Verhältnisse der in *Fig. 3* gezeigten Old Man Range sind für alle Gebirgszüge von Zentral-Otago charakteristisch. Eingehende Untersuchungen zur vertikalen Vegetationsgliederung zeigen (frdl. mdl. Mitt. MARK; MARK 1965, 1970), daß die Anordnung der sieben Hauptvegetationszonen mit bestimmten Faktoren, die die gegenwärtigen klimatischen Verhältnisse auszeichnen, in Zusammenhang gebracht werden können. Doch betrachten wir zunächst die geologisch-geomorphologisch-bodenkundlichen Besonderheiten der Beckenlandschaften (*Fig. 1* und 9).

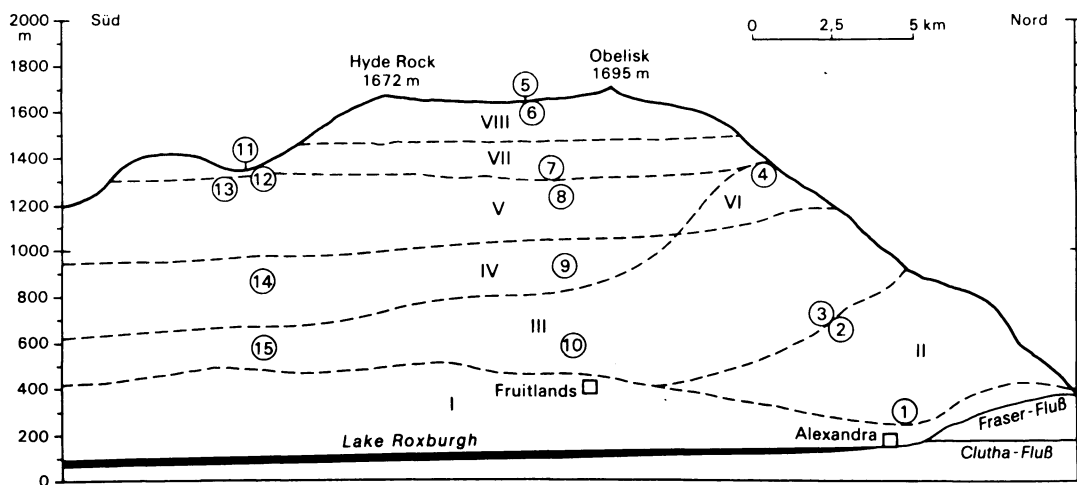


Fig. 3: Die Höhenstufen der Old Man Range (nach MARK, frdl. mdl. Mitt.; MARK 1965, 1970).

3.1. DAS IDA VALLEY

Am Beispiel des Ida Valleys wird deutlich, daß das Relief der Beckenlandschaften mehrere Erosions- und Akkumulationsphasen widerspiegelt (MCCRAW 1965, 1966; *Tab. 1*). Die benachbarten Gebirgszüge des Ida Valleys hatten keine Vergletscherung während der Perioden maximaler Gletscherausdehnung in Neuseeland; jedoch lag das Gebiet zur Zeit der Hoch-

		Geomorphologische Vorgänge	Böden
Aranuia (Holozän)		Fraser-Terrassen-Bildung durch Zerschneidung der Patearoa-Terr. Torf-Bildung	Rezente Böden (Fraser) Organische Böden (Sowburn)
	Postglaziales Klima- optimum	Patearoa-Terrassen-Bildung	Rezente Böden (Patearoa)
	Frühes Postglazial	Aride Phase: Löß, Dünenbildung, Zerschneidung der Linnburn-Terrasse	Braungraue Böden (Younghill)
Otira- Eiszeit (Würm)	Kumara 3 (Stadial)	Lößauswehung von Linnburn-Terr. Lößanwehung an älteren Reliefteilen	Braungraue Böden (Becks, Poolburn)
	Kumara 2 (Stadial)	Linnburn-Terrassen-Bildung Solifluktion an Hängen	Braungraue Böden (Linnburn, Pigburn)
Oturia- Interglazial (Eem)		Tiefen- und Seitenerosion Stabilitätsphase mit Bodenbildung	Braungraue Böden (Drybread)
Waimea- Eiszeit (Riß?)	Kumara 1	Drybread-Terrassen-Bildung über älteren Sedimenten. z.T. geringe Erosion (Einschneiden)	
Terangia- Interglazial		Stabilitätsphase mit Bodenbildung	Gelbgraue Böden (Matakanui)
Waimauga- Eiszeit		Lokale Schwemmfächer-Bildung	
Waiwhera- Interglazial		Tiefe Verwitterung nach bzw. mit Phase der Tiefenerosion	Braungraue Böden (Clare)
Porika- Eiszeit		Grauwacken-Sedimente (als Folge der Hangabtragung i.w.S.)	

Tab. 1: Reliefentwicklung und Bodenbildung im Ida Valley. Die stratigraphische Stellung der verschiedenen Prozesse ist z.T. hypothetisch. Nach MCCRAW 1966 und frdl. mdl. Mitt. D.M. LESLIE.

glaziale in der periglazialen Zone. Die zyklische Abtragung und Ablagerung der Schuttmassen, die für die Beckenlandschaften nachgewiesen werden konnte, verkörpert einerseits Perioden verstärkter solifluidaler Aktivität an den das Becken umgebenden Hängen, andererseits wärmere Perioden, in denen nur wenig Schutt in das Tal geliefert wurde (vgl. auch LEAMY 1973; LEAMY et al. 1973). Aus der dichten, feinen Kerbtalzerschneidung vorwiegend altpleistozäner Sedimente wird auf feuchtere Klimaverhältnisse im Mittel- und Altpleistozän geschlossen (LEAMY 1972); zumindest eine Phase wesentlich stärkerer Niederschläge ist nachgewiesen.

Die Beziehungen zwischen den quartärgeologischen und geomorphologischen Verhältnissen und den Bodenbildungen in den Becken Zentral-Otagos veranschaulicht das Profil von Fig. 4 (vgl. Tab. 1). Aus der vorletzten Eiszeit (Waimea) stammen die Drybread-Terrassenablagerungen mit den entsprechenden Böden; es sind graubraune Erden mit mäßiger illuvialer Tonanreicherung im B-Horizont. Der letzten Eiszeit (Otira) werden die Ablagerung der Linnburn-Sedimente zugeschrieben sowie die Bildung der Schuttfächer an den Hängen mit den Pigburn-Böden; in diesen Böden ist die Tonanreicherung im B-Horizont geringer als in den älteren Drybread-Böden. Aus tertiären und prätertiären Gesteinsausbissen, die eine geringmächtige Lößbedeckung tragen, bildeten sich die Becks- und Poolburn-Böden mit mäßiger illuvialer Tonanreicherung im B-Horizont. Die Younghill-Böden sind für nacheiszeitliche äolische Sandablagerungen (Dünen) typisch, die rezenten Patearoa-Böden für die während des holozänen Klimaoptimums ausgebildeten Terrassen. Die Fraser-Böden schließlich verkörpern die Bodenbildungen auf der jüngsten Terrasse; die zuletzt genannten Böden können auch oft torfig ausgebildet sein. Die Böden unterscheiden sich hinsichtlich der Bodenart und des Verwitterungsgrades und damit des Tongehaltes.

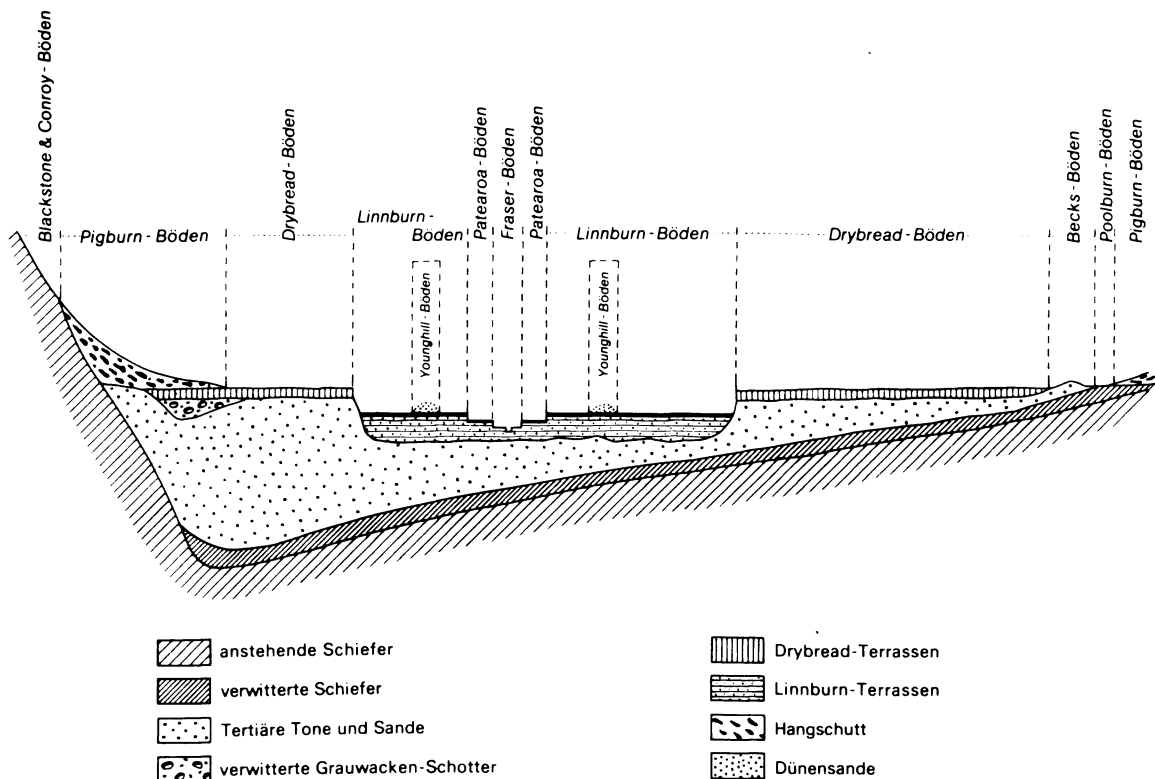


Fig. 4: Schematisches Profil des Ida Valley (nach MCCRAW 1966 und LESLIE, frdl. mdl. Mitt.).

Symbol	Zone	Vegetations-Typ	Charakteristische Pflanzen	Böden	Stations-Nr. und Höhe in m	Mittlerer N/Jahr in mm	Mittlere Lufttemperatur in °C			Geschätzte mittlere Wasserbilanz in mm im Sommer (Dez.–März)		
							Jahr	Jan.	Juli	N	PE	Bilanz
150 m I	Montane	Exotic	Gräser der Gattung <i>Vulpia</i> und <i>Aira</i> , <i>Thymus vulgaris</i>	Brown-grey earth (Siltic soil)	Alexandra 158	335	10.3	16.5	2.4	142	305	–163
II	Montane	Scabweed semidesert	<i>Raoulia australis</i> , Small native and exotic grasses and herbs, Scabweed	Brown-grew earth (Silitic soil)	(1) 335	370	9.2	14.9	1.8	128	497	–369
III	Montane	Fescue tussock grassland	<i>F. novae-zelandiae</i> , Exotic grasses, <i>Discaria toumatou</i> , <i>Poa laevis</i>	Brown-grey/yellow-grey earth (siti-pallic soil)	(10) 610	500	7.2	11.6	1.7	185	287	–102
750 m IV	Sub-alpine	Mixed Fescue-snow tussock grassland	<i>F. novae-zelandiae</i> , <i>Chionochloa rigida</i>	Yellow-grey earth (Pallic soil)	(9) 910	770	5.9	9.7	0.5	266	231	+35
1 000 m V	Low alpine	Snow tussock grassland	<i>Chionochloa rigida</i> , <i>Aciphylla aurea</i> , <i>Festuca matthewsii</i> , <i>Poa colensoi</i> , <i>Raoulia subsericea</i> , <i>Hypochaeris radicata</i> , <i>Rumex acetosella</i>	Upland yellow-brown earth (Upland fulvic soil)	(8) 1 220	1 060	5.0	8.7	–1.1	314	241	+73
VI	Low alpine	Fescue tussock grassland	<i>Festuca matthewsii</i> , <i>Poa colensoi</i> , <i>Aciphylla aurea</i> , <i>Raoulia subsericea</i>	Yellow-grey/Upland yellow-brown earth intergrade (?)	(4) 1 330	660	–	7.0	–	238	264	–26
VII	Low alpine	Blue tussock grassland	<i>Poa colensoi</i> , <i>Chionochloa macra</i>	Upland yellow-brown earth (?)	(7) 1 340	1 030	–	8.6	–2.7	322	270	+52

1450 m												
VIII	High alpine	Alpine cushion and herbfield	Epacridaceae (Dracophyllum), Compositae (Raoulia, Abrotanella, Cotula, Celmisia), Scrophulariaceae (Pygmea, Euphrasia), Umbelliferae (Anisotome, Schizaelema), Boraginaceae (Myosotis), Stylidiaceae (Phyllachne), Hectorellaceae (Hectorella), Thymelaeaceae (Drapetes), Dwarfed grasses (Poa, Agrostis, Trisetum), Lichens, Celmisia vascosa	High country yellow-brown earth (Eldefulvic soil)	(6) 1590	1620	0.2	5.1	–7.7	248	246	+0.2

N = Niederschlag, PE = potentielle Evaporation

Tab. 2: Vertikale Vegetations- und Bodenabfolge der Old Man Range (nach MARK 1965, 1969, 1970; MCCRAW 1965; MARK, frdl. mdl. Mitt.)

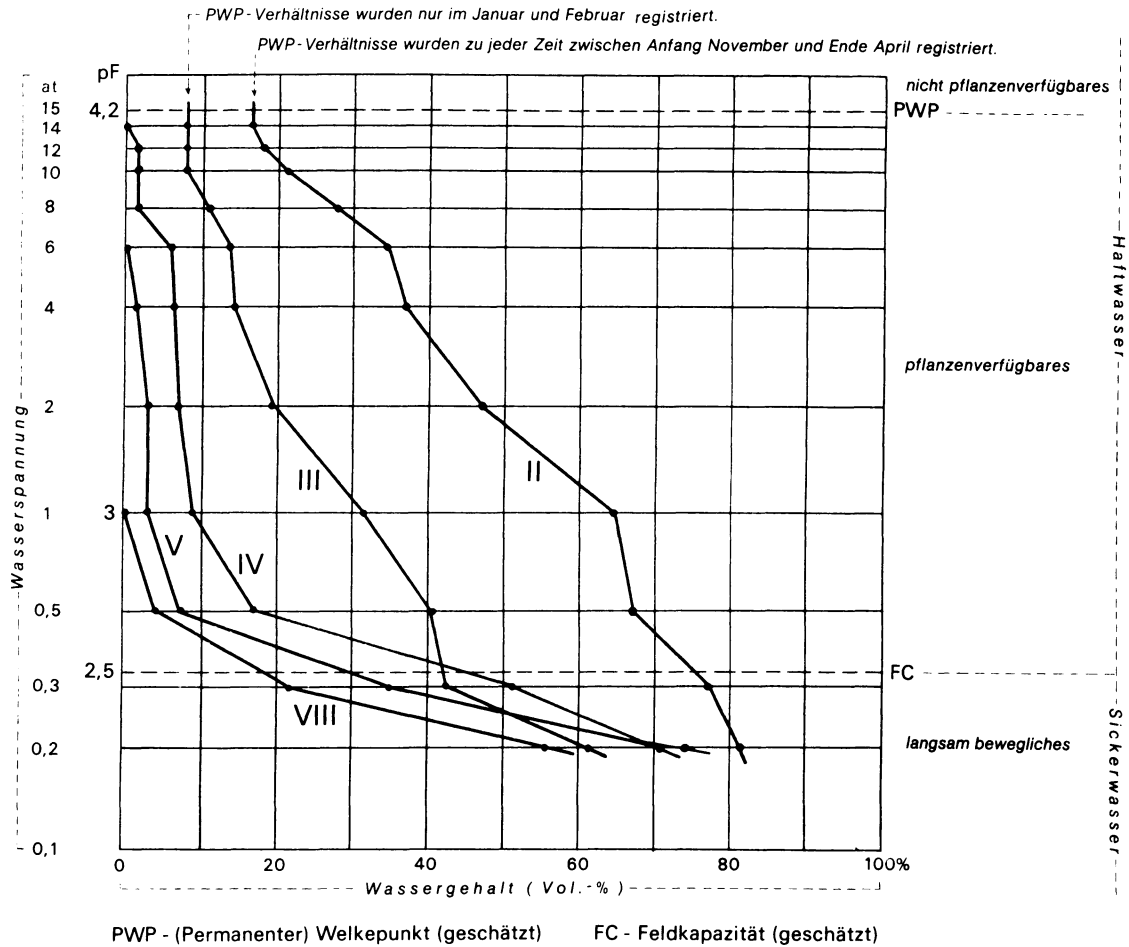
3.2. DIE OLD MAN RANGE

Die Beckengebiete und auch die untersten Teile der sie rahmenden Gebirgshänge müssen wir nach MARK (1965 u. frdl. mdl. Mitt.) der Zone I, der montanen Zone, zurechnen (vgl. Tab. 2). Der Vegetationstyp ist exotisch; dahinter verbirgt sich die weite Spanne der Pflanzendecke von äußerst produktivem Weideland über Obstgärten auf bewässerten Böden bis hin zu einer spärlichen Vegetationsbedeckung aus Gräsern der Gattung *Vulpia* und *Aira*, aus Kräutern und niedrigen Büschen wie z.B. dem europäischen Thymian (*Thymus vulgaris*). Sofern der Mensch die Böden nicht künstlich beeinflusst hat, herrschen graubraune, meist schluffhaltige Böden vor (WILDE 1972). Über die klimatischen Bedingungen geben die Werte der Station Alexandra in 158 m Höhe Auskunft: Die mittleren jährlichen Niederschläge betragen 335 mm, die mittlere jährliche Lufttemperatur wird mit 10.3 °C angegeben, die des Januars mit 16.5 °C und die des Julis mit 2.4 °C. Die Zone I liegt im Bereich des charakteristischen semi-ariden Klimas Zentral-Otagos mit warmen und trockenen Sommern und kalten Wintern; Zentral-Otago ist in Neuseeland bekannt durch seine sonnenüberglänzten, wolkenarmen und trockenen Beckenlandschaften. Die geschätzte mittlere Wasserbilanz, ermittelt aus den Niederschlägen und der potentiellen Verdunstung, beträgt in Alexandra für die Monate Dezember bis März (Sommer) – 163 mm.

Innerhalb der montanen Zone läßt sich als Zone II die „scabweed semi-desert“ ausgliedern (frdl. mdl. Mitt. MARK). Hier haben die graubraunen Böden während langer Perioden, vor allem aber während der Wachstumszeit, einen negativen Wasserhaushalt (Tab. 1), da die Niederschläge gering (im Jahr unter 400 mm, im Sommer unter 150 mm) und die potentielle Verdunstung recht hoch (im Sommer um 500 mm) sind. In der Vegetation dominieren die vereinzelt dichten Polster von *Raoulia australis* („scabweed“); dazu gesellen sich, sofern der Boden nicht bis auf ein Steinpflaster erodiert ist, einheimische und eingeschleppte Gräser und Kräuter. Diese Scabweed-Vegetation hat im nördlichen Teil der Old Man Range in Höhen zwischen 250 und ca. 800 m, in einem Bereich also, der relativ warm und trocken ist, das *Festuca*-Tussock-Grasland verdrängt. Die Ursachen dafür liegen in der Überbeweidung durch Kaninchen und Vieh während der Zeit von etwa 1880 bis 1960 (MARK 1969; frdl. mdl. Mitt. MARK). Seither hat die strenge Kontrolle der Kaninchen-Populationen und des Vieh-Weideganges zu einer erneuten Ausbreitung des Tussock-Graslandes geführt, das jedoch die trockensten und von der Erosion am stärksten betroffenen Gebiete noch nicht zurückerobern konnte.

Das *Festuca*-Tussock-Grasland wird als Zone III genannt (frdl. mdl. Mitt. MARK). Hier dominiert das gemeine „Hard Tussock“-Gras (*Festuca novae-zelandiae*), dazu kommen exotische Gräser, vereinzelt Büsche, wie der Dornstrauch *Discaria toumatou*, und an feuchten Stellen auch das Silber-Tussock-Gras *Poa laevis*. Während der Wachstumsperiode ist die Wasserbilanz negativ, jedoch zeigen Untersuchungen über die Bodenfeuchte (Fig. 5) günstigere – wenn auch im Sommer für das Wachstum nicht ausreichende – Bedingungen als in der Zone II.

Die subalpine Zone zwischen 750 und 1000 m Höhe wird vom Vegetationstyp des gemischten *Festuca*- und Schnee-Tussock-Graslandes eingenommen. *F. novae-zelandiae* und das schmalblättrige Schnee-Tussock-Gras *Chionochloa rigida* (MARK 1969) bilden einen gut erkennbaren, ca. 300 m Höhendistanz überbrückenden Streifen oberhalb des montanen *Festuca*-Tussock-Graslandes. Als Folge von Brand und Weidegang ist die Zone IV am Nordabfall der Old Man Range nicht ausgebildet, sondern wird dort vom Tussock-Grasland aus *F. novae-zelandiae* in tieferen Lagen und *F. matthewsii* in höheren Lagen abgelöst. Das an



Höhenstufe	Lage (vgl. Fig. 3)	Boden
VIII	6	gelbbrauner hochalpiner Boden
V	8	gelbbrauner alpiner Boden
IV	9	gelbgrauer Boden
III	10	braungrauer bis gelbgrauer Übergangsboden
II	1	braungrauer Boden

Fig. 5: Wasserspannungskurven von Oberböden verschiedener Höhenstufen der Old Man Range (nach MARK, frdl. mdl. Mitt.). Dreijährige Periode: Dezember 1959 – November 1962.

höhere Feuchtigkeit gebundene Schnee-Tussock-Gras fehlt hier. Im Gegensatz zu den zuvor genannten Zonen hat die Zone IV einen positiven Wasserhaushalt, was aus den erhöhten Niederschlägen und den verringerten Temperaturen resultiert. Wasserspannungskurven der gelbbraunen Böden erreichen nur äußerst selten den permanenten Welkepunkt.

Die tief gelegene alpine Zone zwischen 1000 und 1450 m Höhe wird von drei Vegetationstypen eingenommen (MARK 1965, 1969; frdl. mdl. Mitt. MARK): Das Schnee-Tussock-

Grasland, das vom Tussock-Grasland aus *F. matthewsii* an den trockeneren Nordhängen abgelöst wird, und das Grasland aus dem „Blue Tussock“ (*Poa colensoi*). In der Zone V gesellt sich zu dem Schnee-Tussock-Gras oft das Speergras *Aciphylla aurea* (Photo 228, Tafel LVIII). *F. matthewsii*, das Blue Tussock-Gras und Polsterpflanzen sind ebenfalls oft anzutreffen. Das rauhere Klima, gekennzeichnet durch Niederschläge über 1000 mm/a und häufigen Nebel, sowie geringe potentielle Verdunstung, hat die Zahl der exotischen Arten stark verringert. Die Wasserverhältnisse der gelbbraunen Böden sind für das Pflanzenwachstum ganzjährig recht günstig.

In der Zone VI hat das gegenüber Feuer und Beweidung resistente *Festuca*-Gras das Schnee-Tussock-Gras ersetzt. Die Niederschlagswerte nehmen in der Höhenstufe zwischen 1000 und 1450 m von Süden nach Norden ab, und zwar von 1200 auf nur 660 mm/a in der Zone VI. Die potentielle Verdunstung dagegen nimmt leicht von Süden nach Norden zu, was zu einer geringen negativen Wasserbilanz in der Zone VI während des Sommers führt; in den gelbgrauen bis gelbbraunen Böden jedoch ist während der gesamten Vegetationsperiode pflanzenverfügbares Wasser.

Die Zone VII wird vom Blue Tussock-Gras (*Poa colensoi*) beherrscht (frdl. mdl. Mitt. MARK). Dieser Vegetationsgürtel bildet in Zentral-Otago stets die oberste Grasland-Zone. Das kurze Tussock-Gras bietet etwas bessere Voraussetzungen für die Verdunstung, weshalb der Bodenwasserhaushalt nicht ganz so günstig wie in der Zone des Schnee-Tussock-Graslandes (Zone V) ist.

Die hochalpine Zone (Zone VIII) finden wir in Höhen über rund 1450 m. Die größten Teile der in diese Höhen reichenden Gipfelbereiche werden von kleinen, mattenbildenden Polstergewächsen, Zwerggräsern und Flechten bedeckt (MARK 1965, 1970; frdl. mdl. Mitt. MARK; Photo 229–231, Tafel LIX). Die wichtigsten Pflanzen sind in der Tab. 2 aufgeführt. Gelegentlich auftretende Tussock-Büsche von *Chionochloa macra* lassen auf eine früher größere Verbreitung dieser Tussock-Gräser schließen. So finden wir auch im Westen und Süden der Old Man Range in der hochalpinen Zone häufig *Chionochloa macra*. Die höheren Niederschläge im Süden haben sehr wahrscheinlich einerseits die Vegetationszonen etwas herabgedrückt und andererseits diese vor anthropogenen Modifikationen weitgehend geschützt. Wichtige geoökologische Faktoren der hochalpinen Zone sind die niedrigen Temperaturen während der gesamten Wachstumsperiode, die häufigen Frostwechseltage, eine sehr kurze frostfreie Periode (maximal 8–11 Tage während der 5 Beobachtungssommer), häufiger Nebel (58 % der Tage des Jahres haben für mindestens 2 Stunden eine Nebeldecke) und schließlich das stets pflanzenverfügbare Haftwasser im Boden.

3.3. MORPHOLOGISCHE ERSCHEINUNGEN DER HOCHALPINEN STUFE (OLD MAN RANGE)

In Zentral-Otago reichen die obersten, flach-welligen Gipfelregionen der Gebirgszüge bis in oder bis nahe an die Zone periglazialer Prozesse. Ökologische und geoökologische Forschungen haben vor allem BILLINGS and MARK (1961), MARK and BLISS (1970), MARK (1965, 1970) und BROCKIE (1965, 1967, 1972, 1974) in dieser Höhenstufe durchgeführt; die folgenden Ausführungen beruhen auf ihren Arbeiten, z.T. auf bisher unveröffentlichten Ergebnissen, die mir von den Autoren freundlicherweise zur Verfügung gestellt wurden.

Klimabeobachtungen über kurze Zeiträume (maximal 6 Jahre) zeigen eine mittlere Jahrestemperatur um 0 °C. Die Monatsmittel schwanken nur um ca. 12 °C (Februarmittel:

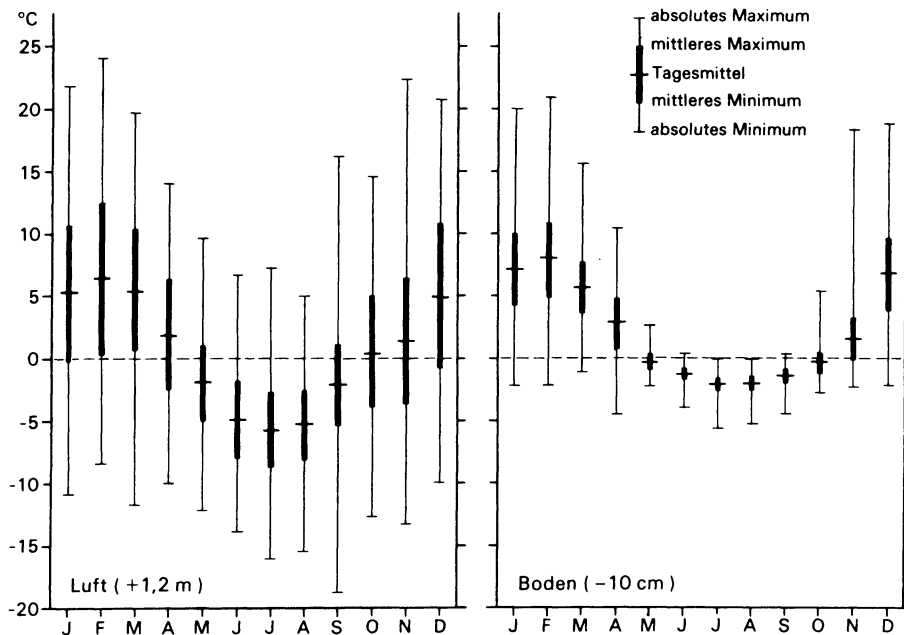


Fig. 6: Monatliche Luft- (+ 1,2 m) und Boden- (– 10 cm) Temperaturen der Old Man Range (in 1 590 m Höhe) für eine fünfjährige Periode (Mai 1963 – April 1968). Dargestellt sind die monatlichen Extremwerte, die mittleren täglichen Maxima und Minima und die Tagesmitteltemperaturen ($= \frac{\text{mittl. Max.} + \text{mittl. Min.}}{2}$) (nach MARK & BLISS 1970).

5–6 °C, Julimittel: –7 – –8 °C) (Fig. 6 und 7). Betrachtet man die Wachstumsperiode, so fällt auf, daß in der hochalpinen Stufe Zentral-Otagos ähnlich strenge Klimabedingungen herrschen wie in alpinen Höhenstufen anderer Hochgebirge (Mitteleuropa, Skandinavien, Nordamerika). Ein Vergleich zeigt auch auf, daß der Inseleffekt in Neuseeland die Sommertemperaturen niedrig hält, die Wintertemperaturen dagegen relativ mild ausfallen läßt. Die temporäre Schneegrenze schwankt von Jahr zu Jahr sehr, doch wird die hochalpine Zone Zentral-Otagos im Jahr gewöhnlich von einer geschlossenen Schneedecke bis zu sechs Monaten bedeckt; während aller Jahre wurde eine Schneedecke während mehr als 100 Tage/a beobachtet. Einzelne Schneefelder können mehrere Sommer überdauern.

Die ungünstigen Temperaturverhältnisse während der Wachstumsperiode in der hochalpinen Zone Zentral-Otagos werden wohl am besten durch die äußerst kurze frostfreie Zeitspanne von nur 8–13 Tagen im Sommer charakterisiert; diese Zeit ohne Temperaturen unter dem Gefrierpunkt scheint kürzer zu sein als in fast allen anderen alpinen Gebieten der Welt, mit Ausnahme der tropischen Hochgebirge. Die Bodentemperaturen bleiben für 2–3 Monate unter dem Gefrierpunkt; infolge der winterlichen Schneedecke sinken die Temperaturen im Boden (– 10 cm) wohl kaum unter – 5 °C. Jahreszeitliche Fröste können bis 50 cm in den Boden eindringen, sofern die schützende Schneedecke zeitweise fehlt. Bisher wurden detaillierte geländeklimatologische Untersuchungen in der Old Man Range (MARK und BLISS 1970; MARK 1970) und in der Rock and Pillar Range (MARK 1970; BROCKIE, frdl. mdl. Mitt.) ausgeführt (Fig. 7). Die Ergebnisse lassen erkennen, daß in der rd. 220 m höheren Old Man Range die Klimabedingungen etwas rauher sind.

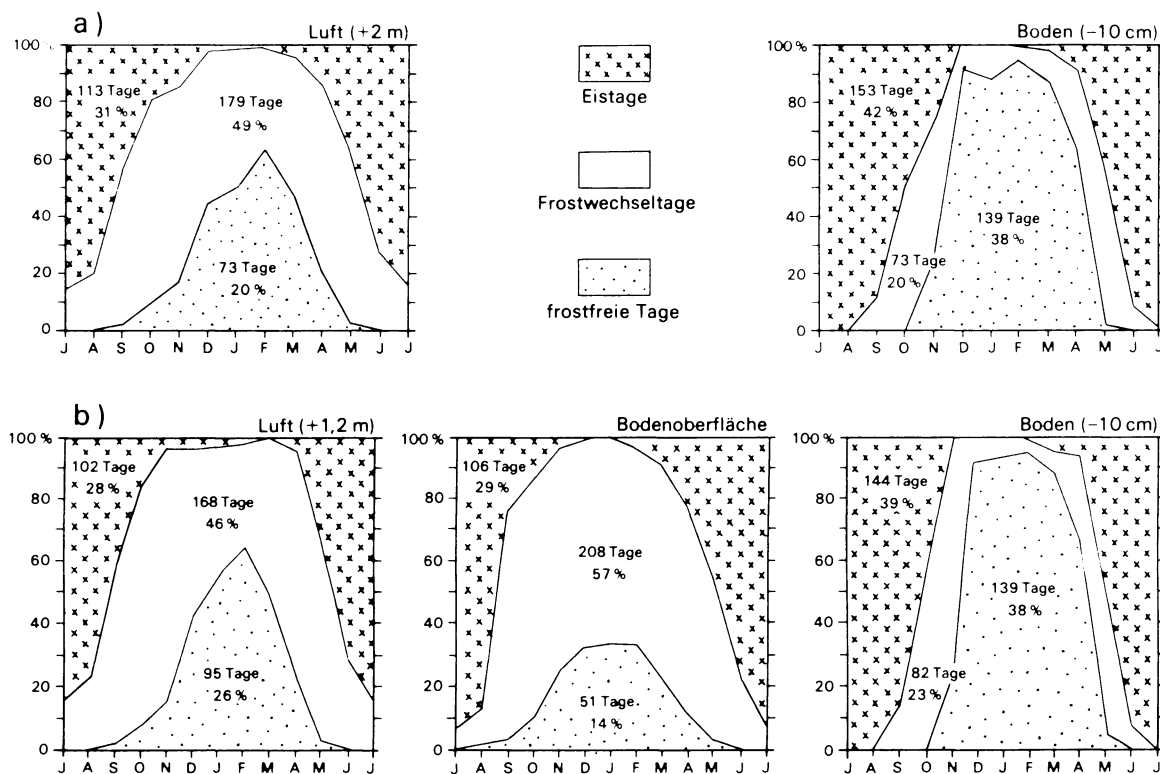


Fig. 7: Eistage, Frostwechseltage und eisfreie Tage:

(a) Old Man Range, 1 590 m Höhe, für Luft (+ 2 m) und Boden (- 10 cm), fünfjährige Periode (Mai 1963 – April 1968), nach MARK & BLISS 1970, (b) Rock and Pillar Range, 1 410 m Höhe, für Luft (+ 1,2 m), Bodenoberfläche und Boden (- 10 cm), 1965 – 1969, 1971 – 1972, nach BROCKIE (frdl. mdl. Mitt.).

Aus verschiedenen Gebieten Zentral-Otagos sind große, bis zu 3 m Durchmesser messende Steinringe und Steinnetze bekannt. An ihren Rändern hat sich Vegetation angesiedelt, weshalb sie als fossile Formen angesehen werden. Die Feinmaterialkerne scheinen oft heute noch aktiv zu sein. Manchmal sind die reaktivierten Zentren von einem Netz aus Miniaturpolygonen überzogen (MARK und BLISS 1970; BROCKIE, frdl. mdl. Mitt.). Miniaturpolygone mit einem Durchmesser von 12–20 cm sind weit verbreitet. Die Austrocknung des oberflächennahen Materials scheint für die erste Anlage der Netzstrukturen verantwortlich zu sein; zusätzlich – so nimmt BROCKIE an – üben auch Kammeis und Wind einen Einfluß auf ihre Bildung.

Verschiedene Formen an Miniatur-Steinstreifenböden sind aus Zentral-Otago bekannt. Ihr Streifenabstand beträgt 10–15 cm. Oft sind die Streifenböden mit Miniatur-Polygonen vergesellschaftet; sie sind dann mit geringfügigen Änderungen der Hangneigung in Verbindung zu bringen. Ein zweiter Typ zeigt stromlinienartig gewundene Steinstreifen, die sich ebenfalls hangabwärts erstrecken (BROCKIE 1967). Die dritte Form der Steinstreifen ist weniger gut ausgebildet; ihre Entstehungsursachen sieht man in einer bestimmten Kombination von Hangorientierung und den heftigen NW-Winden, die eine bevorzugte Längsachsenanordnung der Schiefergesteinsbruchstücke bewirken. Neben den genannten Miniatur-Streifen kommen auch etwa 1 m breite Steinstreifen vor, die als fossile Formen gedeutet werden,

wenn sie auch zur Zeit selten eine Vegetation tragen; die Flechte *Umbilicaria cylindrica* findet man allerdings nach MARK und BLISS (1970) häufig auf den Gesteinen der Streifen; die Autoren sehen darin ein Indiz für fehlende rezente Bewegungen. Im Bereich der Steinpackungen wird mit abfließendem Schmelz- und Niederschlagswasser viel Feinmaterial transportiert. Sie werden deshalb auch "stone drains" genannt (BROCKIE 1965).

In Gebieten mit steinfreiem und möglicherweise äolisch transportiertem Bodenmaterial und mit schlechter Dränung sind oft bestimmte Bodenmuster zu beobachten, die auf den ersten Blick den nordhemisphärischen Thufur-Auffrier-Hügelchen ähneln. In den neuseeländischen Formen fehlt immer torfiges Material (Fig. 8, Photo 229, Tafel LIX). Auf geneigten Hängen von 2–7° bilden sich aus den unregelmäßig angeordneten Hügelchen, die 25–40 cm hoch und 150 cm Abstand haben, wohlgeordnete Bodenstreifen von ca. 40 cm Höhe und ca. 150 cm Abstand. Aus verschiedenen Gebirgszügen Zentral-Otagos sind aber auch kleinere Formen bekannt (BILLINGS und MARK 1961; MARK und BLISS 1970). Das Alter dieser Streifen konnte bisher nicht bestimmt werden; sie tauchen unter rezente Torfmoore. Die regelmäßige Anlage der Hügelchen auf ebenem Gelände wird auf die Windeinwirkung in Verbindung mit einer differenzierten Vegetationsanordnung auf einem Mikrorelief, das durch ein Mikroklima charakterisiert ist, erklärt (BILLINGS und MARK 1961; MARK und BLISS 1970; Fig. 8). Die Vermutung, daß der Vorgang der Gelideflation i.S. TROLLS (1973) bei der Ausbildung der Formen einen entscheidenden Anteil hatte, zumal es sich um fossile bzw. subfossile Bildungen handelt, bei deren Entstehung sicherlich die Aktivitäten der Kaninchen und der Viehweidegang noch keine Rolle gespielt haben dürften, wird von MARK und BLISS (1970) verneint, denn für die Gebiete mit den Erdhügeln und Erdstreifen können – entgegen COCKAYNE (1928) – keine torfigen Ablagerungen nachgewiesen werden.

Die Böden, die aus Schiefern hervorgegangen und daher gewöhnlich sandig-lehmig ausgebildet und von Gesteinsstückchen durchsetzt sind, zeigen auf Hängen über 2° Neigung fast

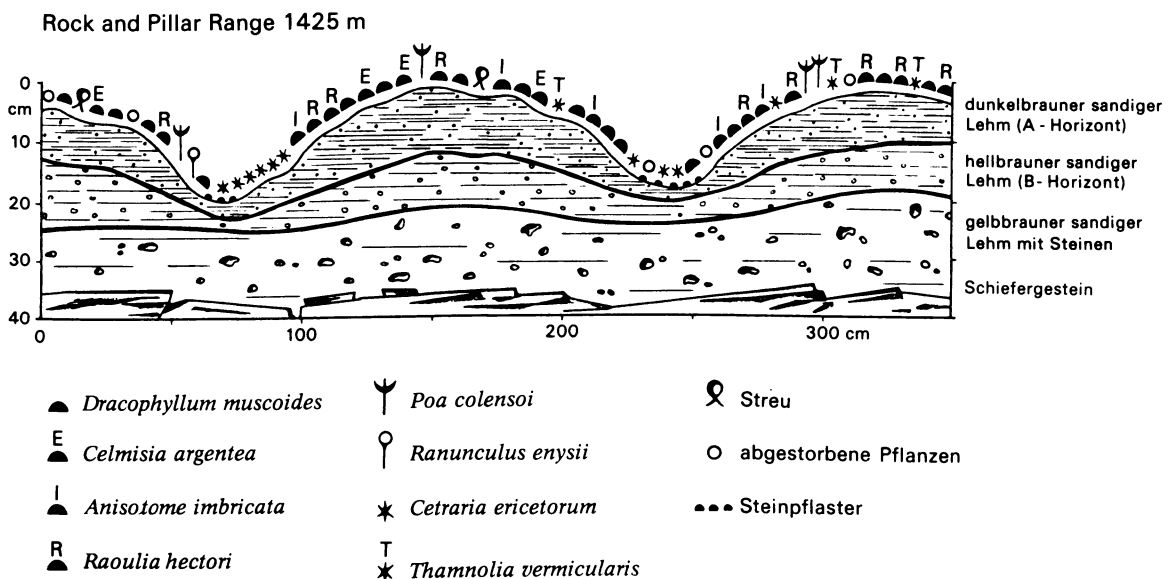


Fig. 8: Schematisches Profil durch einen Bodenstreifen (nach MARK & BLISS 1970 und BROCKIE, frdl. mdl. Mitt.).

immer solifluidale Bewegungen. Die alpinen gelbbraunen erdigen Böden haben – abgesehen von einigen wenigen Ausnahmen – fast immer steinfreie A- und B-Horizonte. Diese Beobachtung stützt die Vermutung, daß die Böden zum großen Teil aus Löß hervorgegangen sind. Kleine Steinchen sind aber oft an der Oberfläche angereichert, besonders an exponierten und (vom Wind) erodierten Gebieten. Die Entwicklungstiefe der Böden (A- und B-Horizonte) nimmt von weniger als 3 cm unter Polsterpflanzen bis auf 50 cm unter Krautvegetation zu. Unter Erdhügelchen und Erdstreifen (*Fig. 8*) verläuft die Grenze des steinfreien B-Horizontes zum steinigen C-Horizont fast horizontal. Das Mikrorelief an der Oberfläche wird von einer unterschiedlichen Mächtigkeit der A- und B-Horizonte bestimmt. Die Möglichkeit, daß tiefgreifende Frostwirkungen das oberflächliche Relief verursachten, ist daher so gut wie ausgeschlossen (MARK und BLISS 1970; MCCRAW 1962).

Solifluktionsterrassen, die reihenförmig angeordnet sind, kommen häufig an Hängen von 5–10° Neigung vor (*Photo 230, Tafel LIX*). An ihren inneren Rändern kann der Gesteinsuntergrund zutage treten; die höher gelegene Oberfläche der Terrassen ist oft vegetationsfrei und von Miniaturpolygonen eingenommen. Die Terrassenstirn vermittelt häufig den Eindruck rezenter Bewegungsvorgänge, und unter der Terrassenfront begrabene Böden sind erste Belege für ein aktives Vorrücken der Terrassen (MARK und BLISS 1970). Quantitative Messungen werden zur Zeit durchgeführt (frdl. mdl. Mitt. BROCKIE).

Sichelförmige Solifluktionsloben sind auf Hänge mit über 15° Neigung beschränkt; sie befinden sich fast immer unterhalb von Nivationsnischen und perennierenden Schneefeldern. Die Solifluktionsloben können aus sehr unterschiedlichem Material bestehen, das jedoch stets eine Orientierung, aber nie eine Sortierung aufweist.

An Hängen über 10° Neigung, die von Schiefer-Tors überragt werden, finden sich vielerlei Beweise für einen hangabwärts gerichteten Massentransport vor allem größerer Gesteinsstücke. Besonders eindrucksvoll sind die Wanderblöcke (ploughing blocks), die bis zu mehreren Tonnen Gewicht haben können und die, indem sie hangabwärts wandern, eine Spur von mehreren Metern (bis 15 m) hinter sich zurücklassen. Die Blöcke haben gewöhnlich eine „Bugwelle“ von 20–30 cm Höhe. Die Bewegungen finden zu allen Jahreszeiten statt, jedoch sind sie am größten im Frühling; die jährlich erzielten Raten belaufen sich zwischen 3 und 12 cm (frdl. mdl. Mitt. BROCKIE).

Charakteristisch für die alpine Zone der Gebirge Zentral-Otagos sind oft breite Täler mit äußerst geringen Gefällsverhältnissen. Man nimmt an, daß das von den Hängen solifluidal herangeführte Material von den Flüssen und Bächen nicht fortgetragen werden konnte, was zu einer Verfüllung der Täler und zu mäandrierenden Flußläufen führte.

Ausdrücklich muß hervorgehoben werden, daß es heute keine einwandfreien Belege für einen Dauerfrostboden in Zentral-Otago gibt. Einzig und allein die großen Steinstreifen und Steinnetze deuten auf Eiskeilbildung und Permafrost in früheren Zeiten hin.

Bei den neuseeländischen Kollegen fanden die glazialen Formen in den Gebirgen Zentral-Otagos bisher wenig Beachtung. Auf eine frühere, wahrscheinlich Otiran-zeitliche Vergletscherung weisen die vielen großen Kare hin, die in Zentral-Otago fast ausnahmslos an den nach SE gerichteten Hängen in Höhen über 1300 m auftreten (*Fig. 1, Photo 231, Tafel LIX*). Längere Talgletscher existierten sehr wahrscheinlich nicht; unmittelbar unterhalb der Kar-schwellen sind oft verschiedene Moränenwälle ausgebildet. Manche Kare werden heute von Polstermooren eingenommen. Die Kare belegen eine letzteiszeitliche Schneegrenzabsenkung in Zentral-Otago von mindestens 600 m. (Zur Frage der pleistozänen Schnee- und Waldgrenzdepression vgl. WILLET 1950; GAGE 1965; WARDLE 1970; MCGLONE und TOPPING 1973 a und b).

4. DIE OTAGO-TOR-LANDSCHAFT

In Ost- und Zentral-Otago werden 7500 km² von einer „Tor-Landschaft“ eingenommen (*Photo 232, Tafel LIX*). Die Tors (Felsburgen) der niedrig gelegenen Gebiete sollen eine zweiphasige Entwicklung durchgemacht haben (*Fig. 9*); infolge spätkretazischer Tiefenverwitterung wurde im Bereich der Verwitterungsfront das Anstehende selektiv zersetzt; die nachfolgende Erosion hat die Verwitterungsdecke abgetragen und dadurch die Tor-Landschaft freigelegt. Diese Vorgänge sollen auch heute noch andauern. Abweichend davon wird die Anlage der Tors der hoch gelegenen Verflachungen (alpine Stufe) der einzelnen Gebirgszüge gesehen. Eine spätkretazische Abtragungsfläche wurde gehoben und durch Kryoplanationsprozesse während des Pleistozäns erniedrigt. Die Tors der Gebirge sind das Ergebnis der äußerst intensiven, für die alpine Stufe Zentral-Otagos nachgewiesenen periglazialen Verwitterung. Untersuchungen haben ergeben, daß durch Frostverwitterung aufbereiteter Schiefergesteinsschutt bis zu einer Mächtigkeit von über 40 m (lokal bis zu 160 m) durch Solifluktionsprozesse und Deflation abgetragen worden ist. Bei diesen Vorgängen haben jedoch auch sehr wahrscheinlich interglaziale und/oder interstadiale Verwitterungsvorgänge eine Rolle gespielt. Laboruntersuchungen ergaben (BROCKIE 1972), daß völlig unverwitterter Schiefer gegenüber der Frostverwitterung äußerst resistent ist, während

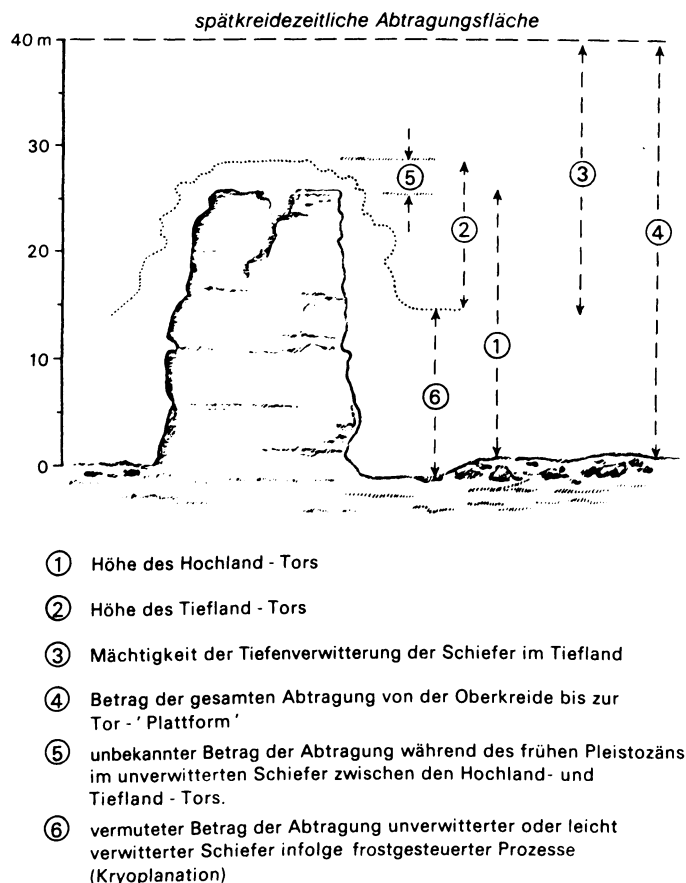


Fig. 9: Schematische Darstellung der Tor-Entwicklung (nach BROCKIE, frdl. mdl. Mitt.).

Schiefer, der nur leicht angewittert ist, unter periglazialen Klimabedingungen sehr schnell zerfällt (vgl. auch MCCRAW 1965; WARD 1951; WOOD 1969; BROCKIE 1974).

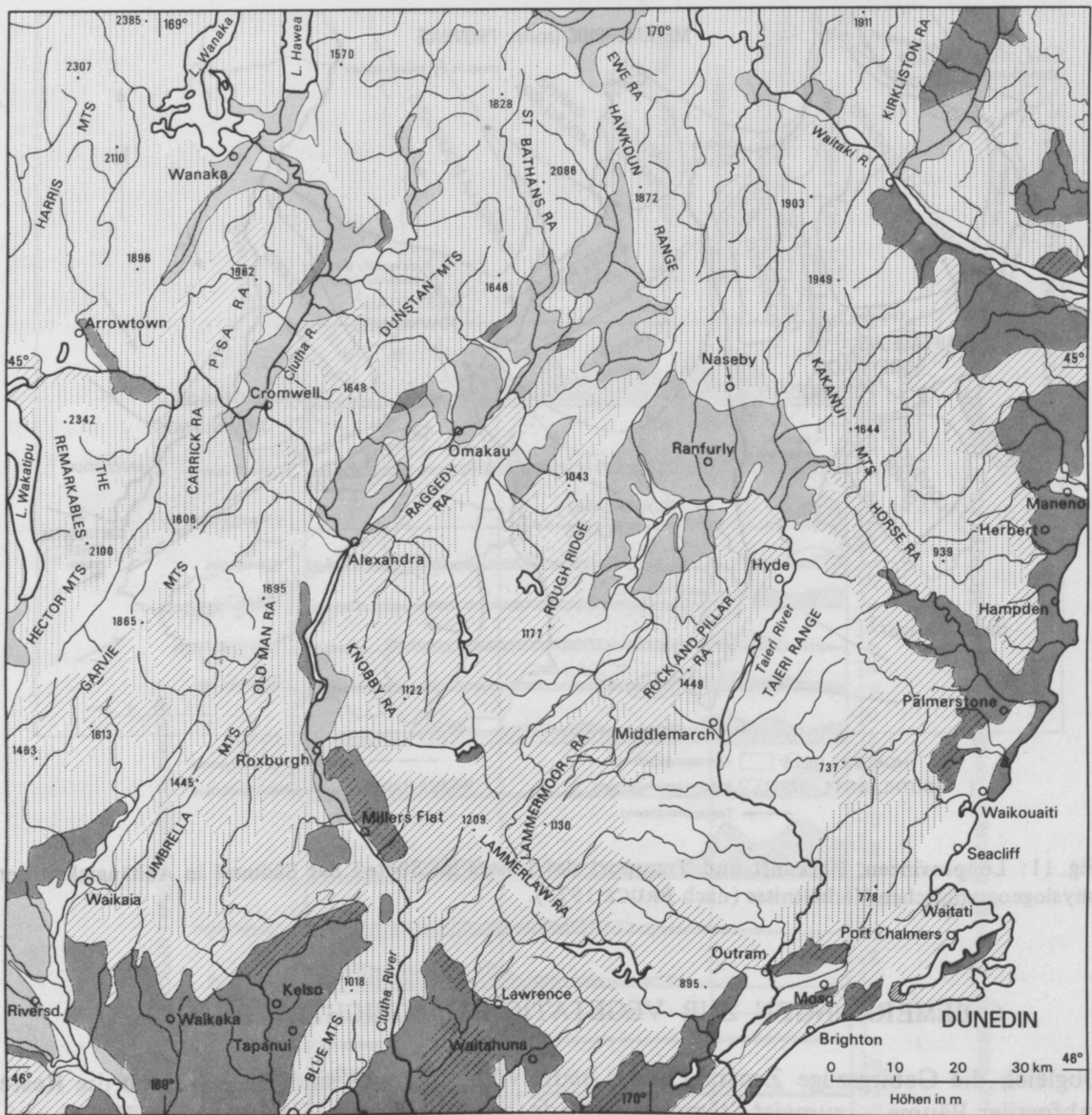
Dieser zunächst rein deduktiv durchgeführte Erklärungsversuch der Tors von Otago sollte durch analytische Untersuchungen überprüft werden, zeigt er doch, daß die Otago-Tor-Landschaft in einzigartiger Weise zu demonstrieren scheint, daß gleiche Formen aus dem Zusammenspiel ganz unterschiedlicher Prozesse hervorgehen können (frdl. mdl. Mitt. BROCKIE).

5. LÖSS IN ZENTRAL-OTAGO

Lößablagerungen unterschiedlicher Mächtigkeit sind in Zentral-Otago weit verbreitet. Die Lößvorkommen sind oft vom Relief unabhängig; auf Terrassen und im Hügelland bis ca. 300 m Höhe von S- und W-Otago beträgt die durchschnittliche Lößmächtigkeit 3–5 m; eine obere Höhengrenze der Lößverbreitung gibt es nicht. Man nimmt an, daß die Lößablagerungen im Spätpleistozän während kalter oder kühler werdende Perioden akkumuliert wurden. Der älteste Lößkomplex (Brown C) wird aufgrund der relativen Stratigraphie und des Verwitterungsgrades in die Waimea-Eiszeit gestellt (Tab. 3); er unterlag im Oturi-Interglazial einer Bodenbildung (Romahapa-Paläoboden). Die beiden mittleren Lößkomplexe (Brown B und Brown A) werden nach Morphologie, Stratigraphie und Radiokarbon-Bestimmungen mit Stadien der Otira-Eiszeit korreliert; die auf ihnen entwickelten Paläoböden sind Bildungen der entsprechenden Interstadiale. Der jüngste Lößkomplex (Yellow) wurde während des letzten großen Eisvorstoßes der Otira-Kaltzeit akkumuliert und verwitterte seit der Zeit des Gletscherrückzuges. In Zentral-Otago kommen mächtigere Lößakkumulationen nur vereinzelt vor (Fig. 10); dieses Gebiet war nämlich mit seinen höher gelegenen Teilen und Gipfelbereichen vornehmlich Abtragungsgebiet des Lößmaterials (BRUCE 1973; Fig. 11).

Neuseeland Jungquartäre Ereignisse (nach SUGGATE, 1965)			Lößfolge in Southland und Otago		Korrelierung mit	
Glazial	Interglazial	Gletscher - Vorstoß Rückzug	Lößkomplex	Löß- Entwicklungszyklus	Nordamerika	Europa
Aranui		Hauptrückzug		Bodenbildung (rezent)		
Otira	Kumara 3 ₂	kleinerer	Yellow	Akkumulation (Yellow A) Bodenkappung		
	(Bodenbildung?)					
	Akkumulation (Yellow B)					
	Kumara 3 ₁	Brown A	Bodenbildung			
	Interstadial		Akkumulation 21 500 ± 1100	Bodenkappung		
	Kumara 2 ₂					
Interstadial		Brown B	Bodenbildung			
Kumara 2 ₁	Akkumulation					
Oturi		Hauptrückzug		Bodenkappung		
Waimea	Kumara 1		Brown C	Bodenbildung		
				Akkumulation		

Tab. 3: Lößstratigraphie (nach BRUCE 1973)



■ Jungquartärer Löss
(Mächtigkeit zwischen 1 bis 20 m,
meist mit Paläosolen)

■ Steinige pleistozäne Ablagerungen
mit dünner Lössbedeckung (<0,5 m),
vermutlich oft Ausweisungsgebiete
des jungpleistozänen Lösses

□ Rezente Ablagerungen
(kolluvial, fluvial, äolisch; Torf);
jünger als pleistozäner Löss

▨ hügeliges Relief

▩ steile Hänge

Fig. 10: Übersichtskarte der Lößverbreitung (nach BRUCE, J.G., IVES, D.W., LEAMY, M.L. (1973): Maps and sections showing the distribution and stratigraphy of South Island loess deposits, New Zealand. Scale 1 : 1 000 000. N. Z. Soil Bureau Map 128, to accompany N. Z. Soil Survey Report 30).

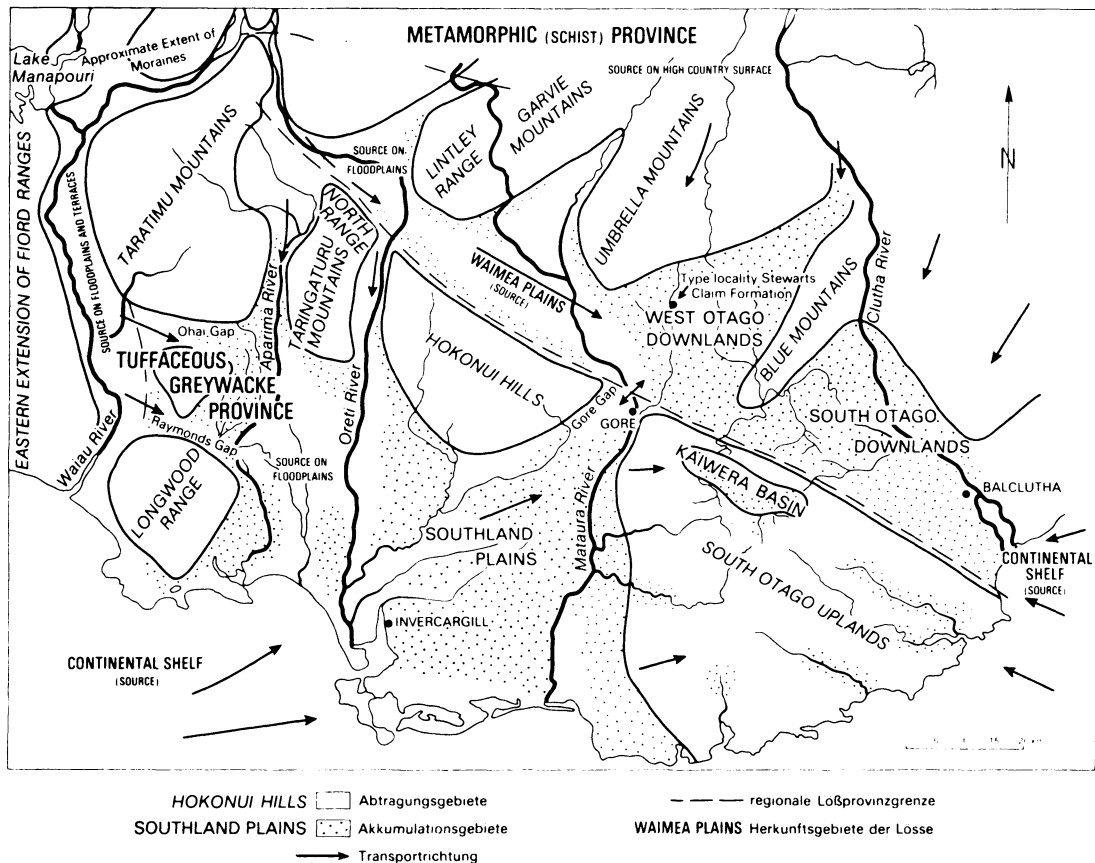


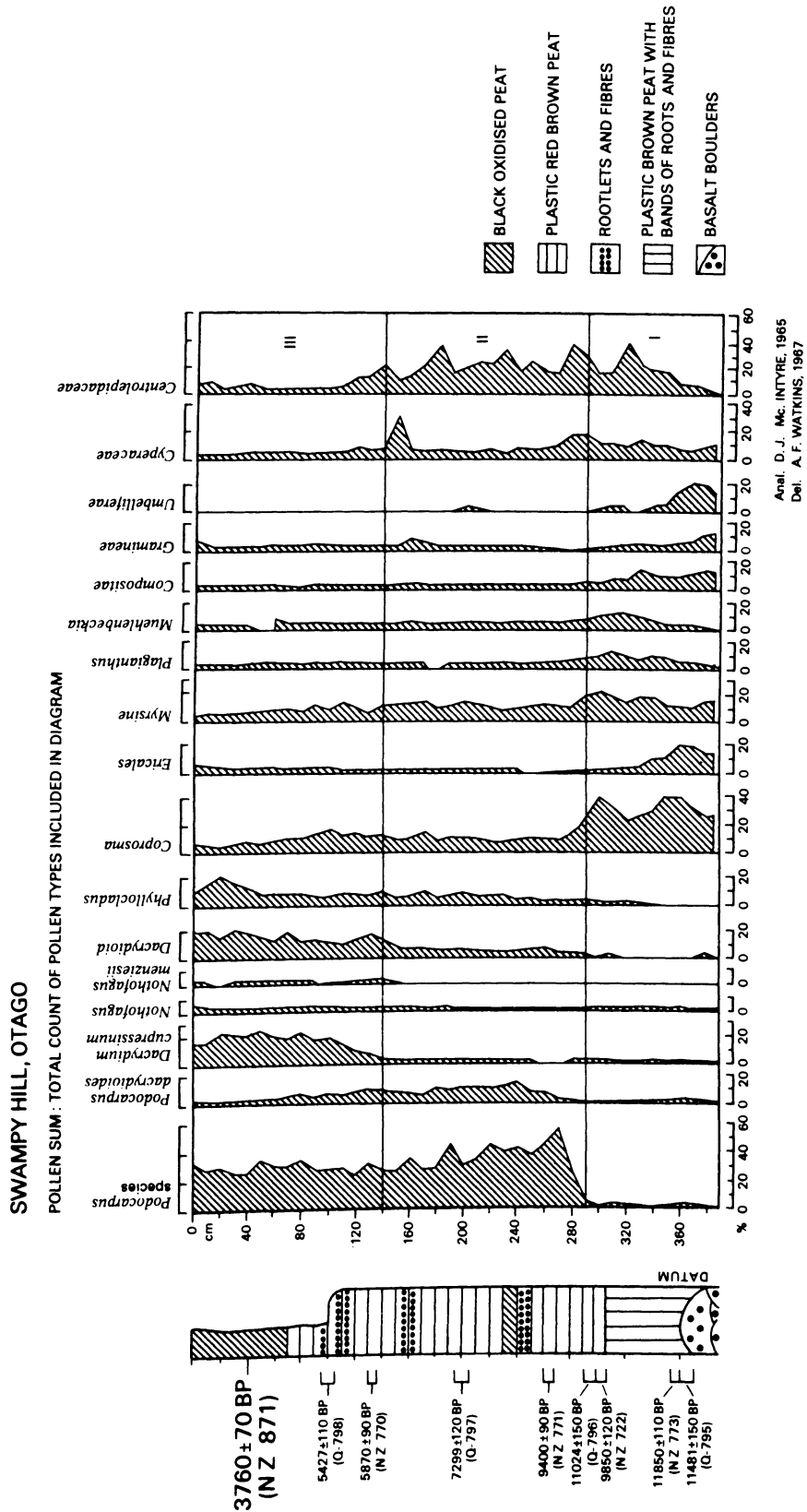
Fig. 11: Lößprovinzen, Herkunft und Transport des Lösses im Südtel der Südinself in Abhängigkeit der physiogeographischen Verhältnisse (nach BRUCE 1973).

6. BEMERKUNGEN ZUR VEGETATIONSGESCHICHTE VON OTAGO

Ogleich die Gebirgszüge Zentral-Otagos heute völlig baumlos sind, weisen doch die Reste subfossiler Bäume – zumeist Stämme von *Podocarpus hallii* und Holzkohle – in Höhen zwischen 300 und 1000 m auf eine frühere, anders geartete Vegetation hin. Die obere Grenze der Baumreste entspricht der geschätzten mittleren Sommerisotherme von 10 °C (frdl. mdl. Mitt. MARK). Man nimmt an, daß die Entwaldung im 12. Jahrhundert durch die Feuer der Moa jagenden Maori ausgelöst wurde; dabei können kleinere Veränderungen des Klimas im Bereich der Waldgrenze mitgewirkt haben (MOLLOY 1969; MOLLOY, BURROWS, COX, JOHNSTON, and WARDLE 1963).

Heute liegen bereits verschiedene Pollenprofile vor, die die nacheiszeitliche Vegetationsentwicklung Otagos in groben Zügen aufzeigen. Von besonderer Bedeutung ist ein Pollendiagramm aus dem Swampy Summit-Torfmoor (Fig. 12), das in 742 m Höhe ca. 16 km nördlich von Dunedin liegt (CRANWELL und VON POST 1936; MCINTYRE and MCKELLAR 1970; MCKELLAR 1973; frdl. mdl. Mitt. M. MCKELLAR).

Drei Pollenzonen, die durch eine Serie von ¹⁴C-Datierungen zeitlich fixiert werden, lassen sich hier ausgliedern: die basale Zone I enthält hauptsächlich *Coprosma* und *Cyperaceae* und



wird durch ^{14}C -Bestimmungen auf 12 000 (– 11 500) bis 11 000 (10 000) a B.P. datiert. Die selben Arten dominieren auch heute an der Oberfläche des Moores. Die Zone II beginnt mit einem plötzlichen Anstieg der *Podocarpus*-Pollen. Die Zone III läßt sich durch den Anstieg von *Dacrydium cupressinum*-Pollen nach unten abgrenzen; sie beginnt vor 6 000 a B.P. Der Anteil an *Nothofagus*-Pollen ist in Zone II niedrig. Ein Anstieg von *Nothofagus* kennzeichnet gewöhnlich die Zone III in den Pollendiagrammen aus Vorkommen weiter landeinwärts. Abgesehen vom küstennahen Otago werden für die Vergangenheit ausgedehnte Wälder aus *Nothofagus menziesii* angenommen. Neuere Untersuchungen (MCKELLAR 1973) über den heutigen Pollenregen zeigen, daß *Nothofagus menziesii* im Vergleich zu seiner Verbreitung in der regionalen Vegetation im Pollenregen unterrepräsentiert ist, während die Pollen vom *Nothofagus fusca*-Typ über weite Entfernungen transportiert werden können.

Auch in der Old Man Range zeigen verschiedene Pollenprofile aus Höhen zwischen 1 220 und 1 400 m, daß die Vegetationsgeschichte in der Nacheiszeit etwa folgende Etappen durchlief: Kräuter und flache Polsterpflanzen wurden während der Klimaverbesserung durch Grasland mit verschiedenen Büschen ersetzt (*Coprosma* und *Gramineae*); zur Zeit der *Sphagnum*-Torfbildung breitete sich ein *Podocarpus*-Wald (mit hauptsächlich *Podocarpus spicatus*) aus; die obere Waldgrenze lag nahe bei 1 200 m Höhe und wurde wahrscheinlich von *Nothofagus menziesii* und *Phyllocladus* gebildet; der *Podocarpus*-Wald wurde dann durch einen Wald vom *Nothofagus fusca*-Typ ersetzt; wenig später wurde der *Nothofagus fusca*-Wald durch Feuer zerstört, und erneut breitete sich Grasland aus. In oberflächennahen Proben finden sich *Pinus*- und *Salix*-Pollen, die auf die beginnende europäische Kolonisation hindeuten. Absolute Datierungen liegen aus diesem Gebiet bisher nicht vor (frdl. mdl. Mitt. MCGLONE).

Ähnlich stellt sich die nacheiszeitliche Vegetationsentwicklung in einem Pollendiagramm von Clarks Junction in 560 m Höhe dar. Der Ort liegt etwa 25 km von der Ostküste entfernt (LESLIE 1973). In dem Diagramm nimmt der Baumpollenanteil von *Nothofagus* und *Podocarpus* ständig ab, und zwar von 24 auf 4 %; die Werte der Busch- und Kräuter-Pollen fluktuieren stark während der gesamten erfaßten Zeitspanne, deren untere Grenze bisher nicht datiert werden konnte. Die Gramineen-Kurve zeigt drei ausgeprägte Maxima. Es wird daher vermutet, daß die regionale Vegetationsbedeckung sehr unterschiedlich war: Buschland, Busch-Grasland und Grasland wechselten einander ab. Wald war entweder gar nicht oder nur spärlich vorhanden. Viele Holzkohlefunde im Profil deuten auf einen wiederholten Einfluß des Feuers hin, was die Vermutung stützt, daß die Entwaldung – und sicherlich gab es auch in diesem Gebiet in der Nacheiszeit ausgedehnte Wälder – eine Folge von Feuereinwirkungen war. Nach MOLLOY (1969) gab es auf der neuseeländischen Südinsel zwischen 2 000 und 6 500 a B.P. mindestens sechs große natürliche Feuer, und zwar in Abständen von 500 bis 1 000 Jahren. Neuerdings datiert man die ersten natürlichen Feuer der Postglazialzeit auf 7 500 a B.P. Die Feuer der eingewanderten polynesischen Bevölkerung gibt es seit rund 1 000 Jahren, und seitdem spielen anthropogene Feuer in der neuseeländischen Vegetationsentwicklung eine entscheidende Rolle. Für die trockeneren Teile von Otago und Canterbury scheint für die Waldvernichtung eine Zeit besonders intensiver Feuer zwischen 1 000 und 500 a B.P. gelegen zu haben. (Zur holozänen Vegetationsentwicklung vgl. auch LINTOTT und BURROWS 1973; MOAR 1973.)

7. DANKSAGUNG

Der kurze Überblick zur Geoökologie Zentral Otagos soll vor allem auf die neueren Forschungsergebnisse hinweisen. Dabei wurde nicht versucht, die Einzelprobleme umfassend abzuhandeln; oft wäre das auch nicht möglich gewesen, da die Untersuchungen zum Teil noch nicht abgeschlossen sind. Den neuseeländischen Kollegen möchte ich an dieser Stelle herzlich für die vielen Informationen danken, die ich von ihnen erhielt, vor allem aber auch für die großzügige Bereitstellung unveröffentlichten Materials. Mein besonderer Dank gilt W.J. BROCKIE (Dept. of Geography, University of Otago, Dunedin) und A.F. MARK (Dept. of Botany, University of Otago, Dunedin).

LITERATUR

- BILLINGS, W.D. and A.F. MARK (1961): Interaction between alpine tundra vegetation and patterned ground in the mountains of southern New Zealand. *Ecology* 42, 18–31.
- BROCKIE, W.J. (1965): 'Patterned Ground': Some Problems of Stone Stripe Development in Otago. *Proc. 4th Geogr. Conf. N. Z. Geogr. Soc. Dunedin*, 91–104.
- (1967): A Contribution to the Study of Frozen Ground Phenomena – Preliminary Investigations into a Form of Miniature Stone Stripes in East Otago. *Proc. 5th Geogr. Conf. N. Z. Geogr. Soc. Auckland*, 191–201.
- (1972): Experimental Frost-Shattering. *Proc. 7th Geogr. Conf. N. Z. Geogr. Soc. Hamilton*, 177–186.
- (1974): Landform Systems. – "Society and Environment in New Zealand" (Hrsg. R.J. JOHNSTON), 15–47.
- BRUCE, J.G. (1973): Loessial Deposits in Southern South Island, with a Definition of Stewarts Claim Formation. *N. Z. Journ. Geol. Geophys.* 16, 533–548.
- COCKAYNE, L. (1928): The Vegetation of New Zealand. 2. Aufl. „Die Vegetation der Erde“, Bd. 14, Leipzig.
- CRANWELL, L.M. and L. VON POST (1936): Post-pleistocene pollen diagrams from the Southern Hemisphere. I. New Zealand. *Geogr. Ann.* 3/4, 308–347.
- GAGE, M. (1965): Some Characteristics of Pleistocene Cold Climates in New Zealand. *Transact. Roy. Soc. N. Z.* 3, 11–21.
- LEAMY, M.L. (1972): Fine-Textured Dissection in Semi-Arid Central Otago. *N. Z. Journ. Geol. Geophys.* 15, 394–405.
- (1973): Subsoil Claypans as Quaternary Markers in Semi-Arid Central Otago. *N. Z. Journ. Geol. Geophys.* 16, 611–622.
- and A.S. BURKE (1973): Identification and Significance of Paleosols in Cover Deposits in Central Otago. *N. Z. Journ. Geol. Geophys.* 16, 623–635.
- LESLIE, D.M. (1973): Relict periglacial landforms at Clarks Junction, Otago. With an appendix: Pollen Analysis by M.S. MCGLONE. *N. Z. Journ. Geol. Geophys.* 16, 575–585.
- LINTOTT, W.H. and C.F. BURROWS (1973): A Pollen Diagram and Macrofossils from Kettlehole Bog Cass, South Island, New Zealand. *N. Z. Journ. Bot.* 11, 269–282.
- MARK, A.F. (1965): Vegetation and Mountain Climate. *N. Z. Geogr. Soc. Misc. Ser. 5* ('Central Otago'), 69–91.
- (1969): Ecology of Snow Tussocks in the Mountain Grasslands of New Zealand. *Vegetatio, Acta Geobot. XVIII*, 289–306.
- (1970): The High-Alpine Vegetation of Central Otago, New Zealand. *Journ. Bot.* 8, 381–451.
- and L.C. BLISS (1970): The high-alpine vegetation of Central Otago, New Zealand. *N. Z. Journ. Bot.* 8, 381–451.
- MCCRAW, J.D. (1962): Sequences in the Mountain Soil Pattern of Central and Western Otago. *N. Z. Soc. Soil Sc. Proc.* 5, 16–18.
- (1965): Landscapes in Central Otago. *N. Z. Geogr. Soc. Misc. Ser. 5* ('Central Otago'), 30–45.
- (1966): Soils of Ida Valley, Central Otago, New Zealand. *N. Z. Soil Bureau Rep.* 2.

- MCGLONE, M.S. and W.W. TOPPING (1973a): Late Otiran/early Aranuiian Vegetation in the Tongariro Area, Central North Island, New Zealand. *N. Z. Journ. Bot.* 11, 283–290.
- and W.W. TOPPING (1973b): Otiran Pollen Diagrams from the Tongariro Region, North Island New Zealand. IXth Congr. INQUA, Abstracts, Christchurch N. Z., 218–219.
- MCINTYRE, D.J. and I.C. MCKELLAR (1970): A Radiocarbon dated Post Glacial pollen profile from Swampy Hill, Dunedin, New Zealand. *N. Z. Journ. Geol. Geophys.* 13, 346–349.
- MCKELLAR, M.H. (1973): Dispersal of *Nothofagus* Pollen in Eastern Otago, South Island, New Zealand. *N. Z. Journ. Bot.* 11, 305–310.
- MCLINTOCK, A.H. (1959): A Descriptive Atlas of New Zealand. Wellington.
- MOAR, N.T. (1973): Contributions to the Quaternary History of the New Zealand Flora. 7. Two Aranuiian Pollen Diagrams from Central South Island. *N. Z. Journ. Bot.* 11, 291–304.
- MOLLOY, B.P.J. (1969): Evidence from post-glacial climatic changes in New Zealand. *Journ. Hydrol.* 8, 56–67.
- , C.J. BURROWS, J.E. COX, J.A. JOHNSTON and P. WARDLE (1963): Distribution of subfossil forest remains, eastern South Island, New Zealand. *N. Z. Journ. Bot.* 1, 68–77.
- SCHWEINFURTH, U. (1966): Neuseeland. Beobachtungen und Studien zur Pflanzengeographie und Ökologie der antipodischen Inselgruppe. *Bonner Geogr. Abh.* 36, Bonn.
- SUGGATE, R.P. (1965): Late Pleistocene geology of the northern part of the South Island, New Zealand. *N. Z. Geol. Surv. Bull.* 77.
- TROLL, C. (1973): Rasenabschälung (Turf Exfoliation) als periglaziales Phänomen der subpolaren Zonen und der Hochgebirge. *Z. Geomorph. N. F. Suppl. Bd.* 17, 1–32.
- WARD, W.T. (1951): The tors of Central Otago. *N. Z. Journ. Sc. Technol.* 33 B, 191–200.
- WARDLE, P. (1970): Pleistocene snow lines in the Fox Glacier area. *N. Z. Journ. Geol. Geophys.* 13, 560.
- WILDE, R.H. (1972): An Age Sequence of Parent Materials and the Soils Formed from them in Central Otago, New Zealand. *N. Z. Journ. Geol. Geophys.* 15, 637–664.
- WILLETT, R.W. (1950): The New Zealand Pleistocene snow line, climatic conditions, and suggested biological effects. *N. Z. Journ. Sc. Technol.* 32 B, 18–48.
- WOOD, B.L. (1969): Periglacial Tor Topography in Southern New Zealand. *N. Z. Journ. Geol. Geophys.* 12, 361–375.

DISKUSSION

Prof. Dr. A. Kessler (Freiburg).

Wie ist die potentielle Verdunstung berechnet worden?

Referent:

Die Werte beruhen auf Messungen mit porösen Keramik-Evaporimetern.

Prof. Dr. W. Weischet (Freiburg).

Der Bewegungsmechanismus der 'ploughing blocks' muß m.E. nicht im Zusammenhang mit Frostwirkungen gesehen werden. Ich habe ähnliche Bewegungen etwas kleinerer Blöcke an Vulkanen in Südchile studieren können. Der entscheidende Prozeß ist, daß vor den Blöcken Schneewächten entstehen, die beim Abschmelzen eine Wasserübersättigung an der hangabwärts gerichteten Front des Blocks hervorrufen. Auf dem mobil gewordenen Untergrund kann die Hangabwärtsbewegung vor sich gehen. Bei dem häufigen Wetterwechsel im hochozeanischen Klima mit Schneefall und Schneeschmelze ergibt sich die Möglichkeit, daß solche Bewegungen in allen Jahreszeiten vor sich gehen können.

Prof. Dr. K. Heine:

Das Material, das hangabwärts wandert, zeigt Größen von wenigen Zentimetern Durchmesser bis zu mehreren Metern. Auch die kleineren Schieferscherben scheinen sich in Bewegung zu befinden (Messungen darüber fehlen jedoch). Bei den kleinen, flach dem Boden aufliegenden Gesteinsscherben möchte ich die Bedeutung von Schneeakkumulationen für eine unterschiedliche Bodendurchfeuchtung fast ganz ausschließen. Ich glaube, daß die häufigen Frostwechsel an der Bodenoberfläche (vgl. *Fig. 7*) doch den entscheidenden Anteil an den Bewegungen haben, wenngleich bei größeren Blöcken die von Ihnen erwähnten Durchfeuchtungsunterschiede sicherlich ebenfalls eine Rolle spielen können.



Photo 221 Forest dominated by *Metrosideros umbellata*, at 600 m, Copland Valley, Westland. The rounded shrub in the foreground is *Pseudopanax colensoi*. Photo: Wardle



Photo 223 Rounded bushes of *Senecio bennettii* (foreground) and other species at 1050 m, Copland Valley, Westland. The tussock grass is *Chionochloa pallens*. Photo: Wardle



Photo 222 Conical trees of *Libocedrus bidwillii* at 900 m, Alex Knob, Westland. Photo: Wardle



Photo 224 *Celmisia coriacea* (foreground), *Aciphylla horrida* (behind) and small tussocks of *Chionochloa pallens* at 1050 m, Copland Valley, Westland. Photo: Wardle



Photo 225 *Araucaria cunninghamii* at 1500 m, Mt Kaindi, New Guinea.

Photo: Wardle



Photo 227 Terrassensysteme — hier am Rand des Maniototo-Beckens — sind typisch für die Beckenlandschaften Zentral-Otagos. In der Regel sind die höchsten Terrassen die ältesten, die niedrigsten die jüngsten. Entsprechend dem Alter, der Bildung und Materialbedeckung der Terrassen und der Überdeckung mit äolischen Sedimenten weisen die Terrassen eine Abfolge verschiedener Böden auf (vgl. Fig. 4) (Dez. 1973).

Photo: Heine



Photo 226 Hochmoor des Swampy Summit in 740 m Höhe. Links im Mittelgrund eine offene Wasserfläche. Hauptbestandteile der Vegetation sind *Chionochloa rigida* und *Phormium cookianum*. Das Pollenprofil von Fig. 12 liegt ca. 25 m rechts vom Aufnahmestandpunkt (Dez. 1973).

Photo: Heine

Photo 228 Blütenstand von *Aciphylla aurea* am Osthang der Old Man Range. Das Speergras (*A. aurea*) und das Schnee-Tussock-Gras (*Chionochloa rigida*) wirken in der alpinen Stufe (oberhalb 1000 m Höhe) bei den häufigen Nebeln oft als „Nebelkammer“, indem sie der Luft die Feuchtigkeit entnehmen und an den Halmen zu Boden leiten. Starke Überweidung und häufiges Abbrennen bewirken infolge der fehlenden nebelkämmenden Halme eine verringerte Feuchtigkeitzufuhr für die Böden; die Wassereinküßen sind vermutlich beträchtlich (frdl. mdl. Mitt. MARK) (Dez. 1973).

Photo: Heine

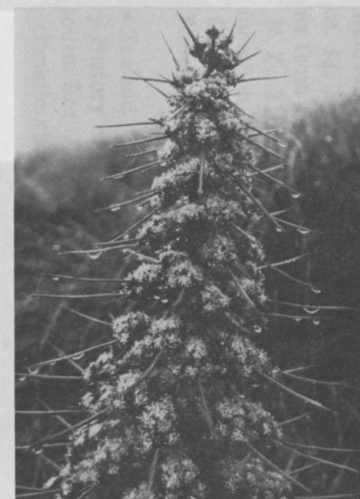




Photo 229 Bodenstreifen in der Old Man Range in rd. 1600 m Höhe. Die Streifen tauchen (hinter der Personengruppe) unter rezente Torf-sedimente unter. Im Vordergrund ist sehr deutlich die differenzierte Vegetationsanordnung auf dem Mikrorelief zu erkennen (vgl. Fig. 8) mit *Cetraria ericetorum* in den Rinnen, *Dracophyllum muscoides* auf den Hügeln und *Celmisia*-Arten an den Seiten. Im Hintergrund erkennt man an den SE-Hängen Kare und perennierende Schneeflecken (Dez. 1973). Photo: Heine



Photo 231 Kar mit Polstermoor in der Old Man Range. Verschiedene kleine Moränenwälle sind im rechten Bildteil zu erkennen. Unterhalb der Karschwelle deuten Solifluktionsloben und -terrassen auf rezente Bewegungen hin (Weitwinkel-Aufnahme, Dez. 1973). Photo: Heine



Photo 230 Front einer großen Solifluktionsterrasse in der Old Man Range in rd. 1600 m Höhe. Auf der Terrassenfläche (links im Bild) wächst zwischen flach liegenden Schieferplatten vorwiegend *Raoulia hectori*, an der Terrassenstirn befinden sich Büschel von *Poa colensoi* und vor der Terrasse vorwiegend *Celmisia viscosa*. Der tiefer gelegene Boden (rechts) wird von der Solifluktionsterrasse überfahren. Die rezenten Bewegungsvorgänge werden zur Zeit gemessen (zwei schwarze Markierungsstäbe sind auf der Terrasse zu erkennen) (Dez. 1973).

Photo: Heine



Photo 232 Schiefer-Tor-Bildungen südlich Sutton/Otago mit Tussock-Grasland. Am linken Tor-Felsfuß erkennt man eine Person (Maßstab) (Dez. 1973).

Photo: Heine