

beugten jurassischen Hangendgliedern der Nachbarzone aufliegen, nicht durch Diapirbildung und seitliches Überquellen erklärt werden können; die dadurch entstehenden Bilder müßten anders aussehen.

Zusammenfassung

Im ersten Teil wird zum Klippen- und Flyschproblem Stellung genommen. Es wird vorgeschlagen, die pienidische Klippenzone als Unterlage wenigstens eines Teiles des Flysches anzusehen und daher in Verbindung mit dem Pennin zu bringen. Ein zweiter Teil befaßt sich mit dem wieder sehr kontroversen Fragenkreis der Abtrennung des Mittelostalpins vom Oberostalpin. Zuletzt wird der interne Deckenbau der Nördlichen Kalkalpen diskutiert.

Summary

In the first part the outlier and flysch problem is discussed. It is suggested to consider the Pienidian outlier zone as substratum of at least part of the flysch and this way to associate it with the Permian. The second part is concerned with the very controversial problem of the separation of the middle Eastalpine from the upper Eastalpine. At last the internal nappe structure of the Northern Calcareous Alps is discussed.

Bericht über geomorphologische Beobachtungen im norwegischen Gebirge

von

THERESE PIPPAN

Das norwegische Gebirge gehört zum Kaledonischen System Europas. Es entstand in einer Geosynklinale, wo zunächst, bes. in E-Norwegen eokambrische Gesteine, Sparagmit, abgelagert wurden. Darauf folgen konkordant gegen W kambrosilurische Schichten, die den Großteil des Gebirges bilden. Erstere beginnen meist mit Sandstein, worauf Schiefer folgen, die auch das Hauptgestein des Ordoviziums bilden. Dem Silur gehören im N hauptsächlich Kalke, im südlichen Mittelnorwegen mächtige Sandsteine an. In das Kambrosilur sind bedeutende, wohl ordovizische Intrusionen und vulkanische Gesteine eingeschaltet.

Nach präkambrischen Bewegungen entstand die riesige subkambrische Fläche, die z. B. in der Hardanger Vidda wieder aufgedeckt wurde. Sie wurde später durch kaledonische Bewegungen, deren Hauptfaltung am Ende des Silurs und zu Beginn des Devons erfolgte, deformiert. Durch Druck gegen das archaische Vorland im E kam es zu Überschiebungen und Deckenbildung.

N der Depressionszone von Trondheim treten tiefere Gebirgsabschnitte auf, deren Gesteine denen Mittelnorwegens ähnlich, aber stärker metamorph sind. Ein Deckenbau kann hier nicht verfolgt werden. Mächtige Granitkörper sind von Adergneis umgeben. Glimmer, Paragneise und Granite mit Gneisstruktur, bes. Bändergneise, sind häufig.

An der norwegischen W-Küste griff die Abtragung in noch tiefere Stockwerke des Gebirges durch und es treten neben kaledonischen hauptsächlich archaische Gneise auf.

Nach permischen Störungen wurde das kaledonische Gebirge durch subaëriale Kräfte eingerumpft. Vom Silur bis zum Quartär gab es keine Transgression und daher keine marinen Ablagerungen. Es folgen unmittelbar die quartären Sedimente. Hier besteht eine der größten Schichtlücken der Erde.

Unmittelbar vor Beginn der tertiären Bewegungen, die das heutige Formenbild vorzeichnen, bestand an der Stelle von Jotunheimen, das fast nur aus Gabbro aufgebaut wird und schon damals den höchsten Teil des alten kaledonischen Gebirges präsentierte, ein reifes Mittelgebirge. Ähnliche Restgebirge ragten in Dovre (Snöhetta) und im Bereich der Rondane bei Otta auf. Die Wasserscheide lag weiter im W als heute. Die Hauptentwässerung war nach E und SE gerichtet, z. B. durch das Gudbrandsdal. Im Jungtertiär kam es zu rascher, starker Hebung, die z. T. en bloc erfolgte, und mit meist alten Störungen folgenden Brüchen verbunden war. Der Gebirgsblock wurde nach E schrägestellt. An der Küste wurden Hebungsbeträge bis 1000 m, in Jotunheimen solche bis 1200 m erreicht. Bei der z. T. mit wachsender Phase erfolgenden Hebung entwickelte sich eine Piedmonttreppe. Im Miozän und Pliozän entstand nach REUSCH, MACHATSCHEK und STRÖM die differenzierte paläische Fläche mit Stockwerken in 1800, 1300 und 1000 – 1100 m Höhe. Die oberste Fläche wurde im Miozän, die unterste im Pliozän herausgehoben. Die Aufgliederung der paläischen Abtragungsebene wird noch diskutiert. Am Rand des wenig zerschnittenen zentralen Gebirgsstockes entstanden bei sehr rascher Hebung Mammutstufen durch Aufzehrung der Zwischenstufen.

Im Gefolge der tertiären Bewegungen erodierten die Flüsse im W des Landes schmale, tiefe, steilwandige, gefällsreiche Täler (z. B. Raumatal) mit verschiedenen ineinandergeschachtelten Talgenerationen. Im östlichen schwächer gehobenen Gebiet entwickelten sich breitere, seich-

tere Täler mit flachen Hängen und ausgeglichenem Gefälle und nur im Quellgebiet jugendlichem Charakter. Die Täler folgten oft Schwächezonen an Deckenrändern (z. B. Böverdalen) oder wenig festem Gestein. Das Ausmaß der präglazialen Zertalung war für die Entwicklung der verschiedenen Relieftypen von Bedeutung.

Die Hebung hat nicht alle Gebirgsabschnitte gleichmäßig betroffen. In der Senke von Trondheim erhielten sich mächtige, kambrosilurische Sedimente. Eine weitere Synklinale bildet der Ofotensfjord bei Narvik. Es gibt verschiedene Kulminationszonen (z. B. Jotunheimen und Romsdal), die vielfach quer zur Hauptachse des Gebirges verlaufen. Im Bereich des Aefjords SW von Narvik streicht eine Antiklinale NE. Hier treten alte Glimmerschiefer und Kalke zutage. In der Kulminationszone des Tysfjords kommt grobkörniger, massiger Granit an die Oberfläche. E und S von Narvik bis zur schwedischen Grenze liegt ein von kaledonischem Material umgebenes Fenster präkambrischer Gesteine vor.

Durch Klimaverschlechterung am Ende des Tertiärs und junge Hebung gelangte das Gebirge über die Schneegrenze. Zu Beginn des Pleistozäns entstand im W zunächst eine Kar- und Talvergletscherung, dann folgten Plateau- und Vorlandgletscher. Die Inlandvereisung in der Maximalphase der Vergletscherung ging hauptsächlich von den Plateaugletschern aus, die sich zu mächtigen Eismassen zusammenschlossen. Die eiszeitliche Schneegrenze lag um 800 – 1000 m tiefer als heute, wo sie in W-Norwegen in 1400 – 1600 m Höhe vorliegt. Die W-Winde vom Atlantik trugen den Schnee nach E, wo er sich im Lee anhäufte, so daß die Eisscheide nach E bis zum Bottnischen Golf wanderte. Im W kalbte das Eis in das durch den Golfstrom offen gehaltene Meer. Es bewegte sich in dieser Richtung ziemlich unabhängig vom Relief. Die norwegischen Glazialgeologen nehmen mindestens drei Vergletscherungen mit Interglazialen dazwischen an.

Beim etappenweisen Rückzug der Vereisung wurden die Rücken und Gipfel früher eisfrei als die Täler. Die Lokalvergletscherung herrschte. Unter der Last der Eismassen war das Land unter den Meeresspiegel herabgedrückt worden. Nach dem Schwinden des Inlandeises hob sich das Land durch glazialisostatische Ausgleichsbewegungen. Dies dauert bis heute an, wobei das Ausmaß der Hebung nach N zunimmt. Sie interferiert in komplizierter Weise mit glazialeustatischen Veränderungen des Meeresspiegels, der durch das Schmelzen des Inlandeises um 100 m angestiegen ist.

Norwegen ist das klassische Land der Glazialerosion. Die Moränendecke ist im W und N des Landes vorwiegend dünn. Die spätglazialen Toteismassen in den Tälern haben oft Stauseen abgedämmt, in die Sand- und Schottermassen in Deltaschichtung abgelagert wurden.

Für die morphologische Gestaltung des Gebirges sind die Gesteine

wichtig. Das stark metamorphe archaische und proterozoische Material leistete der Abtragung ziemlich gleichmäßigen Widerstand. Größere Bedeutung haben Klüfte und die Lagerung des Gesteins. In steil stehenden Gesteinsplatten entwickelten sich Sägegrate und Gipfelpyramiden auf den Höhen oder Riegel in den Tälern. In jüngeren Gesteinen gibt es größere Härteunterschiede, z. B. zwischen Schiefer, Phyllit, Kalk und basischem Material. Der feste Gabbro von Jotunheimen z. B. trägt zur großen orographischen Höhe des Gebietes bei. Auch der widerständige eokambrische Quarzit und Sparagmit kann bei steiler Schichtstellung scharfe Formen erzeugen, z. B. auf Rondane.

Ein wesentliches Formenelement des norwegischen Gebirges sind weite Plateaus, die Reste der subkambrischen und paläischen Fläche. Diese Formen neben scharf abgesetzten, hochalpin gestalteten Restgebirgen bedingen die eindrucksvolle Formdiskordanz zwischen greisenhafter bis reifer und jugendlicher Landschaft.

Größten Einfluß auf die Reliefgestaltung hatte die eiszeitliche Vergletscherung, von deren Ausmaß die Intensität der glazialen Umgestaltung des Gebirges bestimmt war. Die Verhältnisse in Norwegen waren dieser Formung besonders günstig. Durch die bedeutende, vom Mitteltertiär bis zum Beginn des Pleistozäns andauernde Hebung erreichte das Gebirge große Höhen (Galdhöppigen 2468 m). Auf den weiten Plateaus konnte sich das Inlandeis entwickeln. Die hohe geographische Breite und das maritime Glazialklima unterstützen die Vereisung. Der große Temperaturunterschied zwischen dem warmen Meer und dem stark vergletscherten, quer zu den Regen- und Schneewinden streichenden, küstennahen Hochgebirge intensiviert die atmosphärische Zirkulation und bedingte hohe Niederschläge, die im Jahr bis 4500 mm erreichen konnten. Etwa 1/5 davon fiel als Regen, der Rest als Schnee. Unter solchen Umständen konnte das Inlandeis bis 3000 m mächtig werden. Es wurde meist nur von den höchsten Gebirgen überragt. Nahe der Küste durchstießen allerdings auch niedrigere Gebirge die Eisoberfläche, die sich von der Eisscheide im E rasch gegen das Nordmeer senkte. Sie lag beim schwedischen See Torneträsk E von Narvik bei 1900 m und am Ofotenfjord in 1000 m über dem Meer. Das Inlandeis erreichte wohl den Schelfrand.

Es zeigt sich, daß für die glaziale Formung neben der Eismächtigkeit auch die Fließgeschwindigkeit, das freie Fließen des Gletschers und die Lokalvergletscherung wichtig waren. Die glaziale Wirkung steigerte sich wesentlich, wenn die Fließrichtung eines Talgletschers mit jener des Inlandeises übereinstimmte, was an der W-Abdachung eines Gebirges meist der Fall war, während in E die Täler oft entgegengesetzt zum Gefälle des Inlandeises verliefen. Daher zeigen diese beiden Ge-

biete ein verschiedenes Ausmaß der Glazialerosion. Für die glaziale Rundung und Glättung von Felsoberflächen und die Ausarbeitung von Trögen ist neben den anderen Faktoren auch die Eismächtigkeit wichtig.

Die glaziale Formung des Gebirges weist folgende Elemente auf:

1. *Polierte* und *gerundete Felsflächen* treten vor allem in einheitlichem, hartem, kristallinem Gestein auf. Besonders ausgeprägt ist diese Formung, wenn die Felsplatten, Kluft- oder Bewegungsflächen parallel zu den Gehängen streichen und ein frei, rasch fließender, mächtiger Talgletscher unter dem Druck eines gleichsinnig bewegten Inlandeises arbeitet. Die Polierung und Rundung konnte sich im ausgeglichenen Seeklima z. T. sehr gut erhalten, weil die mechanische Verwitterung nicht so exzessiv war. Die besten Beispiele hierfür finden sich in Nordnorwegen. Wahrscheinlich war hier die Würmvergletscherung nicht durch Interstadiale unterbrochen und das Postglazial relativ kurz, so daß für hangaufrauhen Prozesse wenig Zeit zur Verfügung stand. (Vor 8000 Jahren lag bei Abisko noch 700 m mächtiges Eis. Der Talgletscher von Kärkevage in der Nähe dieses Ortes schwand erst vor 7000 Jahren.) Sehr gute Beispiele finden sich zwischen Mörsvik- und Aefjord SW Narvik, besonders an den Trogwänden als geschliffene Buckel im oberen und als Unterschneidungshohlkehlen im tieferen Hangteil. Oft treten spiegelglatte, völlig vegetationslose Flächen im Fels auf. Prächtig geschliffen sind die Trogwände und die oben anschließende Fjellfläche an der N-Seite des Rombaksbotn bei Narvik. Auch Karwände und Hochtrogsohlen können eine solche Glättung zeigen. In steil stehenden Gesteinsplatten im Kammbereich war die glättende Wirkung des Inlandeises gering. In tieferen Lagen hat es oft die tektonische Struktur und an Faltensättel gebundene Bergkuppen oder den Schalenbau von Granit oder Gneis herauspräpariert wie N von Bonasjön NE von Fauske. Harte Gesteinslagen wurden unter Hohlkehlenbildung in weicherem Material als Leisten herausgearbeitet, z. B. am Rücken des Hatn am Vestfjord SW der Mündung des Tysfjords.

Besonders typische Glazialformen sind die Rundhöcker, ein rhythmisches Phänomen, das auf die spezifische Bewegungsmechanik von Inlandeis oder Talgletscher zurückgeht und mit der Formung von Becken und Schwellen im Tallängsprofil verwandt ist. Eine gewisse Rolle spielt dabei auch die selektive Glazialerosion. Sie entstand hauptsächlich unter ähnlichen petrographischen Bedingungen wie gerundete Felsflächen. Besonders günstig für die Rundhöckerbildung sind horizontal oder vertikal geklüftete Gesteine oder Überfaltungsstrukturen. Da die Rundhöcker auf der Talsohle besser als auf dem Hochplateau ausgebildet sind, muß auch die Eismächtigkeit für ihre Entwicklung Bedeutung haben. An den Talhängen z. B. von Böverdalen sind sie oft trepp-

penartig übereinander angeordnet. Oft ist die Oberfläche großer Rundhöcker durch kleinere Buckel gegliedert.

2. Die Kare: Ein sehr wichtiges glaziales Formenelement, entstanden durch die Tätigkeit lokaler Talgletscher, die sich meist in den Talköpfen entwickelten, weshalb ihre Bildung durch ein stark zertaltes präglaziales Relief begünstigt wurde. Sie sind dort am typischsten, wo Nunataks möglichst durch den Gesamtverlauf jeder Eiszeit über die Oberfläche der Tal- oder Inlandvereisung aufragten, so daß die mechanische Verwitterung an den Karwänden über der Schwarz-Weißgrenze unter periglazialem, wenn auch maritim gemildertem Klimaeinfluß durch möglichst lange Perioden des Pleistozäns oder sogar ununterbrochen bis heute wirken konnte. Dies gilt besonders für Hochgebirge des W-Teiles von Innernorwegen wie Jotunheimen. Hier und im Küstengebirge entstanden durch das Andrängen der Kare gegen die Gipfel scharfe, gratförmige Zwischenkarscheiden. Solche Formen finden sich auch unter Inlandeis erhalten, wenn die Grate quer zur Eisbewegungsrichtung verlaufen.

Weiter im Inneren des Landes haben sich im Hochgebirge zwischen den Karen Reste der alten Landoberfläche erhalten wie auf Rondane und Snöhetta. Hier ist eine echte Gratbildung selten. Diese Gebirge waren lange von Inlandeis bedeckt und von vorneherein weniger zertalt. An den steilen Wänden am E-Abfall von Trolltinderne im Romsdal konnten sich keine Kare entwickeln. In E-Norwegen und im niedrigeren Küstengebirge bildeten sich typische Kare nur vor oder nach dem Inlandeisstadium jeder Vergletscherung während der Kar- und Talgletscherperiode. Oft folgen die Karwände abtauchenden Gesteinsplatten, Kluft- oder Bewegungsflächen des Gesteins.

3. Die *Trogtäler* entstanden meist aus jüngsttertiären bis unmittelbar präglazialen Taleinschnitten in das emporsteigende Gebirge, welche direkt in die paläische Fläche und nicht in einen sogenannten präglazialen Talboden eingesenkt sind. Es entwickelten sich daher im Gegensatz z. B. zu den Alpen vor allem in Landesinneren vorwiegend schulterlose Tröge. Die Trogform knüpft meist an Granit, Gneis oder kristallinen Kalk. Die Trogwände sind besonders typisch ausgeprägt, wenn sie steil abtauchenden, parallel zum Tal streichenden Gesteinsplatten oder tektonischen Flächen folgen. Die besten Beispiele für Tröge mit zusammenhängenden polierten Wänden, mit konvexem Querprofil im oberen und konkavem im unteren Hangabschnitt bestehen in Nordnorwegen unter günstigen tektonisch-petrographischen Verhältnissen und unter der Mitwirkung eines frei, rasch fließenden, mächtigen Talgletschers mit großem Sohlengefälle, das im Trogschluß bis 300 ‰ erreichen konnte und dessen Tätigkeit durch den Druck des konkordant bewegten Inlandeises gefördert wurde (Rombaksfjord bei Narvik).

Wenn nur der Talgletscher erodierte wie im unteren Romsdal, entstanden über dessen Oberfläche rauhe Felswände und scharfe Trogkanten, darunter aber gut geglättete Felsabfälle.

Für die Trogbildung stand in Norwegen jeweils fast die gesamte Vergletscherungsperiode mit Ausnahme der Kargletscherphasen zur Verfügung. Unter ungünstigen Voraussetzungen tritt die Trogform oft nur als Trogpfeiler entgegen, die aus dem Talhang vorspringen.

4. Die für das Längsprofil vergletschert gewesener Gebirgstäler typische *Abfolge von Becken und Schwellen mit Riegeln* ist besonders in den Fjordsohlen, aber auch in Tälern ausgeprägt. Sie geht auf die spezifische Mechanik einer rotierenden Gletscherbewegung zurück, worüber V. W. Lewis 1947 – 1960 Untersuchungen angestellt hat. Ich selbst habe auf dem IV. Inqua Kongreß 1953 in Rom auf die Beziehung zwischen spezifischer Bewegungsmechanik des Gletschers und der Becken- und Schwellenbildung in Tälern hingewiesen. Am Fuß einer Stufe entwickelten sich oft durch glaziale Konfluenz und Kolkwirkung besonders tiefe Becken. Weiter talaus mit verminderter Erosionskraft des Gletschers steigt die Beckensohle zur Schwelle an. In Fjorden, die parallel zur Bewegungsrichtung des Inlandeises verlaufen, ist diese Formung besonders typisch, wenn das Fjordtal weit ins Gebirge zurückgreift, so daß der Gletscher vom hohen Plateau über die steile Trogwand mit großem Gefälle herabstürzte und am Wandfuß eine intensive Kolkwirkung ermöglichte. Auch an der Einmündung von Seitengletschern konnte eine ähnliche Auskolkung auftreten. Im Sognefjord sind Konfluenzbecken bis 1300 m tief. Die Bildung von Becken kann auch durch das Auftreten weicher oder zerrütteter Gesteine begünstigt werden. Die Riegel oder Schwellen hängen mit festem Gestein, steil stehenden Platten oder Hebungsregionen zusammen. Oft knüpfen sie an zurückwandernde Gefällsteilen. Meist wirken mehrere Faktoren an der Schwellenbildung zusammen.

5. Der *Stufenbau* der norwegischen Gebirgstäler ist nicht so regelmäßig wie in den Hohen Tauern, weil die Heraushebung vielfach mehr en bloc erfolgte. Da die Entwässerung, z. B. in Jotunheimen z. T. radial angeordnet ist, schneiden die Täler oft nicht die SW streichende Hebungsachse. An den inneren Fjordwänden treten mehrfach durch glaziale Konfluenz übersteigerte viele 100 m hohe Mammutstufen auf. Die vorhandenen Talwegstufen gehen meist auf glaziale Konfluenzwirkung, z. T. auf zurückwandernde Gefällsteilen zurück. Letzteres gilt für Gebiete an der Grenze des wenig zerschnittenen Altlandes gegen eine jüngere Talgeneration. Lithologisch bedingte Stufen sind selten, da das Gestein meist sehr einförmig ist (Jotunheimen).

6. Ein charakteristischer Zug der norwegischen Gebirgslandschaft

sind *Hängetäler*. Sie entstanden im Inneren des Hochgebirges in erster Linie durch differenzierte Tiefenerosionswirkung des Eises. Dies gilt besonders für die großen Gebirgstäler, die einen eigenen Gletscher hatten, der sich gleichsinnig mit dem Inlandeis bewegte, während die kleinen Seitentäler meist keinen eigenen Gletscher besaßen oder von nur wenig bewegtem Plateaueis erfüllt waren und in ihrem Verlauf von der Bewegungsrichtung des Inlandeises abwichen. Unter solchen Umständen war die glaziale Tiefenerosion im Nebental nur gering. Es handelt sich da um breite, seicht in die paläische Fläche eingeschnittene Plateautäler, die hoch über der Haupttalsohle ausmünden (Rombaksbotn). An der westlichen Gebirgsabdachung war die paläische Fläche infolge der Nähe der marinen Erosionsbasis und der intensiven Heraushebung schon präglazial stärker zerschnitten, so daß hier die Hängetalbildung z. T. auch auf den Unterschied in der tektonischen Bewegung entgegenwirkenden fluviatilen Erosion von Haupt- und Nebenfluß zurückgeht.

Der durch die Gesamtheit der glazial geformten Reliefelemente geprägte hochalpine Formenstil des Gebirges tritt bevorzugt in tektonischen Kulminationsgebieten auf, wo steil stehende Gesteinsplatten die Bildung von zackigen Graten und scharfen Gipfeln fördern. Hier können glazial unterschliffene, überhängende Bergspitzen entstehen. Durch steile Stellung des Gesteins oder der Klufflächen intensivierete Hochgebirgsformung findet sich in Jotunheimen, am Trolltinderne im Romsdal und andeutungsweise auf Snöhetta und Rondane. Auch festes Gestein fördert die Hochgebirgsformung. Der wichtigste Faktor aber ist die Lokalvergletscherung an Nunataks, die vor dem Vorstoß und nach dem Rückzug des Inlandeises oder unter günstigen Umständen durch jede eiszeitliche Periode hindurch bis heute wirkte. Am Aefjord zeigen knapp über 1000 m hohe Berge typische Hochgebirgsformung, soweit die Gipfel über dem Inlandeis lagen. Aber auch die starke jungtertiäre Aufwölbung nahe der Hebungsachse des kaledonischen Gebirges und der marinen Erosionsbasis hat in den Küstengebirgen und in W-Jotunheimen eine intensive fluviatile Zerschneidung, die eine wichtige Voraussetzung der Lokalvergletscherung bildet, und damit die Hochgebirgsformung begünstigt. Gipfel wie Rondane oder Snöhetta, die nur eine gewisse Zeit das Inlandeis überragten und vorwiegend flache Gesteinslagerung zeigen, haben Übergangsformen von Pyramiden zu gerundeten Gipfeln.

Für die Entwicklung typischer Hochgebirgsformen müssen möglichst viele günstige Faktoren in einem wohl ausgewogenen Ausmaß zusammenwirken. In Norwegen trat zwar eine mächtige Vergletscherung auf, aber infolge der weitgehenden Inlandeisbedeckung sind Hochgebirgsformen trotz oft großer orographischer Höhe nicht allgemein ver-

breitet, sondern meist auf Nunataks beschränkt. Auf den hohen Gipfeln in Küstennähe hat auch das maritime Klima ihre Entwicklung etwas beeinträchtigt. Aber in den Tälern sind sie infolge der vereinigten Wirkung von Inlandeis und Talgletscher sehr typisch ausgeprägt.

Besonders eindrucksvoll ist die Formendiskordanz zwischen dem reifen bis greisenhaften Relief des Gebirgssockels und dem hochalpin geformten Oberbau z. B. bei Rondane. Ein sehr eigenartiger morphologischer Zug ist das Auftreten von Hochgebirgsformen in sehr niedrigen Gebirgen und ihr häufiges Fehlen bei orographisch großer Höhenlage.

Zusammenfassung

Der Bericht skizziert zunächst die geologische und morphologische Geschichte der norwegischen Gebirge und geht dann auf Grund eigener Beobachtungen auf die glazial bedingte Formgebung näher ein, wobei im besonderen Gletscherschliffe, Kare, Trogtäler, Wechsel von Becken und Schwellen, Stufenbau der Täler, Hängetäler ausführlich behandelt werden.

Summary

The report at first is concerned with the geological and morphological development of the Norwegian Mountains and then based on investigations in the field is dealing with the glaciated features at which especially striations, corries, trough shaped valleys, the sequence of basins and riseres, the stairway structure of the valleys, and hanging valleys are discussed in detail as to their development.

Bericht über die Großsprengungen im Wimberg- und Kirchenbruch (Adnet) der KIEFER Ges. m. b. H. im Oktober 1964

von

RUDOLF VOGELTANZ

Mit 2 Abb.

Einleitung

Am 5. und 6. Oktober 1964 führte die KIEFER Ges. m. b. H./Oberalm zwei Sprengungen im Wimberg- und Kirchenbruch bei Adnet durch. Um das bei derartigen Anlässen anfallende Gesteins- und Fossilma-

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen aus dem Haus der Natur Salzburg](#)

Jahr/Year: 1965

Band/Volume: [17_3](#)

Autor(en)/Author(s): Pippan Therese

Artikel/Article: [Bericht über geomorphologische Beobachtungen im norwegischen Gebirge. 36-44](#)