

Zeitschrift: Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft von Bern
Herausgeber: Geographische Gesellschaft Bern
Band: 41 (1951-1952)

Artikel: Glazial-morphologische Untersuchungen im kantabrischen Gebirge (Nordspanien)
Autor: Nussbaum, F. / Gygax, F.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-323499>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 16.05.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

GLAZIAL-MORPHOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IM KANTABRISCHEN GEBIRGE (NORDSPANIEN)

Von F. Nußbaum und F. Gyga
(Mit 14 Abbildungen)

EINFÜHRUNG

Das Kantabrische Gebirge, das sich vom Westende der Pyrenäen, das ist vom Puerto de Velate (850 m), 500 km weit westwärts bis nach Galicien, und zwar bis auf die Linie Sarria–Monforte erstreckt, läßt sich in drei große, aber nach dem geologischen Bau und der Orographie verschiedenartige Abschnitte zerlegen. Der östliche, rund 200 km lange Abschnitt, der im Westen von dem verkehrsreichen Quertal der Begaya begrenzt wird, gehört geologisch der Faltenzone der Pyrenäen an und zeichnet sich daher durch einen lebhaften Wechsel von Schiefer- und Kalkbildungen des Jura und der Kreide und von tertiären Ablagerungen aus, die alle vorwiegend WNW-Streichen aufweisen. In diesem Abschnitt besitzt das Gebirge meist Mittelgebirgsformen, wobei mehrere Kalksteingipfel mit steilen Abfällen stellenweise über die umliegenden sanfter geböschten Kämme aufragen. Aber keiner von ihnen erreicht die Höhe von 2000 m.

Der mittlere Abschnitt dagegen ist durch eine wesentlich andere Struktur, durch bedeutende Höhenentwicklung und durch zum Teil recht wilde, hochalpine Bergformen ausgezeichnet. Dieser 130 km lange Abschnitt reicht von der Quelle des Ebro bei Reinosa bis zum Puerto de Pajares (1363 m), wo der gegen N abströmende Rio Valgrande und der südostwärts abfließende Rio de Bernesga entspringen. Den beiden Quertälern dieser Flüsse folgen die wichtige Bahnlinie und die Straße Oviedo–Leon. Dieser Gebirgsabschnitt setzt sich zur Hauptsache aus steil gestellten, enggefalteten Kalkstein- und Schieferschichten, Konglomeraten sowie Quarziten des Karbons zusammen: Bildungen, die insgesamt einen großen, gegen N offenen Bogen beschreiben und die nach *Ed. Sjö* dem sogenannten Asturischen Wirbel angehören (Lit. 30).

In den Picos de Europa erreicht dieser mittlere Abschnitt mit mehreren 2500 bis 2670 m hohen, meist kahlen und steilwandigen Kalksteingipfeln ihre größte Höhe. Da in hochgelegenen karartigen Verflachungen am Fuße jener Felsgipfel noch beständig andauernde Schnee- und Firnbildungen vorkommen, lag es nahe, anzunehmen, daß dieses Massiv in der Eiszeit größere Gletscher getragen hat. Indem sich diese Annahme bestätigte, wie wir in den folgenden Zeilen darlegen werden, sind die Forscher auch zur Feststellung von diluvialen Gletscherspuren in den andern Abschnitten des Gebirges gelangt.

Der dritte und westlichste Gebirgsabschnitt, der sich vom Puerto de Pajares bis zum Galizischen Hügelland bei Monforte ausdehnt und zur Hauptsache aus altpaläozoischen Schichten aufgebaut ist, besitzt eine Länge von rund 170 km, und

seine Gipfelhöhen senken sich westwärts von 2400 bis auf 1600 m hinab. In den verschiedenen uns zur Verfügung gestandenen Karten weichen allerdings die Höhenzahlen mehrerer Gipfel, wie wir noch sehen werden, nicht unwesentlich voneinander ab. Die mit 2417 m Höhe auf neueren Karten angegebene *Pena Ubina* befindet sich inmitten einer ausgeprägten Hochgebirgslandschaft, von welcher der 1952 erschienene erste Band «España Geografía física» von *L. Sole Sabaris* auf Tafel LVI eine ausgezeichnete Ansicht vermittelt. Westlich der Einsattelung des Puerto Leitariegos ragen nur noch die Picos de Ancares um einige wenige Meter über die Höhe von 2000 m empor; sie beträgt hier nur noch 2004 m.

Westwärts von diesem letztgenannten Massiv und der Sierra del Caurel haben wir es mit einem deutlich ausgesprochenen Abfall des Gebirges nach dem vom Minho durchzogenen, aus Granit aufgebauten hügeligen Hochlande von Galicien zu tun, wo sich mehrere Bergzüge auf 800–1200 m Meereshöhe erheben. Diese Landschaft stellt nach Ansicht verschiedener Forscher eine sehr alte, wellige Rumpffläche dar, die nach ihrer Bildung im Verlaufe langer Zeiträume teils lokale, teils allgemeine Hebungen erfahren hat. Dabei soll sie sich ostwärts bis in das eben betrachtete Gebirgsland ausgedehnt haben, wofür einesteils das in diesem Gebiet ausgeprägte Gipfelniveau, andernteils die Erscheinung von tiefen, schmalen, antezedenten Talfurchen mehrerer Flüsse wie des Minho, des Rio Sil, des Rio Cabrera u. a. sprechen. Die mit den in diesem Gebiet sehr ausgeprägten, gehobenen Abtragungsflächen in Zusammenhang stehenden Erscheinungen sind 1931 von *P. Vosseler* und 1949 von *F. Hernandez-Pacheco* beschrieben und dargestellt worden (Lit. 8, 31). Um die Erforschung der Eiszeitbildungen im Kantabrischen Gebirge haben sich der spanische Geologe *F. Hernandez-Pacheco* und die deutschen Forscher *Hugo Obermaier* und *R. Stickel* verdient gemacht.

Nachdem bereits im Jahre 1911 *J. M. Carballo* auf das Vorkommen glazialer Ablagerungen in den Picos de Europa hingewiesen hatte, konnte 1913 *F. Hernandez-Pacheco* das Vorkommen diluvialer Moränen und glazial bearbeiteter Felsformen nachweisen. Ebenso erkannte der gleiche Gelehrte im Bereiche des Puerto de Leitariegos alte Gletscherspuren, und er kam zum Schluß, daß offenbar die ganze Kantabrische Cordillere während der Eiszeit Gletscher getragen habe (Lit. 4, 10).

1914 unterzog *Hugo Obermaier* das Massiv der Picos de Europa einer eingehenden Untersuchung nach den Spuren diluvialer Gletscher, und er stellte fest, daß in einigen Tälern durch ausgeprägte Endmoränen gekennzeichnete Gletscher von 8–10 km Länge lagen und teilweise bis auf 700 und 300 m Meereshöhe hinab reichten. Nach dem genannten Verfasser sollte damals die Schneegrenze hier in 1400 bis 1500 m Höhe gelegen haben (Lit. 22).

Im Laufe der folgenden Jahre wurden auch in verschiedenen andern Gebirgsmassiven der Pyrenäenhalbinsel Untersuchungen nach Eiszeitspuren angestellt, und bereits 1921 vermochte *Hugo Obermaier* hierüber zusammenfassend zu berichten (Pet. Mittl.).

Im Jahre 1928 veröffentlichte *R. Stichel* zahlreiche Beobachtungen über Eiszeitbildungen aus verschiedenen Talgebieten des Kantabrischen Gebirges; auf seine Angaben werden wir im einzelnen noch zu sprechen kommen (Lit. 29).

Nachdem *F. Hernandez-Pacheco* noch auf eiszeitliche Ablagerungen in der südlich des Rio Sil gelegenen Gruppe der Sa. Queijo hingewiesen hatte, bereicherte er 1944 die Wissenschaft mit einer monographischen Darstellung der Geologie und Morphologie der Gebirgsgruppe, der Cordillera Iberica, die sich westlich von Reinosa erhebt, wobei auch die eiszeitliche Vergletscherung eine eingehende Würdigung erfuhr (Lit. 10).

H. Obermaier hatte darauf hingewiesen, daß die eiszeitliche Schneegrenze von den küstennahen Gebirgen nach dem Landinnern ansteige; er zeigte dies in einem N-S-Profil von den Picos de Europa nach der Sierra de Guadarrama und von da bis zur Sierra Nevada. Ein westöstlich gezeichnetes Profil geht von der Sierra Estrella nach der Sierra de Gredos und der Sierra de Guadarrama. Nach diesem letzteren Profil steigt die Schneegrenze, die im W in 1400 m liegt, ostwärts bis auf 2100 m an (Lit. 23). Dagegen war es bisher nicht möglich gewesen, das Absinken der diluvialen Schneegrenze im Kantabrischen Gebirge in westlicher Richtung nachzuweisen, obwohl auch in den westlich der Picos de Europa aufragenden Gebirgsgruppen, wie wir bereits hörten, verschiedene Beobachtungen über Eiszeitspuren vorliegen; aber es fehlte bisher an einer entsprechenden kartographischen Darstellung und an einschlägigen Höhenangaben.

Nachdem Prof. Gygax bereits 1948 glazial-morphologische Beobachtungen im westlichen Teil des Kantabrischen Gebirges gemacht hatte, die zu weiteren Untersuchungen führen sollten, kamen die beiden Verfasser überein, im Sommer 1949 gemeinsam das genannte Gebirge zu bereisen und soweit als möglich vorhandene Lücken auszufüllen, insbesondere die Spuren eiszeitlicher Gletscher bis zum W-Ende der Gebirgszone zu verfolgen*.

Um dieses Ziel zu erreichen, entschlossen sie sich, vorerst auf einer mittels Auto durchgeführten Reise die gesamte nördliche Küstenzone zu durchqueren, um sich auch dort eine Vorstellung von morphologischen Erscheinungen zu verschaffen, die möglicherweise mit Vorgängen des Eiszeitalters in Beziehung gebracht werden könnten.

MORPHOLOGISCHE BEOBACHTUNGEN IN DER KÜSTEN- ZONE NORDSPANIENS

Wie aus jeder Übersichtskarte ersichtlich ist, verläuft der Hauptkamm des Kantabrischen Gebirges in ungefähr ost-westlicher Richtung der Nordküste entlang; je-

* Die Ausführung dieser Untersuchung wurde uns durch die finanzielle Unterstützung der Stiftung für die wissenschaftliche Forschung an der Universität Bern ermöglicht, wofür wir hiermit unseren aufrichtigen Dank aussprechen.

Die Verfasser

doch nimmt seine Entfernung von der Küste, die in der geographischen Länge von Santander ca. 50 km beträgt, nach W hin etwas zu, nämlich 60 km unter 6° w.L. und 90 km unter dem 7. Grad, der über den Sattel von Piedrafita verläuft. Zufolge dieser relativ kurzen Distanz zwischen Gebirgskamm und Meeresufer haben sich die meist wasserreichen Flüsse der Nordabdachung ganz allgemein tiefe und schmale Täler in das Gebirge eingeschnitten, und diese Talfurchen weisen überall sehr steile Oberlaufstrecken auf. Diese Erscheinungen treten uns namentlich in den Tälern der R. Besaya, R. Nansa, R. Cares, R. de Sella, R. Nalon, R. Valgrande, R. Piguena, R. Narcea, des R. Navia und ihrer größeren Zuflüsse entgegen.

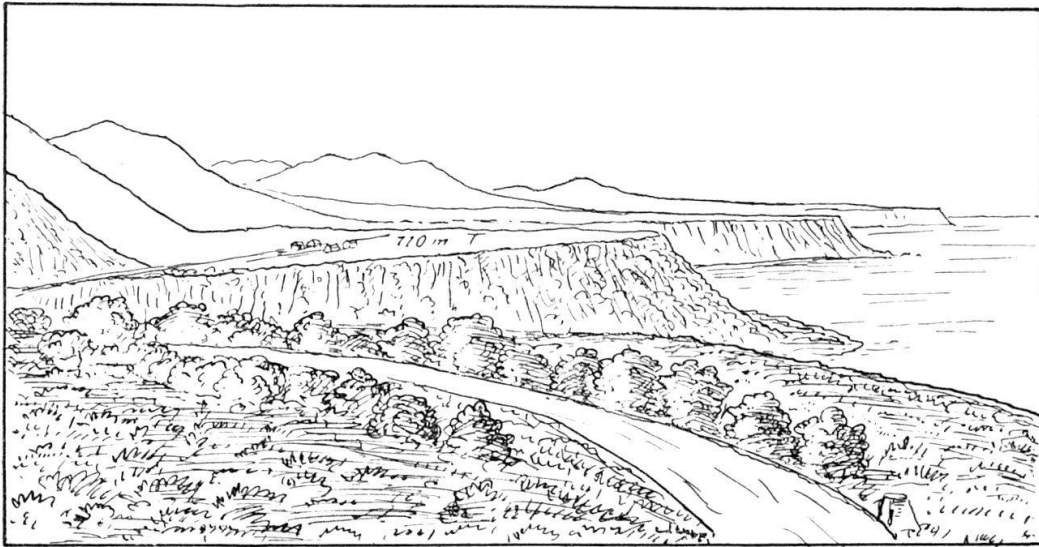


Fig. 1. Terrassenlandschaft bei Luearca an der Nordküste Spaniens.

Eigentümlicherweise münden die meisten dieser Flüsse in fjordartige Buchten ein, Rias genannt, deren Vorkommen man durch eine relativ junge Senkung des Landes zu erklären gesucht hat. Sie haben zu zahlreichen günstigen Hafenorten Anlaß gegeben.

Die vorherrschend westwärts gerichtete Küste Nordspaniens, die sich zwischen San Sebastian und Ortiuguera auf eine Länge von 360 km hin erstreckt, ist auf der ganzen Ausdehnung eine von den erwähnten Rias unterbrochene Steilküste, die den Außenrand einer relativ schmalen Fußzone des Kantabrischen Gebirges bildet. Diese Zone besitzt im Gebiet zwischen San Sebastian und Bilbao noch gebirgigen Charakter, indem bis gegen 1000 m hohe Erhebungen ganz nahe an die Küste reichen, während weiter westwärts, bis nach Llanes, die Landschaft niedriger, hügeliger wird. Die Steilküste wird weithin durch langgezogene, abgeflachte Hügelläuge aus härterem Gestein gebildet; auf ihrer Innenseite treten vielfach weichere Schichten auf, wo die Hänge weniger steil geböscht sind und die große Straße regelmäßig zwischen zwei Quertälern in schwachen Windungen hinauf- und hinab-

führt. Erst westlich von Llanes, namentlich in der Umgebung von Gijón und weiter westwärts, nimmt die genannte Zone ausgesprochen Terrassencharakter an.

Diese Unterschiede der Bodengestaltung hängen ohne Zweifel mit der verschiedenartigen geologischen Struktur und den durch sie bedingten Abtragungsvorgängen zusammen. Östlich von Llanes macht sich noch die tertiäre Faltung der Pyrenäen mit ihrem lebhaften Wechsel westöstlich streichender Kalksteine und Schiefer geltend, deren Lagerungsverhältnisse von französischen, spanischen und deutschen Geologen untersucht, jedoch in recht verschiedener Weise kommentiert worden sind (Lit. 2, 12, 13). Weiter westlich jedoch, wo das Land vorherr-

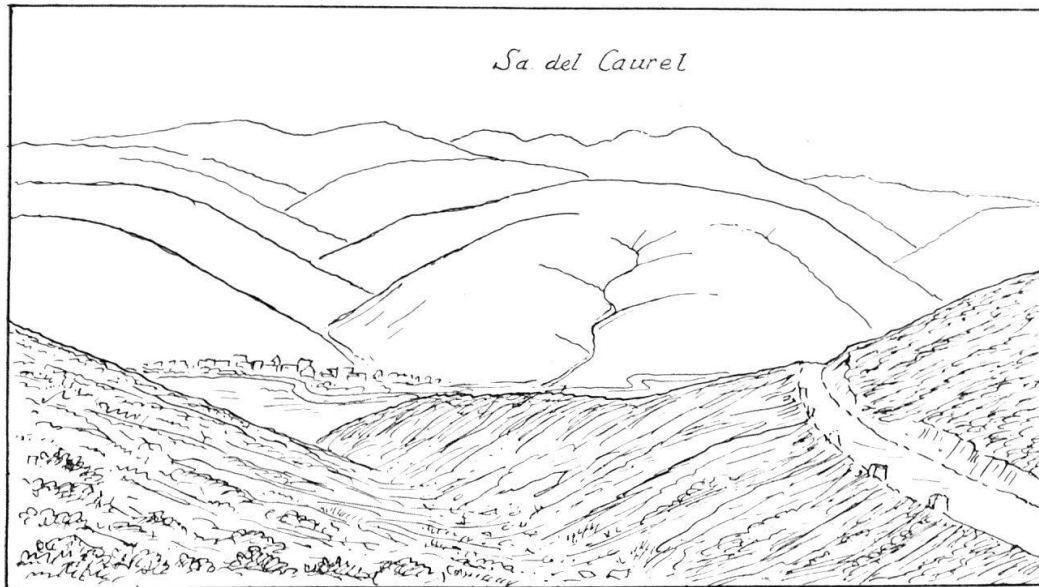


Fig. 2. Blick auf die Sierra del Caurel und das Dorf Quiroga am Rio Sil, von S. gesehen.

schend aus paläozoischen Gesteinen besteht, die in nordsüdlicher Richtung streichen und sehr intensiv gefaltet sind, treten uns Abrasionsterrassen in verschiedener Stufung und Höhe entgegen. Es lassen sich nach den Untersuchungen von *J.G. de Llarena* und *J. Rojo* Terrassenflächen in 50–60, 100–120 m erkennen, die an einigen Orten von abgeflachten Erhebungen von 190–200 m Höhe überragt werden. Alle diese Formen sollen durch Abrasionsvorgänge zu einer Zeit entstanden sein, als das Land entsprechend tiefer oder der Meeresspiegel höher lag. Angesichts der großen Höhenlage von 120 und 190–200 m sind frühere Senkungen und Hebungen des Landes als wahrscheinlicher anzunehmen als Bewegungen des Meeresspiegels. Von den Forschern werden die höchsten dieser Terrassen den jüngeren Epochen der Tertiärzeit, die tieferen der Quartärzeit zugewiesen, entsprechend den Annahmen *Depérets* für die Entstehung der von ihm an den Küsten des westlichen Mittelmeeres nachgewiesenen Terrassen (Lit. Bull. Soc. Géol. Fr. 1884).

Außer den oben angegebenen Abrasionsterrassen werden von den spanischen Forschern in der Umgebung von Oriambre östlich von Llanes noch niedrige Auf-

schüttungsterrassen von 10–20 m Höhe beschrieben. Sie befinden sich in unmittelbarer Nähe von Flußmündungen, mit denen sie offenbar in Zusammenhang stehen. Nach ihrer Ablagerung muß sich das Küstengebiet um 40–50 m gehoben und damit die Bedingungen zu erneutem Eintiefen der Flüsse gegeben haben. Daraufhin erfolgte eine leichte allgemeine Senkung, welcher zufolge das Meer fjordartig in diese Flußmündungen eindrang.

In der Umgebung von Gijon und weiter westwärts sind 60–120 m hohe Abrasionsterrassen in schöner Breitenentwicklung anzutreffen. Besonders eindeutig und klar ist die 110–120 m hohe Terrasse zu erkennen, die sich, wie unsere Figur 1 zeigt, zwischen Luarca und Castropol hinzieht; ohne von tieferen jüngeren Verflachungen begleitet zu sein, fällt ihr Nordrand unvermittelt und steil zum Meeresspiegel ab. Zwischen den beiden genannten Orten erfährt sie nur durch das Rias der Navia eine größere Unterbrechung.

Von Castropol weg führte unser Weg südwärts durch das anfangs ziemlich breite, bald aber ganz schmale, gewundene Erosionstal des Eo nach der welligen Hochebene von Galicien hinauf, die vom Minho in südwärts gerichtetem Lauf durchzogen wird. Ihre mittlere Höhe beträgt 500–600 m.

BEOBACHTUNGEN IM GEBIET DES RIO SIL UND DES RIO NARCEA

Hier am W-Ende des Gebirges angelangt, haben wir unsere Untersuchungen begonnen und vorerst von der alten Römerstadt *Lugo* aus mehrere Vorstöße nach den verschiedenen benachbarten Berggruppen unternommen, mit dem Ergebnis, daß die 1200–1500 m hohen Berge, die sich westlich der Linie Navia–Fonsagrada–Sarria–Monforte erheben, keine Gletscherspuren aufweisen.

Auf einer unserer Autofahrten in Galicien, auf der wir von Lugo aus südwärts nach Orense und von hier in östlicher Richtung nach Quirigo gelangten, lernten wir auch die imposanten Schluchtentäler des Minho und des Rio Sil kennen, die in der Umgebung der Vereinigung der beiden Flüsse bei San Esteban del Sil gegen 500 m tief in die gehobene Rumpffläche eingeschnitten sind. Offenbar handelt es sich hier um großartige Beispiele antezedenter Talbildung. Diese eindrucksvollen Landschaften sind von F. Hernandez-Pacheco sehr anschaulich dargestellt und geschildert worden (Lit. 8).

Die westlichste Gebirgsgruppe, die ehemals vergletschert war, ist die Sierra del Caurel, die sich nördlich vom Rio Sil bis zum Puerto de Piedrafita erstreckt. Sie besteht aus 2–3 parallel zueinander verlaufenden SW streichenden Bergketten, von denen die mittlere den höchsten Gipfel trägt, den Pico de Pajaro. Seine Höhe ist jedoch auf verschiedenen Karten ungleich angegeben; auf der Michelinkarte mit 1942 m, während Stieler und Perthes 1624 m und *Vidal Box* 1616 m zeigen. Die

Sierra del Caurel weist, abgesehen von der Hauptgipfelzone, durchwegs Mittelgebirgsformen auf, welche durch die abtragenden Kräfte aus der bereits angeführten gehobenen Rumpffläche herausgearbeitet worden sind. In diese alte Abtragungsfläche, die sich weiter südwärts verfolgen läßt, hat sich der Rio Sil oberhalb Quiroga ein tiefes, schmales und gewundenes Tal eingeschnitten (siehe Fig. 2).

Von dem am Rio Sil gelegenen Dorfe Quiroga aus gelangten wir durch ein schmales V-Tal aufwärts nach der in 1060 m Höhe gelegenen Antimonmine von Villarbacu. Oberhalb dieser Örtlichkeit weist die Landschaft glaziale Züge auf. Über breite, von Lokalmoränen überdeckte Hänge steigt man zu deutlichen Kar-

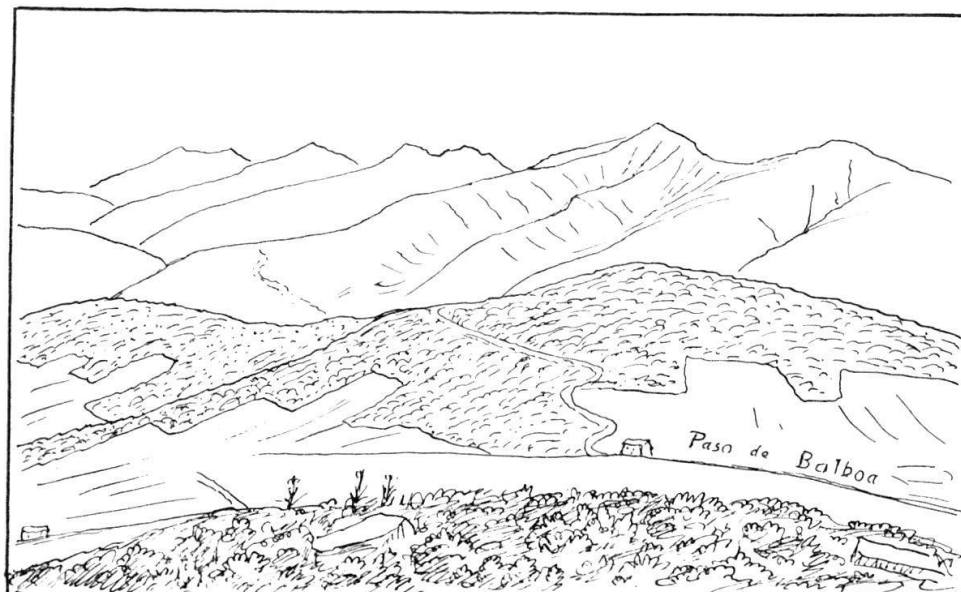


Fig. 3. Die Sierra de Picos de Ancares von SW gesehen.

böden auf, die in 1400–1450 m Höhe liegen. Auch diese weisen deutliche Moränenwälle auf. Die untersten Moränen, die von zwei Lokalgletschern herrühren, reichen bis auf 1180 m hinab. Bei diesem Gletscherstand dürfte die Schneegrenze in 1400–1450 m Höhe gelegen haben. Auch auf der NW-Seite des Pico de Pajaro stellten wir zwei deutliche Kare mit Moränenbildungen in ungefähr gleicher Höhenlage fest.

Nördlich des Puerto de Piedrafita, der mit nur 1123 m Höhe einen bequemen Übergang zwischen Galicien und der ausgedehnten, gut besiedelten Beckenlandschaft des Bierzo am Mittellauf des Rio Sil darstellt, erhebt sich das Gebirge zunächst in einer NO gerichteten, 25 km langen Kette, genannt die Sierra de Picos de Ancares. Der höchste Gipfel ist die bereits früher genannte Peña Cuino mit 2004 m. Von einer dem oben genannten Passe benachbarten Anhöhe aus bieten sich diese Picos als eine Reihe von deutlich zugespitzten, aber fast gleich hohen Gipfeln dar, über welche offenbar die ehemalige Rumpffläche gelegen hat. Diese Gipfel fallen zu steilen Erosionstrichtern und zu Karen ab, von denen einige eis-

zeitliche Moränen aufweisen. Wir fanden solche nördlich von Balbao in 1240 m; dementsprechend dürfte die Schneegrenze hier in 1500–1550 m Höhe gelegen haben (siehe Fig. 3).

Östlich der Sierra de Picos de Ancares bleibt der Hauptkamm des Gebirges auf eine Erstreckung von 60 km in 1900–2200 m Höhe. Der höchste Gipfel auf dieser Strecke ist die auf den meisten Karten angegebene Peña Rubia mit 2190 m. Sie sendet einen westlichen Ausläufer nach der in 1500 m Höhe mit guter Paßstraße versehenen Einsattelung des Puerto de Leitariegos.

Es darf hier nochmals auf die Unsicherheit in den Angaben von Höhenzahlen auf gegenwärtig gebräuchlichen Karten hingewiesen werden; wir erwähnen unter diesen sowohl die Atlaskarten von Andree und Stieler wie auch die Reisekarte in Baedekers Handbuch und die Carte Michelin. In diesen Karten werden u. a. die Höhenlagen dreier von uns besuchter Orte wie folgt angegeben:

Autor	Puerto de Leitariegos	Peña Rubia	Peña Ubina
A. Andree	1518 m	2487 m	2417 m
B. Stieler	1201 m	1930 m	2302 m
C. Baedeker	1301 m	1930 m	2300 m
D. Michelin	1521 m	—	2416 m

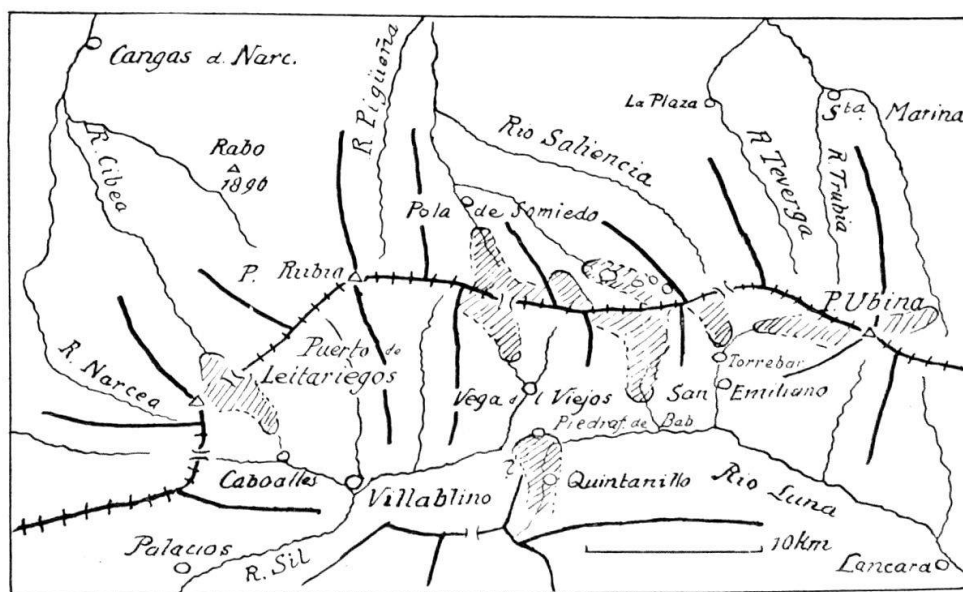


Fig. 4. Quellgebiete des Rio Sil und des Rio Luna mit Eiszeitgletschern.

Auf der W-Seite des Puerto de Leitariegos erhebt sich eine glazial geformte Hanggruppe, deren Gipfel, der Cueto Arbas, nach unserer Aneroidablesung gegen 1990 m hoch ist. Am östlichen Abhang dieser Berggruppe befinden sich zwei Kare, von denen das eine als Treppenkar in zwei Stufen abfällt. Die obere Stufe zeigt in 1740 m einen sumpfigen Boden, während die untere in 1660 m einen von gut entwickelter Endmoräne und von Felsrundbuckeln abgeschlossenen See birgt.

Dieser See ist in der von Dr. Stickel verfaßten Abhandlung abgebildet. Nach dem genannten Verfasser sind auf der S-Seite des Puerto de Leitariegos Gletscherspuuren bis auf 1320 m hinab verfolgbar. Wir fanden hier frische Moränen in bedeutender Mächtigkeit vor. Weiter abwärts hat sich der Bach in Bergsturzschnitt eingeschnitten. In 1180 m sieht man zwei Felsrundbuckel; hier beginnt eine steilere Talstrecke, die von der Straße in mehreren Windungen überwunden wird; an einer solchen Biegung ist in 1120 m geröllreiche Moräne mit gekritzten Geschieben aufgeschlossen. Demnach besaß der Leitariegosgletscher eine Ausdehnung von 5–6 km, was bei einer Schneegrenze von ca. 1500–1600 m möglich war.

Der von dem genannten Paß abfließende Bach mündet in ca. 1050 m Meereshöhe in eine westöstlich gerichtete Längstalung ein, die sich auf eine bedeutende Erstreckung hin verfolgen läßt. Sie ist bereits im Quellgebiet des Rio Hias, eines östlichen Zuflusses des Rio Navia, vorhanden. Sie setzt sich ostwärts über den Puerto Cerrada fort, wo wir in 1340 m ebenfalls Lokalgletscherablagerungen vorfanden. Von hier zieht sich die Längstalung weiter ostwärts über Villablino vorerst 20 km weit bis zur Wasserscheide zwischen Rio Sil und Luna hin. Von da an folgt ihr der Oberlauf des Rio Luna auf einer Strecke von weiteren 20 km in östlicher Richtung, und zwar in auffallend breitem, schwach abfallendem Talzug. Wo sich der Bach von Leitariegos und der Rio Sil vereinigen, liegt auf deutlich ausgesprochener Terrasse in 1000 m die größte Ortschaft dieser Gegend: Villablino. Eine gleiche Lage besitzen westlich davon die Dörfer Villager und Caboalles. Die Bewohner dieser Ortschaften beschäftigen sich zur Hauptsache mit Kohlenbergbau. Die erwähnte Terrasse wird von sehr groben Geröllablagerungen gebildet, die Anzeichen starker Verwitterung aufweisen. Sie stammen aus den benachbarten Bergtälern und sind wahrscheinlich schon in der vorletzten Eiszeit entstanden. Die gleiche Terrasse setzt sich ostwärts von Villablino bis zum Dorf Rio Scuro fort; in sie haben der Rio Sil und andere Bäche schmale Furchen eingefressen.

Ähnlich wie der Bach von Leitariegos tritt auch der Rio Sil von Norden her in die genannte Längstalung ein, und zwar ist dies ungefähr 5 km östlich von Villablino der Fall. Hier hat sich der Fluß eine tiefe Schlucht in den 1250–1270 m hochgelegenen Talboden eingeschnitten, mit welchem das auffallend breite und sanft ostwärts abfallende Längstal des Rio Luna beginnt. Das starke Einschneiden des Sil-Flusses ist naturgemäß durch das große Gefälle von 60‰ auf der 5 km langen Strecke bis Villablino bedingt. Offenbar liegt hier beim Rio Sil ein Fall von kräftig wirkender rückschreitender Erosion vor, wodurch der oberste Abschnitt des Rio Luna angezapft und gegen W abgelenkt worden ist. Etwa 2 km östlich von der genannten schluchtartigen Umbiegung des Rio Sil liegt auf der breiten Längstalung in 1280 m das Dorf Piedrafita de Babio.

Beim Niederschreiben vorliegender Zeilen ist uns die von *Vidal Box* verfaßte geologische und morphologische Studie über das eben besprochene obere Flußgebiet des Rio Sil zu Gesicht gekommen, in welcher der Verfasser zunächst die An-

lage der erwähnten Längstalung, die sich bis nach dem Oberlauf des Rio Luna fortsetzt, auf eine ausgeprägte, westöstliche Verwerfung zurückführen möchte (Lit. 3 a). Die südlich der genannten Talung aufragende Gebirgszone besteht aus Schiefern des Silurs, die am Rio Sil unmittelbar an südwärts einfallende, flözreiche Karbonschichten stoßen, die ihrerseits diskordant dem Kambrium aufgelagert sind.

Ausführlich äußert sich sodann Vidal Box über die von uns oben erwähnte Anzapfung des obersten Rio Luna durch den kräftig rückwärts eingeschnittenen Rio Sil, welcher Fall zwischen Villablino und Piedrafita de Babia in seltener Klarheit



Fig. 5. Blick auf die Peña Ubina, 2417 m, von W gesehen.

zutage tritt. Nun glaubt der genannte spanische Verfasser, daß auch der westlich von Villablino gelegene Oberlauf des Rio Sil ehemals dem Rio Luna angehört habe und im Laufe der Zeit vom Rio Sil angezapft worden sei. Wir haben Bedenken, dieser Auffassung zuzustimmen, weil westlich von Villablino die entsprechenden Terrassen fehlen. Selbst diejenige, auf der Villablino liegt, ist eine Aufschüttungsterrasse, und zwar, wie auch Vidal Box zugibt, fluvioglazialer Entstehung.

Als Ursache des erneuten starken Einschneidens des Rio Sil nimmt der spanische Geologe eine östlich Villablino erfolgte Hebung des Gebirgsblockes an. Allein auch mit dieser Erklärung vermögen wir uns nicht zu befreunden, sondern sind der Auffassung, daß hierbei in erster Linie, wie uns aus andern Beispielen bekannt ist, die ungleiche Lage der Erosionsbasis der beiden in Betracht fallenden Flüsse als Ursache anzusehen ist. Wir stellen diesbezüglich vom Rio Sil fest, daß sein Wasserspiegel bei der Lauflänge von 124 km, von der Quelle an gerechnet, bei Rua in 317 m, und östlich von Orense, beim Zusammenfluß mit dem Minho, nach zurückgelegtem Lauf von 184 km noch 120 m über Meer liegt. Im Gegensatz

dazu besitzt der Rio Luna ein bedeutend schwächeres Gefälle; nach Zurücklegung eines 140 km langen Laufes liegt er bei der Einmündung in den Rio Esla bei Benavente noch in 729 m Meereshöhe. Dieser größere Fluß erreicht nach 60 km den Duero in 591 m Höhe. Und dieser Strom hat von dem Zusammenfluß mit dem Rio Esla an noch 345 km zurückzulegen, während der Minho bei dem oben genannten Ort Orense nur noch 140 km vom Meere entfernt ist.

Als Ursache der Neubelebung der Tiefenerosion des Rio Sil oberhalb von Villablino dürfte ferner die seit der jüngeren Tertiärzeit eingetretene Hebung der nördlichen Küstenzone und der südlich benachbarten Region des Kantabrischen Gebirges in Betracht fallen, von der bereits oben die Rede gewesen ist. Dabei fällt wesentlich noch ins Gewicht, daß es die bedeutend kürzeren Flüsse sind, die in ihrem steileren Oberlauf kräftig zu erodieren vermögen.

Durchaus ähnliche Verhältnisse treten uns in zwei seit längerer Zeit bekannten Beispielen entgegen, nämlich bei der Maira im Bergell, von der behauptet wird, daß sie den Oberlauf des Inn abgezapft habe, sowie bei der Wutach, bei welcher der Anzapfungsvorgang ganz besonders klar zu erkennen ist. Auch hier liegt die Ursache des Vorganges in der ungleichen Höhe der Erosionsbasis zwischen zwei Flüssen; von diesen hatte sich die Aitrach als Zufluß der durch einen sehr langen Lauf gekennzeichneten Donau ihr Tal nicht so stark einzutiefen vermocht wie die Wutach als Zufluß des Rheins, dessen Spiegel sich bei der Mündung der Wutach in 320 m befindet, während sich die heutige Aitrach in 650 m Meereshöhe in die Donau ergießt. (Eine ausführliche Darstellung des Wutachproblems hat *C. Greiner* verfaßt, Bad. Geograph. Abh., Freiburg i. Br. 1937.)

Die oberste Laufstrecke des Rio Sil vom Hauptkamm bis zur Einbiegung in das erwähnte Längstal beträgt 8 km. Ein rechtseitiger Quellbach fließt vom 1460 m hohen Puerto de Santa Maria herunter. Östlich von dieser Einsattelung erhebt sich bis zum Puerto Ventano der 1900–2000 m hohe Hauptkamm als Sierra Camayor. Diese grenzt das nördlich davon gelegene, an Bergseen reiche Tal von Somiedo ab. Von diesem Kamm stiegen aus mehreren Karen Gletscherzungen zu Tal, deren Spuren bereits von *F. Hernandez-Pacheco* und *Dr. Stickel* festgestellt worden sind (Lit. 10, 29). Mächtige Moränen umwallen im Tal von Somiedo Bergseen in 1450 und 1500 m. Auffallend tief hinab reichen Moränen auf der Nordseite des Hauptkammes im Einzugsgebiet des nach N abfließenden Rio Somiedo, eines Quellflusses des Rio Narcea. Vom Puerto Santa Maria fällt das Hochtal steil und stufenförmig ab, Treppenkarre und Trogformen bildend. Wir konnten dort gutentwickelte Moränen in 1100 und in 920 m in der Nähe des kleinen Bergdorfes Caunedas feststellen. Sie gehören ohne Zweifel der letzten Eiszeit an. Älter erschienen uns die von Gehängeschutt überdeckten Moränen in ca. 700 m, die wir unterhalb Pola de Somiedo wahrnahmen. Der bis hier reichende Gletscher dürfte eine Länge von 10 km gehabt haben. Für den bei Caunedas endenden Gletscher ergibt sich eine Schneegrenze von 1500–1550 m.

Im Gegensatz zur N-Seite des Hauptkammes sind die Täler auf dessen S-Seite im Bereiche des Rio Luna nur wenig stark vertieft und haben ein geringes Gefälle. So führen von der genannten Hauptkette zwei relativ breite Hochtäler zum Längstal des Rio Luna herab, dasjenige von Emiliano und das von Vega de Vieja. In diesen beiden gegen 8 km langen Tälern finden wir, wie bereits *R. Stickel* festgestellt hat, in den oberen 4 km typische glaziale Formen, wie Becken, Rundbuckel und gut entwickelte Moränen lokaler Gletscher, die bis 1260 m herabreichen. Bei Vega de Viejo ist eine aus löcheriger Nagelfluh bestehende Terrasse vorhanden, die man als fluvioglaziale Bildung ansehen darf.

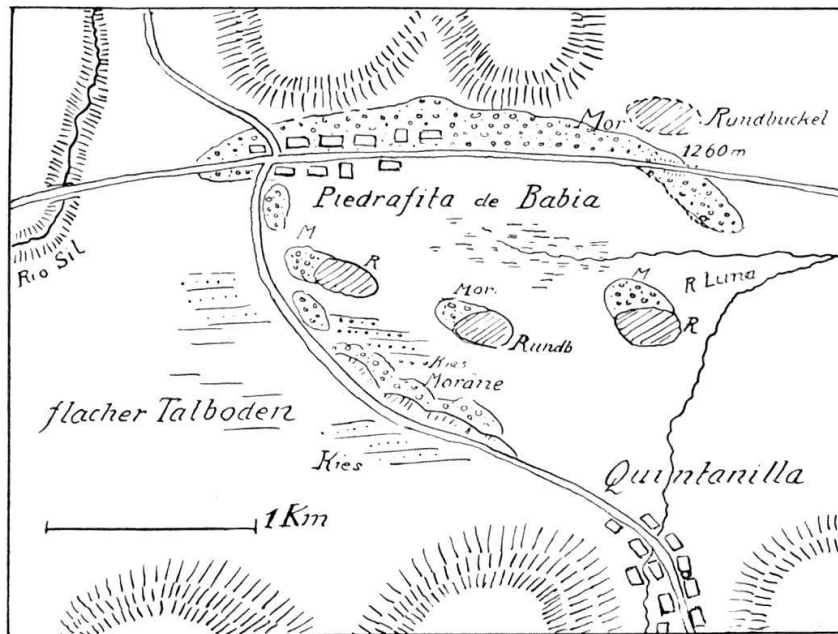


Fig. 6. Das Endmoränengebiet von Piedrafita de Babia.

Von dem in 1460 m Höhe gelegenen Puerto Ventano bietet sich ein prächtiger Blick auf die aus steilen Kalkschichten aufgebaute, hochgebirgsartige Gruppe der 2417 m hohen Peña Ubina, von welcher zwei deutliche Trogtäler westwärts herabführen (siehe Fig. 5). Unweit ihrer Einmündung in das Haupttal sind bei Torre Barrio Moränen und Rundbuckel sichtbar. Von dem genannten Passe erblickt man ferner auf der N-Seite des nächsten westlichen Gipfels deutliche Endmoränen eines ehemaligen Hängegletschers, dessen Zunge bis 1350 m herabgereicht hat. Offenbar handelt es sich um ein Rückzugsstadium eines ehemals größeren Gletschers.

Sehr bemerkenswert sind sodann glaziale Formen und Ablagerungen in der unmittelbaren Nähe des Dorfes Piedrafita de Babia (vgl. Fig. 6). Ein Teil der Häuser dieser Ortschaft steht auf einem breiten Wall von kiesiger Moräne, gekennzeichnet durch rundliche und kantige Gerölle und durch gekritzte Geschiebe. Der Wall bildet einen flachen, nach S offenen Bogen, und innerhalb desselben dehnt sich eine durch mehrere niedrige Hügel belebte Talebene bis zum Dorf Quintanilla aus.

Diese Hügel sind teils Moränen, teils Felsrundbuckel mit angelagertem Gletscherschutt. Ohne Zweifel liegt hier die Endmoränenlandschaft eines Gletschers vor, der unseres Erachtens von S aus dem benachbarten Gebirgsmassiv gekommen sein dürfte, an dessen Fuß das eben erwähnte Dorf liegt. In seiner oben angeführten Studie hat *Vidal Box* die Ablagerung von Piedrafita ebenfalls als glaziale Bildung geschildert, die er einem vom Hauptkamme herrührenden Gletscher zuschreiben möchte (Lit. 3).

BEOBACHTUNGEN IN DEN TÄLERN DES RIO BERNESGA, RIO TORIO UND RIO PORMA

Das Tal des Rio Valgrande, das sich südlich von Oviedo mit dem des Rio Nalon vereinigt, steigt von N her mit ausgeglichenem Gefälle gegen den Hauptkamm an, an dessen N-Abfall es tief eingeschnitten ist, so daß die über dem Puerto de Pajares führenden Wege, Straße und Bahnlinie, die Höhe von 1364 m erst mittels der Anlage von vielen Kehren und Windungen zu erreichen vermögen. Von der genannten Paßhöhe an fällt aber das nun einsetzende Tal des Rio Bernesga mit schwachem Gefälle südwärts und durchquert dabei mehrere westöstlich streichende karbonische Schiefer- und Kalkzonen, in letzteren ausgesprochene Klusen bildend. Ebenso ausgeprägt ist der Wechsel von Talengen und Talweitungen in den andern vom Hauptkamm in südlicher Richtung mit schwachem Gefälle nach der Hochebene von Leon gerichteten Tälern, so in denen des Rio Torio, des Rio Porma und des Rio Esla, deren gut ausgeglichenes, aber auffallend schwaches Gefälle wie beim Rio Luna auf die sehr große Lauflänge im Landesinnern zurückzuführen ist. Eindrucksvoll und morphologisch sehr bemerkenswert sind die innerhalb der Ge-

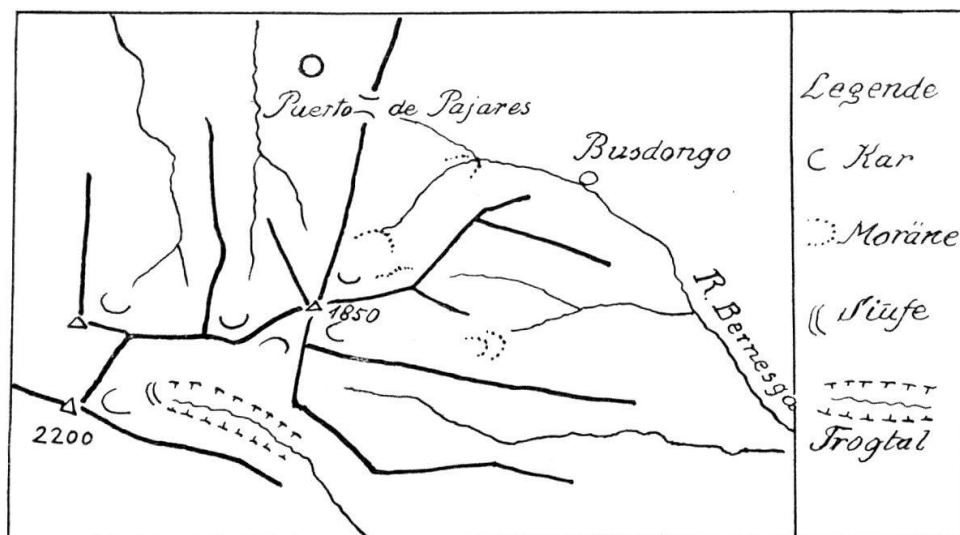


Fig. 7. Kartenskizze des Valgrande-Massivs mit Eiszeitspuren, gezeichnet von F. Gyax.

birgszone häufigen Schluchten, Hoces genannt, die quer durch die aus senkrechten Schichten bestehenden Kalkzüge eingeschnitten sind, wie zum Beispiel die Hoces von Vegacera und von Noceda. Diese Engen wechseln mit besiedelten Talweitungungen, die im Bereiche schieferiger Gesteinszonen liegen (vgl. Karte Fig. 9).

Im Einzugsgebiet der genannten Flüsse finden sich deutliche Spuren eiszeitlicher Lokalvergletscherung, Moränen, Rundbuckel, Kare und trogförmige Hochtäler.

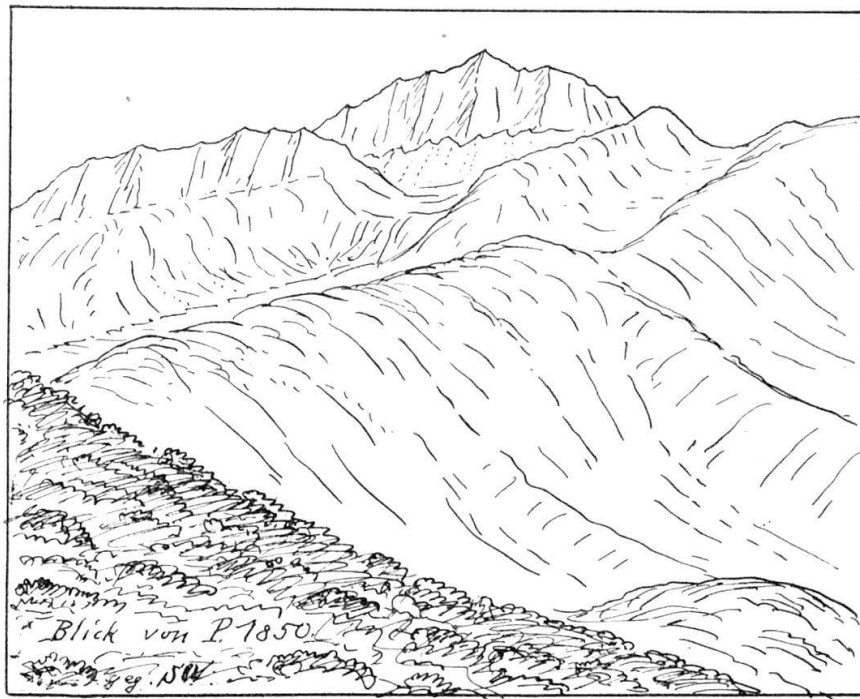


Fig. 8. Das Massiv des Monte Valgrande mit charakteristischen Eiszeitformen.

Schon wenige Kilometer unterhalb der Paßhöhe von Pajares ist bei Arbas, wie bereits *R. Stickle* beobachtet hat, eine typische Moräne in einem größeren Aufschluß sichtbar. Der entsprechende kleine Gletscher, der hier bis 1260 m herabreichte, stieg in einem trogförmigen Tal von dem aus Quarzsandsteinen aufgebauten Berg Rücken herab, der sich südlich von Arbas bis 1850 m erhebt und an dessen N-Hang ein zweites Gletschertal mit Kar und hufeisenförmigen Rückzugsmoränen angelegt ist. Die Schneegrenze dieser Lokalgletscher lag in 1550–1600 m. Von diesem Quarzsandsteinrücken aus erblickt man in ungefähr 3 km Entfernung gegen SW den kahlen, kühn aufragenden Kalkgipfel des Monte Valgrande, an dessen N-Hang ein steiles Kar zu sehen ist. Der hier ehemals entstandene Gletscher bewegte sich über eine hohe Felsstufe in ein trogförmiges, nach O gerichtetes Tal hinab (siehe Fig. 7, 8).

Besser entwickelt als im Tal des Rio Bernesga sind Gletscherspuren in den Einzugsgebieten des Rio Torio, des Rio Porma und Rio Esla. In den Hochtälern der drei Quellflüsse des Rio Torio lagen kleine Gletscher, die in der Nähe ihrer Verei-

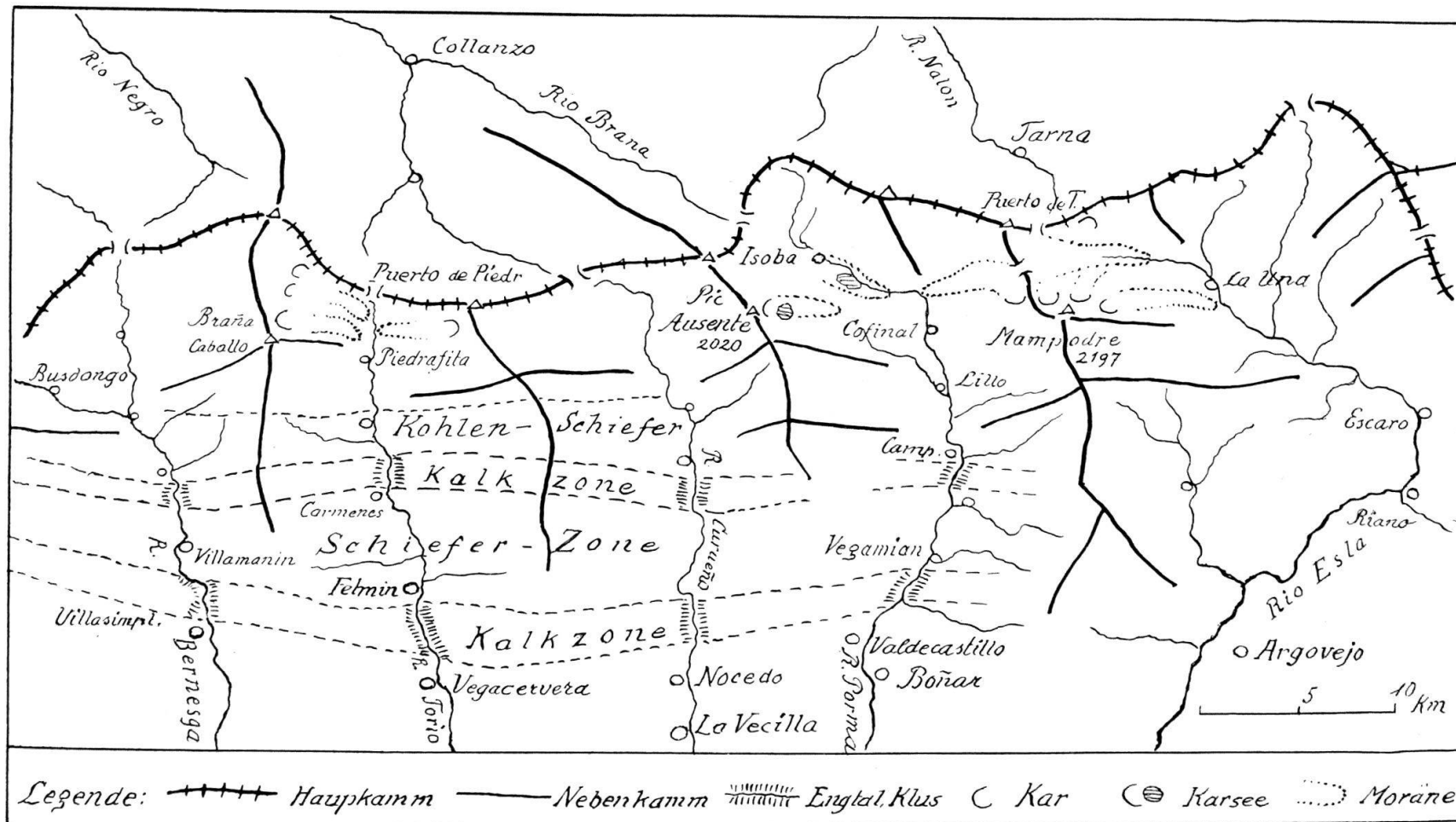


Fig. 9. Glaziale und fluviatile Formen in den Talgebieten des R. Bernesga, des R. Torio und des R. Porma.

nigung deutliche Endmoränen abgelagert und den Untergrund rundbuckelig abgeschliffen haben. Auf der W-Seite steigen zwei trogförmige Gletschertäler zu deutlichen Karnischen empor. Der 3 km südlich des Hauptkammes aufragende, gegen 2200 m hohe Kalkgipfel, Braña Caballo genannt, weist ebenfalls Karformen auf (siehe Fig. 10). Die erwähnten Lokalgletscher reichten am S-Fuße des Puerto de Piedrafita bis auf 1400 m herab; eine deutliche Rückzugsmoräne liegt in 1550 bis 1570 m. Die letzteiszeitliche Schneegrenze darf hier in 1650 m angenommen werden. In einer früheren Eiszeit reichte der Gletscher wahrscheinlich bis zum Dorfe Piedrafita, 1250 m herab, wie nach dort vorkommenden Rundbuckelformen und Geröllbildungen zu schließen ist, welche letztere sich terrassenförmig talabwärts fortsetzten.

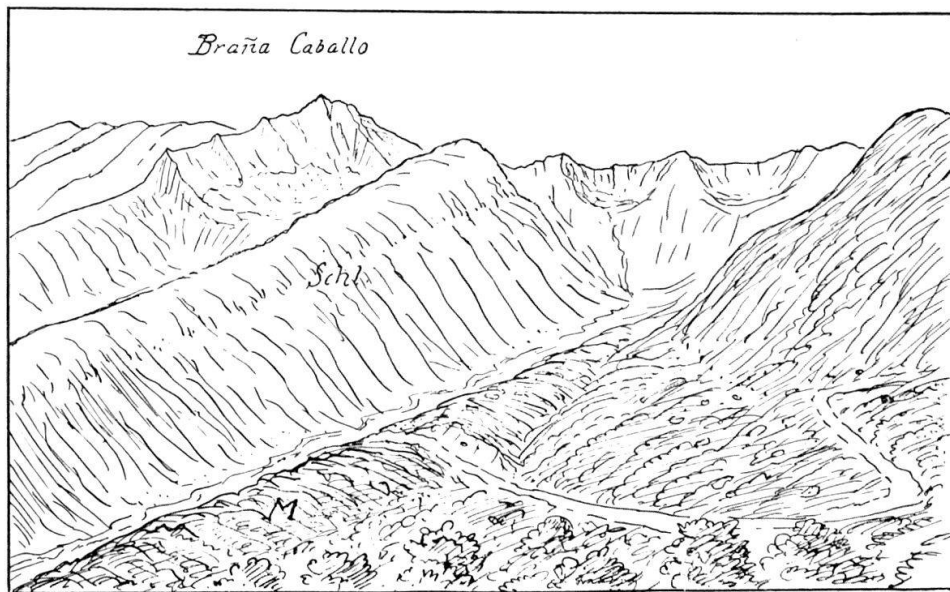


Fig. 10. Blick auf die Kette des Braña Caballo, 2181 m, mit Eiszeitformen (Kare, Trogtal, Schliffkehle, Moräne) vom Puerto de Piedrafita aus gesehen.

Im Tal der Porma beginnen glazialartige Formen, wie Talbecken und Rundbuckel oberhalb Lillo, namentlich beim Dorfe Cofinal. Hier gehen zwei Bergstraßen auseinander. Die westliche führt nach der Gegend des Bergsees von Isoba nach dem Talgebiet des Rio Ajo. Dr. Stickel hat seinerzeit im Gebiet von Isoba beträchtliche Moränenablagerungen und Karbildungen am Pic Ausente beobachtet (29). Wir wählten den Weg, der oberhalb Cofinal ostwärts abbiegt und auf der N-Seite des von Karen gegliederten, 2197 m hohen Mampodre nach dem Tal des Rio Yuso, eines Quellflusses des Rio Esla, führt. In einer Entfernung von 1,6 km oberhalb Cofinal bemerkten wir in 1270 m bei der dort errichteten Straßenbrücke deutliche Moränenablagerungen, die sich mit zunehmender Mächtigkeit talaufwärts verfolgen lassen. Gleiche Schuttbildungen fanden wir auch an der Einsattelung des Puerto de Tarna sowie im ostwärts absteigenden Tal des Rio Yuso in 1280 und 1260 m,

wo Moränen in deutliche Terrassen übergehen (vgl. Fig. 11, 12). Ein bis hier herabreichender Gletscher war 7 km lang. Aber auch südlich des Dorfes La Una ist an der Straße in 1100 m Moräne aufgeschlossen. Die Vergletscherung des mit Karen ausgestatteten Mampodremassives war durch die Schneegrenze von ca. 1600 m bedingt.

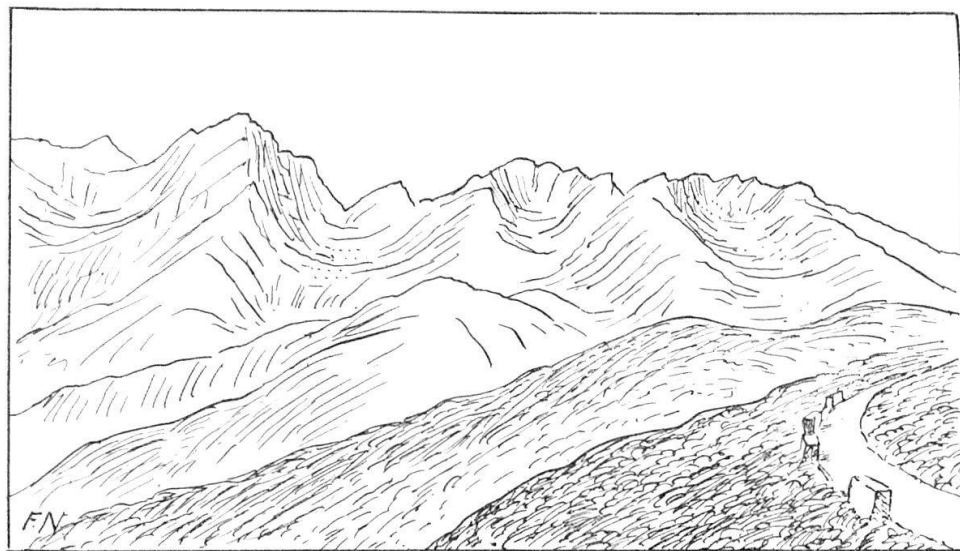


Fig. 11. Karbildungen am Pizo Mampodre, 2197 m, vom Puerto de Tarna gesehen.

BEOBSACHTUNGEN IM GEBIET DES RIO PISUERGA

Südöstlich von Riano bemerkten wir in der 1850 m hohen Berggruppe von Puertillo zwei Kare mit Endmoränenwällen, die bis auf 1400 m herabreichen. Die Schneegrenze lag hier ebenfalls in ca. 1600 m.

In dem benachbarten Tal ist bei Camporedondo der Rio Carrion künstlich gestaut worden. Am oberen Ende eines der verschiedenen Arme dieses Stausees liegt beim Dorfe Cardano de Ab in 1240 m Moräne eines Gletschers, der vom ca. 2400 m hohen Espiguetemassiv herabgekommen war. Es setzt dies eine Schneegrenze von 1700 m voraus.

Von dem genannten Stausee steuerten wir ostwärts über das auf einer Hochfläche gelegene große Dorf Santa Ibañez de Resoba und kamen, einem zweiten Stausee entlang fahrend, nach Cervera ins Talgebiet des Rio Pisuerga. Aus diesem Tal führt ein Paßweg beim 1363 m hohen Puerto de Piedrasluengas nach dem nordwärts abfallenden, V-förmigen Tal des Rio Bullon, der sich bei Potes in die von den Picos de Europa abfließende Deva ergießt.

Von dem eben genannten Puerto erstreckt sich der Hauptkamm, als Cordillera Iberica bezeichnet, 20 km weit in südöstlicher Richtung hin und trägt hier mehrere über 2000 m hohe Gipfel, wie zum Beispiel den P. Tresmares 2175 m, den P. del Pando 2222 m, den Queto Manni 2120 m, den P. Valdecebollas 2139 m und die

Peña Labra 2006 m. Von dem P. Tresmares zweigt eine kurze Kette mit der Peña Cordel ostwärts ab. Auf diese Weise entsteht zwischen dieser und der Hauptkette ein breiter Talkessel, das Valle de Campo Suso genannt, in welchem sich zahlreiche Bergbäche zum Rio Hajar vereinigen. Dieser Bergbach wird bei Reinosa von dem bei Fontibre entspringenden Ebro aufgenommen. Die nordwest-südöstliche Richtung der Cordillera Iberica ist durch das Streichen der Gebirgsfaltung bedingt, bei der über karbonischen Ablagerungen auch triasische Sedimente beteiligt sind. Neben dieser intensiven Faltung, bei der viele Schichten steil aufgerichtet wurden, spielen auch Verwerfungen im Landschaftsbild eine bedeutende Rolle. Diese Tat-

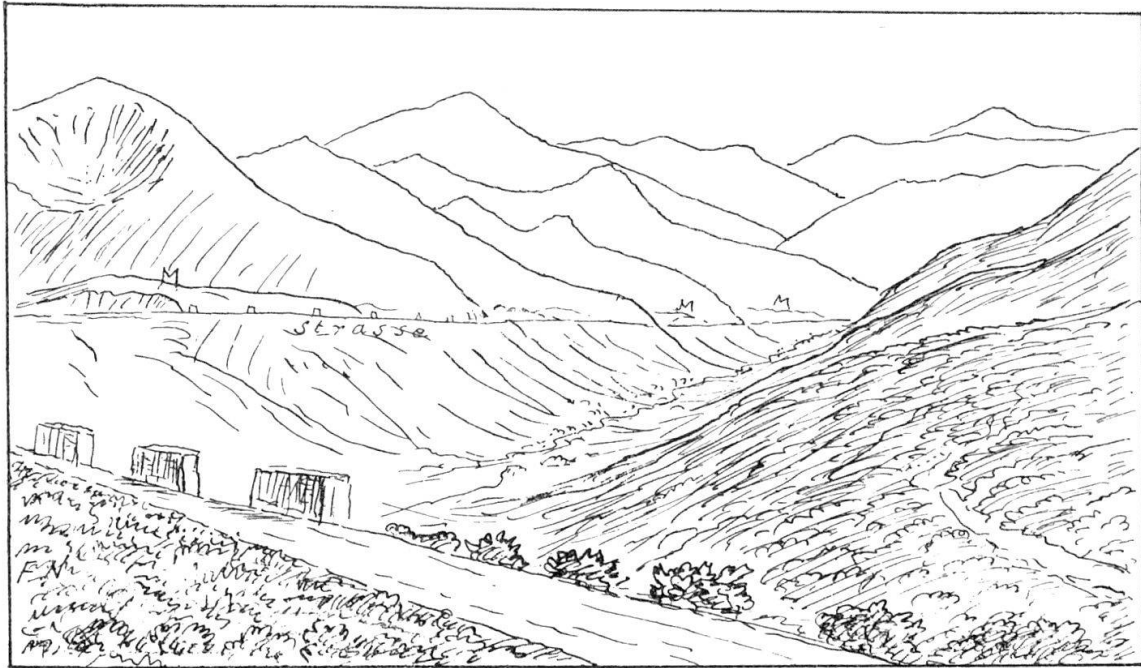


Fig. 12. Trogtal mit Moränen (M) im Quellgebiet des R. Esla östl. vom Puerto de Tarna.

sachen gehen aus den Untersuchungen von *F. Hernandez-Pacheco* hervor, dem wir eine ausgezeichnete Monographie über die physikalischen Verhältnisse der ganzen Gebirgsgruppe verdanken (Lit. 11). Dieser Autor hat auch den quartären Ablagerungen große Aufmerksamkeit geschenkt. Es ist ihm in zahlreichen Begehungen gelungen, in ungefähr 20 karförmigen Einzugsstrichern der Bergbäche Ablagerungen lokaler Gletscher nachzuweisen. Aus der vom Autor gegebenen, durch zahlreiche Abbildungen, Profile und Karten erläuterten Darstellung geht hervor, daß nicht nur gut erhaltene Moränen der letzten Eiszeit, sondern auch solche aus zwei älteren Vereisungen in mehreren Talkesseln und Karen vorkommen. Gestützt auf die mit Isohypsen von je 50 m Abstand gezeichneten Karten, lassen sich Schlüsse auf die Höhenverhältnisse der verschiedenen diluvialen Gletscher und der Lage der entsprechenden Schneegrenzen ziehen. Der Verfasser hat die letztere für die Riß-Eiszeit durchschnittlich je nach der Exposition auf 1700–1775 m angegeben,

so daß wir hier auf ein Mittel von 1750 m schließen dürfen. Dagegen gibt er für die Würm-Eiszeit keine Werte an. Im Hinblick darauf, daß man bis jetzt im gesamten Kantabrischen Gebirge nirgends Ablagerungen von drei Eiszeiten festgestellt und unterschieden hat, und daß die von F. Hernandez beobachteten rißeiszeitlichen Moränen besser entwickelt sind als die der würmeiszeitlichen Gletscher dieses Gebietes, ist man versucht anzunehmen, daß die Moränen der von ihm angenommenen letzten Eiszeit wohl nur ein Rückzugsstadium darstellen, während seine sogenannten rißeiszeitlichen Moränen dem Maximum der Würmeiszeit zuzurechnen seien. Dementsprechend würden auch seine «*morenes mindeliennes*» als um eine Eiszeit jünger zu betrachten sein. Dazu kommt, daß in den Picos de Europa, welches Massiv sich nur in einer Entfernung von 30 km von der Cordillera Iberica befindet, die würmeiszeitliche Schneegrenze von Obermaier in 1400–1500 m Höhe angenommen worden ist. Es ist daher kaum denkbar, daß zur gleichen Eiszeit in dem von Hernandez beschriebenen, benachbarten Gebirge die Schneegrenze mehr als 400 m höher gelegen hätte.

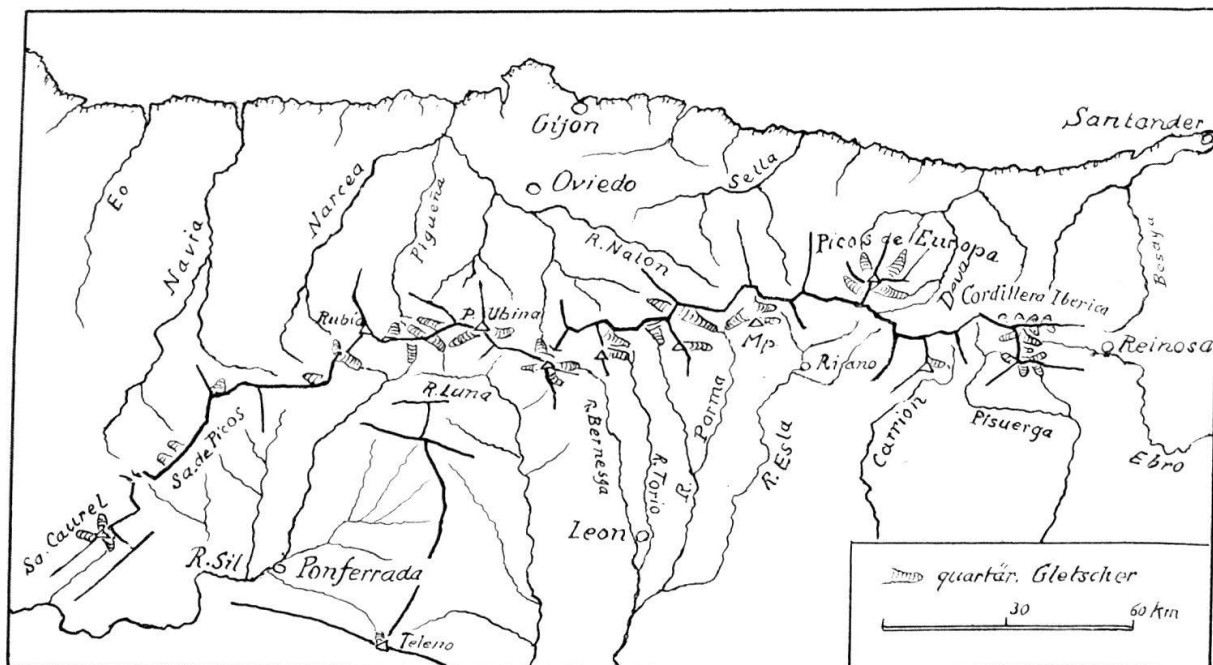


Fig. 13. Übersicht der Eiszeitgletscher im Kantabrischen Gebirge, nach Hernandez-Pacheco, Obermaier, Stickel, Gygax und Nußbaum.

ERGEBNISSE

Überblicken wir nun das Gesamtbild der Lage der Schneegrenze, wie es sich aus den oben angeführten Hinweisen und Beobachtungen über Gletscherspuren für die letzte Eiszeit ergibt, so stellen wir fest, daß auch innerhalb des Kantabrischen Gebirges wesentliche Unterschiede dieser Linie vorkommen; indem einerseits die

beiden Abdachungen einen gewissen Einfluß ausgeübt haben dürften, so daß auf den nördlichen Hängen die Schneegrenze wesentlich tiefer lag als auf der südlichen Abdachung. Diese Tatsache ist nicht nur von den Picos de Europa bekannt; sie wurde auch mit besonderer Ausführlichkeit von F. Hernandez in dem oben erwähnten Gebirge der Cordillera Iberica nachgewiesen, wo die entsprechenden Schneegrenzwerte bei 1700 auf der N-Seite und 1800 m auf der S-Seite liegen.

Im weiteren konnte festgestellt werden, daß die Schneegrenzhöhenlinien von W gegen O hin ansteigen, wie auf der nachfolgenden Tabelle ersichtlich ist.

<i>Massiv</i>	<i>Gipfelhöhen</i>	<i>Endmoränen</i> (Höhenlage)	<i>Schneegrenze</i>
	m	m	m
Sierra del Caurel	1616	1180	1400
Sierra des Picos de Ancares	2004	1240	1500–1550
Region des Puerto Leitariegos . . .	1960	1100	1500
Peña Rubia	2300	920	1500 Nord
		1260	1700 Süd
Queto Albo	1900	1250	1650
		1260	
Mte. Valgrande (Pajares)	1900 ca.	1400	1550–1600
Braña Caballo	2200 ca.	1400	1700
Pico de Mampodre	2197	1260	1600
Region des Puertillo	1850	1400	1600
Pico del Espiguete	2400	1240	1700
Picos de Europa	2665	750	1400–1500 ¹
Cordillera Iberica	2220	1500	1775 ²
Sierra Cabrera (Segundera)	2130	1000	1600–1700 ³
Teleno	2188	1500	1800 ³

¹ Nach Obermaier.

² Nach F. Hernandez-Pacheco.

³ Nach P. Vosseler.

So lag in der westlichsten Gebirgsgruppe, in der Sierra del Caurel, die letzteiszeitliche Schneegrenze in 1400–1450 m, stieg dann weiter nordostwärts in der Sierra de Picos de Ancares auf 1500–1550 m, ebenso hoch lag sie 50 km weiter ostwärts in der Umgebung des Puerto del Leitariegos und an der Peña Rubia. Am Mte. Valgrande und am Mampodremassiv dürfte sie in 1550–1600 m gelegen haben, während sie am Branno Caballo in 1650 m und am P. Espiguete in 1700 m angenommen werden kann. Ein gleicher Höhenwert ergibt sich für die S-Abdachung des nördlich vom Hauptkamm vorgelagerten Massivs der Picos de Europa, auf dessen N-Seite Obermaier die Schneegrenze in 1400–1500 m gefunden hat. Verfolgen wir

den Hauptkamm in östlicher Richtung weiter, so kommen wir zu der Cordillera Iberica, wo wir, in etwelcher Abweichung zu F. Hernandez-Pacheco, zu dem Wert von 1775 m für die letzte Eiszeit gelangt sind (siehe Fig. 14).

Ein Ansteigen der diluvialen Schneegrenze in westöstlicher Richtung ist auf der Iberischen Halbinsel bereits von *Obermaier* und *Lautensach* nachgewiesen worden, und zwar für die zwischen dem 40. und dem 41. Grad n. Br. gelegenen Gebirge (Lit. 23, 17). Nach diesen Autoren lag die letzteiszeitliche Schneegrenze an der Sierra Estrella in 1620–1650 m Höhe; sie stieg dann ostwärts in der Sierra de Gredos auf 1700–1800 m, in der Sierra Serota auf 1900 m und schließlich in der Sierra de Guadarrama auf 2050–2100 m.

Dieses landeinwärts erfolgte Ansteigen der diluvialen Schneegrenze ist von den beiden Autoren auf die bedeutende Abnahme der schneeigen Niederschläge zurückgeführt worden, die sich mit zunehmender Entfernung vom Atlantischen Ozean geltend gemacht haben mag. Diese Abnahme der eiszeitlichen Niederschläge entspricht durchaus den heutigen Verhältnissen, wie sie aus den Regenmessungen in den genannten Gebirgen hervorgehen. So fallen nach *H. Lautensach* in der Sierra Estrella jährlich gegen 2500 mm Regen, während in den weiter östlich gelegenen Gebirgen die Regenmengen nur 800–1000 mm erreichen.

Mit der Abnahme der Niederschläge nimmt auch die Bewölkung ab, dagegen die Sonnenscheindauer zu, welch letztere naturgemäß für die Abschmelzung des gefallenen Schnees von wesentlicher Bedeutung ist. Dieser Umstand ist auch von *P. Vosseler* betont worden, der in seiner glazialmorphologischen Untersuchung in dem zwischen dem Duero und dem Rio Sil gelegenen Gebiet ebenfalls ein deutliches Ansteigen der diluvialen Schneegrenze in östlicher Richtung feststellen konnte (Lit. 32).

Es liegt auf der Hand, daß eine andauernde Bewölkung eine geringere Abschmelzung von Schnee und Eis zur Folge haben muß, wodurch die Schneegrenze in tieferer Lage gehalten wird. Solche Verhältnisse treten uns, wie wir noch näher zu erörtern haben werden, heute beispielsweise im Gebirge von Skandinavien entgegen. *K. Knoch* hat gezeigt, daß im Bereich des Kantabrischen Gebirges die Bewölkung einen maximalen Wert aufweist, und zwar dort, wo in der Eiszeit die Schneegrenze sehr tief gelegen hat, nämlich in 1450–1550 m (Lit. 15).

In diesem Gebirge läßt sich auch ein Ansteigen der Schneegrenze in nordsüdlicher Richtung feststellen, so beispielsweise im westlichen Gebiet, wo sie in der Sierra de Picos de Ancares in 1500–1550 m Höhe gelegen hat, während sie 70 km weiter südlich auf der Innenseite des Gebirges, nach *P. Vosseler*, in der Peña Trevinca auf 1650 m und 35 km östlich davon am Teleno bis 1800 m Höhe angestiegen war.

Ebenso ausgeprägt war das südwärts gerichtete Ansteigen im Kantabrischen Gebirge unter 5° w. L. von 1400–1500 m der N-Abdachung der Picos de Europa auf 1700 m zu dem 30 km südlicher gelegenen Pico Espiguete.

Dieses Ansteigen der diluvialen Schneegrenze dürfte ohne Zweifel ebenfalls auf die Abnahme der Niederschläge in nordsüdlicher Richtung, von der benachbarten N-Küste weg, zurückzuführen sein.

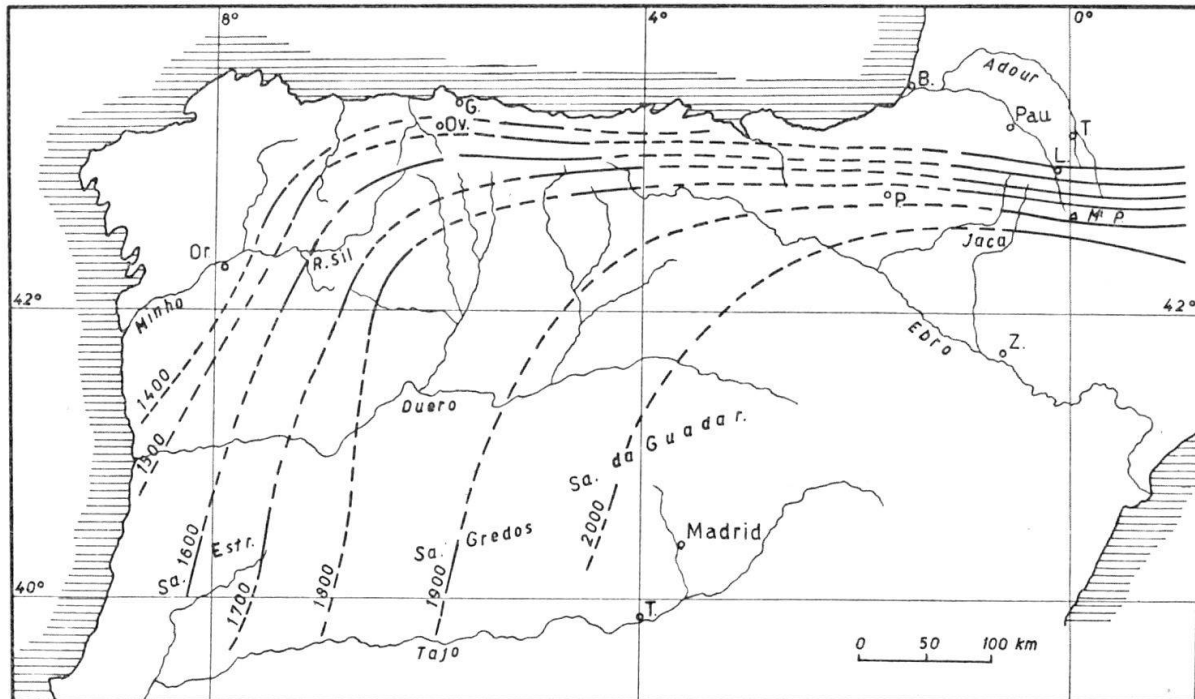


Fig. 14. Karte der eiszeitlichen Schneegrenzen im nordwestlichen Spanien, nach Obermaier, Lautensach, Vosseler und den Verfassern. (Beobachtete Linien ausgezogen, vermutete gestrichelt.)

Das Cliché wurde von der Redaktion der «Geographica Helvetica» freundlicherweise zur Verfügung gestellt.

Bei dem Versuch, die eiszeitlichen Schneegrenzen der nördlichen Iberischen Halbinsel auf einer Übersichtskarte darzustellen, zeigt sich, daß diese Linien zwischen 40 und 41° n. Br., also in der Zone der von Lautensach, Obermaier und Werner untersuchten Gebirge, vorherrschend in südnördlicher Richtung ziehen, während sie im Kantabrischen Gebirge vorerst von SW gegen NO verlaufen und dann, vom Puerto de Leitariegos an westöstliche Richtung annehmen. Verbindet man nun die einzelnen durch Beobachtungen gewonnenen Teilstücke der Linien gleicher Schneegrenzen miteinander, so weisen diese im Gebiet des Rio Sil ein deutliches Umbiegen aus der SN in die WO-Richtung auf (siehe Fig. 14).

Es ziehen also im Kantabrischen Gebirge die Schneegrenzlinien von 1400, 1500, 1600 und von 1700 m Höhe relativ eng gedrängt, nahezu parallel zueinander in westöstlicher Richtung hin.

Dieses starke Ansteigen der Schneegrenzlinien innerhalb des relativ schmalen Gebirges hat offenbar seine Ursache in dem Umstand, daß die feuchten Meerwinde schon beim ersten kräftigen Ansteigen am N-Rande des Gebirges sich derart abkühlten, daß hier sehr bedeutende Niederschläge fielen, die sich bei weiterem An-

steigen der Winde und bei Erreichung der 0°-Isotherme in Schnee umwandelten. Es darf angenommen werden, daß die niedrigeren Schneegrenzen sich dort einstellten, wo die reichlichsten Niederschläge fielen. Dies war hier beim Ansteigen der feuchten Winde der Fall. In den höheren Teilen des Hauptkammes war die Luftfeuchtigkeit ohne Zweifel wesentlich geringer, und sie nahm naturgemäß in der Richtung nach dem Landinnern, also gegen den Innenrand des Gebirges, auf der Leeseite immer mehr ab, wie dies ja auch in der Gegenwart an vielen Gebirgen, die nur von einer Seite her von feuchten Winden bestrichen werden, festgestellt werden kann.

So führt *A. Philippson* in seinen «Grundzügen der Allgemeinen Geographie» aus: «Ein quer zu einer feuchten Windrichtung streichendes Gebirge verursacht an seiner Luvseite starke Niederschläge, und zwar beginnt dieser Regenreichtum schon in einem gewissen Abstand vor dem Gebirge, da die Luft infolge Anstaus schon vor Erreichung des Gebirges anzusteigen anfängt. Dagegen ist die vom Winde abgewendete Leeseite des Gebirges trockener, da hier die Luft wieder herabfällt und sich dabei dynamisch erwärmt.» (Lit. 25.)

Ein ähnliches Bild der eiszeitlichen Schneegrenzlinien wie das Kantabrische Gebirge bieten auch die *Pyrenäen*. Hier liegen die tiefsten Linien von 1500–1600 m ebenfalls auf der N-Abdachung des Gebirges; von hier steigen die übrigen in enger Aufeinanderfolge südwärts gegen den Hauptkamm an und darüber weg auf die S-Abdachung, wo sie die höchste Lage von 2200 m, an einer Stelle, nämlich in der Cerdagne, sogar von 2300 m erreichen (Lit. 18).

Diese Lageverhältnisse der diluvialen Schneegrenzen stehen in guter Übereinstimmung mit den heutigen Niederschlagsverhältnissen. Auch in den Pyrenäen sind es die einseitig vom Atlantischen Ozean her wehenden Winde, die den größten Teil der Niederschläge verursachen, und diese fallen dementsprechend auf der N-Abdachung in weit größeren Mengen als auf der S-Seite des Gebirges. Dabei zeigt sich nach der Karte von *Gaussen*, daß in der Cerdagne, wo die diluviale Schneegrenze am höchsten lag und die Vergletscherung ehemals im Vergleich zur viel feuchteren N-Seite ein relativ geringes Ausmaß aufwies, die jährliche Regenmenge nur 60–70 cm beträgt (Lit. 6).

Hand in Hand mit den häufigen Niederschlägen auf der N-Abdachung der Pyrenäen gehen hier auch starke Bewölkung und Nebelbildung, die von mehreren Autoren beobachtet worden sind. Ohne Zweifel waren es in der Eiszeit ähnliche Witterungsvorgänge wie heute, welche damals die ungleiche Vergletscherung der beiden Abdachungen jenes Gebirges verursacht haben.

Die Pyrenäen bieten Beispiele für die Bestimmung der Depression der diluvialen Schneegrenze gegenüber der gegenwärtigen Linie ewigen Schnees. Bekanntlich tragen noch heute einige der über 3000 m hohen Berggruppen der Pyrenäen Gletscher wie zum Beispiel das Maladetta-, das Néouvielle- und das Mont-Perdu-Massiv. Die Schneegrenze liegt hier in 2800 m; in der Eiszeit lag sie 1000 m tiefer; die-

ser Betrag entspricht der Depression der Schneegrenze; er dürfte im Bereiche der N-Abdachung noch etwas größer sein, wo die diluviale Schneegrenze zum Beispiel im Gebiet der Ariège, in 1400–1500 m gelegen hat (Lit. 19).

Diese Verhältnisse treffen nun aber, wie wir oben angeführt haben, auch für das Kantabrische Gebirge zu; es muß daraus gefolgert werden, daß die angegebenen Werte für die Depression der Schneegrenze nur durch eine allgemeine Temperaturerniedrigung von 6–7 Graden bewirkt worden seien, auf welche Erscheinung im wesentlichen die ehemalige Vergletscherung von Gebirgen unter 2000 m Höhe in der gemäßigten Zone zurückzuführen ist. In gleichem Sinne hat sich 1928 auch Prof. *F. Klute* geäußert, indem er schrieb, von allen klimatischen Faktoren müsse sich vor allem die Temperatur geändert haben; das Sinken der Schneegrenze um rund 1000 m entspreche einer Abnahme der Jahrestemperatur von mindestens 5°C (Lit. 14).

Als Ursache dieser allgemeinen Temperaturabnahme, die von *Penck* auf 8° berechnet wurde, kann wohl nur eine Abnahme der von der Sonne gespendeten Wärme in Betracht fallen, eine Annahme, die bekanntlich von verschiedenen Autoren vertreten wurde und die kürzlich von Prof. *Gercia-Sainz*, Valencia, ebenfalls zum Ausdruck gebracht worden ist (Lit. 24, 5).

Voraussetzungen für die Vergletscherung eines Gebietes sind kühles, feuchtes Klima, häufige und kräftige, vom Meer her wehende Winde und stark ansteigendes, gebirgiges Land. Solche Bedingungen finden wir u.a. auch in Norwegen. Hier bewirken die häufigen westlichen Winde, nach *Ahlmann*, schon in der 1000 bis 1500 m hohen, von Fjorden gegliederten Zone jährliche Niederschlagsmengen von 200 und mehr cm; landeinwärts aber nehmen die Niederschläge ab und sinken in der Zone der Landesgrenze, wo sich über 2000 m hohe Massive erheben, auf weniger als 100 cm (Lit. 1, 26).

Infolge des kühlen Klimas fallen diese Niederschläge zu einem guten Teil in Form von Schnee, und es tragen hier schon die knapp 1500 m hohen Berge der Fjordzone richtige Gletscher, von welchen mehrere Zungen bis nahe zum Meeresspiegel herabreichen. Da jedoch landeinwärts mit der Höhe die Niederschläge abnehmen, sind die Gletscher der über 2000 m hohen Berggruppen relativ nicht sehr groß, und ihre Firnlinien liegen verhältnismäßig hoch. So hat *Hansen* ausgeführt, daß sich die Schneegrenzen in der Fjordzone in 800–1000 m Höhe befinden, nach dem Landinnern aber ansteigen und in der Zone der Landesgrenze in 1400–1600 m liegen (Lit. 7).

Diese Verhältnisse weisen unverkennbare Ähnlichkeiten mit denjenigen auf, die in der Eiszeit im Kantabrischen Gebirge und in den Pyrenäen geherrscht haben dürften.

LITERATUR

1. *H. W. Ahlmann*, Karta över den arliga nederbördens fördelning på Skandinaviska halvön. Medd. f. St. Hydrogr. Anst. Bd. 3, Nr. 4. Stockholm 1925.
2. *L. Bertrand et L. Mengaud*, Sur la structure des Pyrénées cantabriques entre Santander et Llanes, etc. Bull. Soc. Géol. France, 4^e sér., t. XII, 1912.
3. *Box Vidal*, a. Notas previas a un estudio morfolog. y geolog. d. la alta Cuenca del río Sil, etc. Rev. R. Acad. cienc. nat. Madrid, t. 37, 1943.
b. Contribución al conocimiento morfolog. de las Cuencas de los ríos Sil y Minho. Bol. R. Soc. Espan. Hist. Nat., t. 39, 1941, Madrid.
4. *Carballo*, Excursion geolog. en los Picos de Europa. B. R. S. Esp. Hist. Nat. 1911.
5. *García Sainz L.*, El Clima de la España cuaternaria y los fact. de su formación. Univers. Valencia, 1947.
6. *H. Gaussen*, Végétation de la moitié orient. des Pyrénées. Bull. hist. nat. Toulouse, t. 55, 1926.
7. *M. Hansen*, Snegraensen i Norske. Det Norske Geogr. Selskab Aarbog, 13, 1901.
8. *F. Hernández-Pacheco*, Geomorfología de la Cuenca del Sil. Mem. Galard. R. Acad. Cienc. fis. y nat. Madrid 1949.
9. *F. Hernández-Pacheco*, Datos sobre Geolog. astur. Bol. R. Soc. Esp. Hist. nat. 1929, 1935.
10. *F. Hernández-Pacheco*, Fenómenos de Glaciario cuatern. en la Cordillera cantábrica. Ebenda 1914.
11. *F. Hernández-Pacheco*, Fisiografía, Geología y Glaciario cuatern. de las Montañas de Reinosa. Mem. Cienc. fis. y nat. Madrid 1944.
12. *H. Karrenberg*, Die postvar. Entwicklung des Kantabro-Astur. Gebirges (Nordspanien). Abhandl. d. Ges. d. Wissenschaft. z. Göttingen, Math. phys. Kl. III. F. 1934.
13. *W. Kegel*, Beobachtung. z. tekton. Bau des Astur.-Kantabr. Gebirges. Z. d. D. Geol. Ges. Monatsber., Bd. 79, 1927.
14. *F. Klute*, Die Bedeutung der Depression der Schneegrenze für eiszeitliche Probleme. Z. f. Glkde. 1928.
15. *Knoch*, Die Bewölkung der Iber. Halbinsel. Handb. d. Geogr. Wissensch., Lief. 105.
16. *J. de Llerena y J. Royo*, Las Terrazas y Rásas litor. de Asturias y Santander. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 27, 1927.
17. *H. Lautensach*, Eiszeitstudien in der Sa. de Estrela (Portugal). Z. f. Glkde. 1929.
18. *F. Nußbaum*, Die eiszeitl. Schneegrenze in den Pyrenäen. Verh. 3. Internat. Quart. Konf. Wien 1936.
19. *F. Nußbaum*, Orographische u. morpholog. Untersuchungen in den östl. Pyrenäen. Jahresber. der Geogr. Ges. Bern, 1946, Bd. 35.
20. *F. Nußbaum*, Sur les traces des glaciers quaternaires dans la région de l'Aragon. Inst. d. Estud. Pirenaic. Zaragoza 1949.
21. *F. Nußbaum et F. Gyga*, La Glaciation quatern. dans la Cord. Cantabrique. Rev. Géogr. des Pyrén. et du Sud-Ouest., t. 23, 1952, Toulouse.
22. *H. Obermaier*, Estudios de los glaciares de los Picos de Europa. Trab. Mus. Nac. Cienc., ser. Geol. 1914, Madrid.
23. *H. Obermaier*, Die quartäre Vergletscherung der Iber. Halbinsel. Pet. Mitt. Gotha, 1921.
24. *A. Penck*, Das Klima der Eiszeit. Verh. 3. Intern. Quart. Konf. Wien 1936.
25. *A. Philippson*, Grundzüge der Allgem. Geographie. Bd. I, 1933. 2. Aufl. (S. 246) Leipzig.
26. *V. Rossi*, On the effect of the Scandinavian mountains on the precipitation fronts approaching from the sea. Fennia 1948, Helsingfors.
27. *E. Scheu*, Das Kantabrische Gebirge und die nordspan. Riviera. Mitt. Ges. Erdk. Leipzig 1929.

28. *W. Semmelback*, Beiträge zur Klimatologie von Nordspanien und Portugal. I. Teil Arch. D. Seewarte 1910.
29. *R. Stickle*, Observaciones de morfologia glaciaria en el NO de España. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. 29, 1929.
30. *Ed. Süß*, Das Antlitz der Erde. Bd. II, Wien 1888.
31. *P. Vosseler*, Die Ausbildung und Zerstörung tert. Rumpfflächen im Nordwest. der Iber. Halbinsel. C. R. Congr. Intern. de Géogr. Paris, 1931.
32. *P. Vosseler*, Eiszeitstudien in nordwestl. Spanien. Z. f. Glkde. 1931.
33. *P. Wernert*, Diluviale Vergletscherungsspuren in der Südkette d. Sa. de Guadarrama. Ebenda 1932.