

Zeitschrift: Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft von Bern
Herausgeber: Geographische Gesellschaft Bern
Band: 35 (1942-1943)

Artikel: Orographische und morphologische Untersuchungen in den östlichen Pyrenäen. 1. Teil
Autor: Nussbaum, Fritz
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-322947>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. 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. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

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. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

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. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 23.03.2026

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

Dr. Fritz Mußbaum

OROGRAPHISCHE UND MORPHOLOGISCHE
UNTERSUCHUNGEN
IN DEN ÖSTLICHEN PYRENÄEN

I. TEIL



BERN · BUCHDRUCKEREI NEUKOMM & SALCHRATH · 1945

Vorwort

Der Verfasser hat die östlichen Pyrenäen erstmals im Jahre 1923 besucht, um dort die aus der Literatur bekannten Spuren eiszeitlicher Vergletscherung kennen zu lernen und sie mit einschlägigen Erscheinungen der Alpen zu vergleichen. Diese Studien liessen recht bald eigenartige, von denen unserer Gebirge nicht unbedeutend abweichende Verhältnisse erkennen, die wiederholte Begehungen nötig machten. Daher wurden die Beobachtungen im Verlaufe der folgenden Jahre bis in die Zentralpyrenäen ausgedehnt und gleichzeitig auch Untersuchungen über andere morphologische Erscheinungen, namentlich über Tal- und Gebirgsbildung, angestellt und sie in Beziehung zu den Glazialformen gebracht.

Dies dürfte aus einigen bereits veröffentlichten Arbeiten des Verfassers hervorgehen.

Die «*Stiftung für die Förderung der wissenschaftlichen Forschung an der Universität Bern*» hat durch namhafte Unterstützung die Ausführung von Studienreisen der Jahre 1930 bis 1939 sowie die Drucklegung der vorliegenden Abhandlung ermöglicht, wofür ihr auch an dieser Stelle der aufrichtige Dank ausgesprochen sei.

Ebenso dankt der Verfasser der Geographischen Gesellschaft von Bern für ihre Beihilfe zur Veröffentlichung dieser Arbeit in ihrem Jahresbericht.

Zollikofen, im April 1945.

Der Verfasser.

A. Einführung.

I. Probleme der Gebirgsmorphologie.

1. Hochgebirge und Mittelgebirge.

Bekanntlich sind die Hochgebirge durch eine überwältigende Mannigfaltigkeit von Voll- und Hochformen gekennzeichnet: Haupt- und Nebenkämme wechseln mit ihren felsigen, bald steilen, zugespitzten, turmartigen, bald breiteren, flacher geböschten Gipfeln und Vorsprüngen mit Eintiefungen, Tälern, Gräben und Schluchten von ebenso grossen Verschiedenheiten ab; steile Erosionstrichter, flachere Nischen und gestufte Kare und Kessel gliedern die höheren Kammregionen, während die unteren Berg- hänge von schmalen, tiefen Gräben, Talfurchen oder Schluchten zerschnitten sind. In die breiteren Gebirgsmassen sind meist weitverzweigte Talsysteme mit Haupt- und Nebentälern eingesenkt, die von unzähligen kleineren und grösseren Wasser- adern durchzogen werden.

Alle diese Formen sind das Ergebnis sowohl von endogenen, aufbauenden Kräften wie von aussenbürtigen, abtragenden Vor- gängen. *Ed. Suess* erkannte den Zusammenhang zwischen den kettenförmigen Hochgebirgen der Erde mit den in der Tertiärzeit erfolgten Faltungsvorgängen jener Zonen (Lit. 1). Es handelt sich demnach um geologisch junge Gebirge, die erst seit relativ kurzer Zeit den abtragenden Kräften, der Verwitterung, Denudation und Erosion, ausgesetzt worden sind.

Im Gegensatz dazu stehen die ebenfalls weit verbreiteten, durchwegs sanfter geformten Mittelgebirge, die mehrheit- lich, wie uns die Geologie lehrt, ursprünglich auch durch Fal- tung entstanden waren, welche jedoch bereits im Paläozoikum erfolgte; seit jener unendlich weit zurückliegenden Zeit haben aber diese ehemals hochaufragenden Gebirge eine ausserordent- lich starke Abtragung erfahren, so dass von ihnen nur noch Rümpfe, ja meist nur sehr flache Erhebungen übrig geblieben sind und man daher von Rumpfflächen sprechen darf. Erst durch erneute Hebung solcher Rumpfflächen, die uns auch oft als wellige Ebenen, als «Fastebenen», entgentreten, sind, wie *W. M. Davis, Alb. Penck, Alfr. Philippson, F. Machatschek* u. a.

dargetan haben, die heutigen Mittelgebirge als sog. Rumpfgebirge entstanden (Lit. 2—5).

So stehen sich auch auf dem Boden Europas alte Rumpfgebirge, wie z. B. die Mittelgebirge Deutschlands und Englands, und junge Faltengebirge, wie die Alpen, die Pyrenäen, der Apennin u. a., in ihren Höhenverhältnissen und ihrem Formenbild einander recht augenfällig gegenüber.

Bei den tertiären Faltengebirgen lässt sich im allgemeinen eine gute Uebereinstimmung zwischen Struktur, petrographischer Beschaffenheit und den Oberflächenformen nachweisen, wenngleich auch hier die abtragenden Kräfte sehr wirksam gewesen sind und bereits gewaltige Gesteinsmassen, namentlich der hochaufragenden Faltenteile, entfernt haben. Wohl das beste Beispiel eines Gebirges, bei dem Struktur und Oberflächenformen relativ gut entsprechen, bietet der schweizerische Kettenjura. Hier stellen die Gewölbe in der grossen Mehrzahl noch die aufragenden Ketten dar, während die Mulden fast überall mit den breiten Längstälern zusammenfallen.

Etwas anders verhält es sich in den Alpen, die geologisch nicht älter sind als der Jura, die aber durch den Faltungsvorgang eine sehr intensive Ueberlagerung des autochthonen Faltungsgebirges durch mehrfache Deckenüberschiebungen erfahren haben. Dadurch sind Gebirgsmassen von gewaltiger Höhe entstanden, die nun eine sehr viel stärkere Abtragung erfahren haben als in gleicher Zeit der viel niedrigere Jura (Lit. 6). Denn mit zunehmender Höhe verändert sich auch die Art der abtragenden Kräfte; so macht sich in grossen Höhen in steigendem Masse die Wirkung der mechanischen Verwitterung, unterstützt vom Spaltenfrost, geltend.

2. Gipfelflur und Rumpffläche.

Die grosse Wirkung der abtragenden Kräfte kommt in sehr vielen Gebirgen in einer gewissen Konstanz der Gipfelhöhen zum Ausdruck, die von *A. Penck* als Gipfelflur bezeichnet worden ist (Lit. 3). Diese Erscheinung ist schon vor mehreren Jahrzehnten von nordeuropäischen und deutschen Mittelgebirgen festgestellt worden. Hierauf wurde sie auch von verschiedenen Hochgebirgen nachgewiesen, so durch österreichische Geographen in den Ostalpen, *Albert Heim* von den Schweizer Alpen, von *E. de Martonne* in den Karpathen, von *G. Dyhrenfurth* im Himalayagebirge (Lit. 7—10). Sie kommt auch in den Pyrenäen vor.

Ueber die Entstehung der Gipfelflur gehen die Meinungen der Forscher noch auseinander. Während *A. Penck*, *Hettner* (Lit. 11) und *A. Heim* diese als das obere Denudationsniveau

betrachten, das einem durch die Flusstäler markierten unteren Denudationsniveau entspreche, wobei Gesteinsart des Gebirges und Flussschichte von Bedeutung seien, haben andere Forscher darauf hingewiesen, dass die Gipfelflur sich besonders in jenen Gebirgen einstelle, die wir als Rumpfgebirge kennen, die also vor der heutigen Erhebung eine frühere Abtragung durchgemacht haben. Die jugendliche Abtragung, die uns in schmalen Flusstälern entgegentritt, habe von der ehemaligen Rumpffläche noch Reste übriggelassen, die wir in abgeflachten Gipfeln und breiten Rücken zu erkennen vermögen. Dies sei namentlich in den nordeuropäischen Rumpfgebirgen sowie in den Mittelgebirgen Deutschlands der Fall. Nach *W. M. Davis* brauche aber ein altes Gebirge nicht völlig bis zur Fastebene (Peneplain) abgetragen zu werden, sondern aus härteren Gesteinen bestehende Gipfel können noch heute über gehobene und jugendlich zertalte Rumpfflächen emporragen, wofür die Gebirge in den nördlichen Appalachen gute Beispiele aufweisen. Derart beschaffene und vereinzelt aufragende Berge bezeichnet *Davis* als *Monadnocks*, wofür *Spethmann* den treffenden deutschlautenden Ausdruck «Härtlinge» vorgeschlagen hat.

Mit dieser Auffassung geht auch *Arnold Heim* einig, der im Minya Gongkar ein besonders grossartiges Beispiel eines «Härtlings» sieht, welcher um fast 3000 m über die Rumpffläche der ihn umgebenden Gebirge aufragt (Lit. 12).

Nach *A. Philippon* und *A. Hettner* können aber auch einzelne Aufragungen in den Wasserscheiden als «Inselberge» stehen bleiben; sie bezeugen offenbar die durch festländische Vorgänge hervorgegangene Entstehung von Rumpfflächen.

Gehobene und wieder zerschnittene Rumpfflächen sind von *J. Cvijic* aus Jugoslawien, von *Em. de Martonne* aus den Karpathen und von Schülern *Brückners* auch aus den Ostalpen, also von tertiären Falten- und Ueberschiebungsgebirgen, nachgewiesen worden (Lit. 13, 9, 14).

Von verschiedenen französischen Autoren ist darauf hingewiesen worden, dass auch die Pyrenäen eine sehr weitgehende Abtragung erfahren haben. Es darf daher angenommen werden, dass sich dort auch in verschiedenen Gebirgsgruppen die Erscheinung der Gipfelflur nachweisen lässt. Ueberdies kommen namentlich in den östlichen Pyrenäen Verflachungen vor, die an ein altes Relief erinnern und die zu den charakteristischen morphologischen und orographischen Merkmalen jener Gebiete gehören. Wir werden uns mit ihnen noch weiter zu befassen haben; denn über das Alter ihrer Entstehung gehen die Ansichten der Autoren noch auseinander. Und doch ist gerade diese Altersbestimmung für die spezielle morphologische Untersuchung der in jene Flächen eingeschnittenen Talformen von wesentlicher Bedeutung.

3. Talbildung und Eiszeit.

Wie wir noch vernehmen werden, lassen sich in den Pyrenäen wie in den meisten andern Gebirgen mehrere Phasen der Talbildung erkennen. Dass hierbei das fliessende Wasser, die Bildung der Täler durch die Flüsse, eine besonders wichtige Rolle gespielt hat, liegt auf der Hand. Wie in den Alpen war auch hier das Flussnetz der verschiedenen Flussgebiete bereits weitgehend entwickelt, als die Eiszeit begann und sich in vielen Tälern der Pyrenäen mächtige Gletscher bewegten, die in Moränen, Findlingen, Gletscherschliffen und Rundbuckeln unzweifelhafte Spuren ihrer früheren Ausdehnung hinterlassen haben.

Schon bei einer flüchtigen Wanderung durch einige grössere Pyrenäentäler vermag der Beobachter überdies an vielen Orten Trogformen, Talstufen, Hängetäler, Kare, in Fels eingetiefte Seebecken und Felsriegel zu erkennen.

Alle diese Formen sind uns aus den Alpen, aus Skandinavien und Nordamerika wohl bekannt und vielfach beschrieben und gedeutet worden; eine grosse Zahl von Forschern hat ihre Bildung einer namhaften Gletschererosion zugeschrieben. Es sei in dieser Hinsicht an die Untersuchungen von *Ed. Richter*, *Alb. Penck*, *Ed. Brückner*, *W. M. Davis*, *J. Früh*, *A. C. Ramsay*, *E. de Martonne*, *A. Helland* und andere erinnert (vergl. die betr. Lit. 15 bis 21).

Als Gegner einer bedeutenden Gletschererosion sind schon vor Jahrzehnten *Alb. Heim* und seine Schüler aufgetreten. In jüngerer Zeit haben auch verschiedene ausländische Geologen und Geographen, wie *J. Sölch*, *O. Ampferer*, *L. Distel*, *A. Delebecque*, *L. Gaurier*, gegen die Auffassung einer namhaften bodengestaltenden Wirkung der eiszeitlichen Gletscher Stellung genommen (Lit. 22—24). Nach diesen Autoren wird den Gletschern nur die Fähigkeit, die vorhandenen Flusstäler leicht auszuweiten und kantige Vorsprünge abzurunden, zugeschrieben.

Angesichts der von so wichtiger Seite erhobenen Einwände gegen die Gletschererosion ist es am Platze, den morphologischen Formen der Gletschergebiete erneute Aufmerksamkeit zu schenken und sie auf ihre verschiedenen Entstehungsmöglichkeiten zu untersuchen. Als ein brauchbarer methodischer Weg dieser Untersuchungen gilt, wie bereits *O. Peschel* (Lit. 25), *W. M. Davis*, *A. Penck* und *J. Früh* betont haben, die vergleichende Betrachtung von Landformen, die durch verschiedene Abtragungsvorgänge entstanden sind. Besonders aufschlussreich dürfte es demnach sein, unvergletscherte, nur durch fluviale Abtragungsvorgänge geschaffene Landschaften mit solchen Gebieten zu vergleichen, die in der Diluvialzeit eine bedeutende Vereisung

erfahren haben und daher ein mehr oder weniger gut entwickeltes glaziales Gepräge aufweisen.

In dieser Hinsicht eignen sich die Pyrenäen ganz besonders gut zu vergleichender morphologischer Betrachtung. Denn hier liegen rein fluviatile Erosionslandschaften und ehemalige, ja noch heute vergletscherte Gebiete nahe beisammen. Dabei machen sich zufolge der weiten Verbreitung kristalliner Gesteine und metamorpher, meist schiefriger Sedimente in der Regel Gesteinsunterschiede nur wenig geltend, was hinsichtlich der Ergebnisse morphologischer Untersuchungen von besonderer Bedeutung sein dürfte.

Literaturnachweise.

1. *Ed. Suess*, Das Antlitz der Erde, Leipzig 1883.
2. *W. M. Davis*, The Geographical Cycle. Geogr. Journal, London 1899. — The systematic description of Landforms. Ebendort. 1909.
3. *Alb. Penck*, Morphologie der Erdoberfläche. Bd. II. 161. Stuttgart 1894.
4. *Alfr. Philippson*, Grundzüge der Allgemeinen Geographie. Bd. II. Leipzig 1924.
5. *Fr. Machatscheck*, Geomorphologie. Teubner, Leipzig 1919.
6. *Alb. Heim*, Geologie der Schweiz, Leipzig 1919.
7. *Alb. Heim*, Die Gipfelflur der Alpen. Neu'bl. Nat. Ges. Zürich, 1927.
8. *Alb. Penck*, Die Gipfelflur der Alpen Sitzber. d. preuss. Akad. der Wiss. 1919.
9. *Em. de Martonne*, Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie. Rev. g. ann. Paris 1, 1906.
10. *G. Dyhrenfurth*, Baltoro. Basel 1939 (p. 62).
11. *Alf. Hettner*, Die Oberflächenformen des Festlandes. Geogr. Schrift. Leipzig 1928.
12. *Arnold Heim*, Minya Gongkar. Forschungsreise ins Hochgebirge von Chinesisch Tibet. Bern 1933.
13. *J. Cvijic*, Bildung und Dislozierung der Dinarischen Rumpffläche. Peterm. Mitt. 1909.
14. *Ed. Brückner*, Alte Züge im Landschaftsbild der Ostalpen. Z. Ges. für Erdk. Berlin, 1923.
15. *Ed. Richter*, Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Peterm. Mitt. Erg'heft. Nr. 127, 1901.
16. *A. Penck* u. *Ed. Brückner*, Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901—1909.
17. *J. Früh*, Ueber Form und Grösse der glazialen Erosion. Verh. Schweiz. Nat. Ges. 1906.
18. *W. M. Davis*, Glacial Erosion in France, Switzerland and Norway. Proc. Boston Soc. Nat. Hist. 29, 1900.
19. *A. C. Ramsay*, On the glacial Origin of certain Lakes. Quart.-Journ. Geol. Soc. London, 1869.
20. *Em. de Martonne*, L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines. Ann. de Géogr. 1910.
21. *A. Helland*, Die glaziale Bildung der Fjorde und Alpanseen in Norwegen. Poggend. Ann. Bd. 66.
22. *J. Sölch*, Fluss- und Eiswerk in den Alpen zwischen Ötztal und St. Gotthard. Pet. Mitt. Erg'h. 219, Gotha 1935.
23. *O. Ampferer*, Ueber die Entstehung der Hochgebirgsformen in den Ostalpen. Z. D. u. Oesterr. Alpenvereins 1915, Wien.
24. *L. Distel*, Die Formen alpiner Hochtäler insbesondere im Gebiet der Hohen Tauern, und ihre Beziehungen zur Eiszeit. München 1912.
25. *O. Peschel*, Neue Probleme der Vergleichenden Erdkunde. Leipzig 1878.

II. Ueber die geographische Forschung in den Pyrenäen.

1. Literatur.

Die Tatsache, dass die Pyrenäen ein ausgesprochenes Grenzgebirge zwischen zwei kulturell etwas verschiedenartigen Staaten sind, macht es verständlich, dass die geographische Forschung von zwei verschiedenen Seiten her, zu verschiedenen Zeiten und wohl auch unter verschiedenartigen Gesichtspunkten erfolgte. Diese Umstände treten unter anderem auch in der geographischen Literatur und im Kartenwesen deutlich hervor. Ueber die französischen Pyrenäen besteht nämlich ein recht umfangreiches geographisches Schrifttum, beruhend auf einer seit mehr als hundert Jahren bestehenden und immer eingehenderen topographischen, geologischen und anthropogeographischen Erkundung und Erforschung, während die spanische Abdachung sowohl in der geographischen Literatur wie auch in der Kartographie in weit- aus geringerem Masse vertreten ist. Dieser Umstand, der im Verlaufe unserer Darstellung bei verschiedenen Gelegenheiten noch besondere Erwähnung finden wird, wirkt sich nachtheilig bei der geographischen, speziell der morphologischen Erforschung der spanischen Pyrenäen aus, wo erst in jüngster Zeit bemerkenswerte Versuche literarischer und kartographischer Darstellung gemacht worden sind.

Die systematische Erforschung der Pyrenäen setzte bereits zu einer Zeit ein, als *H. B. de Saussure* seine Reisen durch die Alpen ausführte, und zwar war es der ihm in vieler Hinsicht geistig verwandte Baron *Ramond de Carbonnières*, der als echter Wissenschaftler mit grosser Hingabe und Begeisterung an die naturwissenschaftliche Erforschung der Pyrenäen heranging und eine grosse Anzahl wertvoller Beobachtungen sammelte. Gelehrte und Bergsteiger, wie *Ch. Packe*, *Graf H. Russell*, *E. Frossard*, *F. de Cardaillac*, *J. Grenier* etc., die sich ebenfalls mit der Erforschung der Pyrenäen beschäftigten, gründeten im Jahre 1865 die *Société Ramond*, die von da an eine recht erspriessliche Tätigkeit entwickelte und in einem nach ihr benannten jährlichen Bulletin die Ergebnisse der einschlägigen Forschungen und Besteigungen veröffentlichte. Zu jener Zeit hatten auch die topographischen Beobachtungen und Messungen französischer Offiziere begonnen, die zur Erstellung der Generalstabskarte von Frankreich im Maßstab 1:80 000 führten, wobei manche wertvolle topographische Beschreibung abgefasst wurde.

Der französische Alpenklub (C. A. F.) hat sich durch Herausgabe von Kartenwerken und topographischen Berichten über die Pyrenäen verdient gemacht.

Gegen Ende des 19. Jahrhunderts erschien sodann das «*Bulletin de la Société d'Histoire naturelle de Toulouse*», das eine Reihe wertvoller naturwissenschaftlicher Beobachtungen und Abhandlungen über die französischen Pyrenäen brachte, und in neuester Zeit hat sich die von *D. Faucher* begründete Zeitschrift «*Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*» weitgehend mit geographischen Erscheinungen der französischen Pyrenäen und ihres Vorlandes befasst. Dass andere führende Fachschriften, wie z. B. die «*Annales de Géographie*», «*La Géographie*» etc. gelegentlich auch Abhandlungen über Stoffgebiete der Pyrenäen publizierten, sei hier beiläufig erwähnt; auf spezielle Arbeiten werden wir später noch eintreten.

Nur in wenigen Werken werden die Pyrenäen als gesamtes Gebirge behandelt. Gegenüber dem Werk von *Dralet* vom Jahre 1813, erscheinen die Darstellungen in der «*Grande Ecyclopédie*» und in *Reclus* «*Géographie Universelle*» verhältnismässig summarisch.

C. d'Almeida hat 1893 in seiner Dissertation mehr eine literarhistorische Darstellung über die Erschliessung der Pyrenäen geboten, während sich *Franz Schrader*, der verdiente Kartograph der Pyrenäen, und *M. Sorre* eingehender über die physikalische Geographie des Gebirges geäussert haben; neben einem allgemeinen geographischen Ueberblick hat überdies *M. Sorre* eine wenn auch knapp gefasste Charakteristik der einzelnen natürlichen Hauptgebiete der französischen Pyrenäen gegeben. Schliesslich sei noch die ebenfalls knapp gehaltene, aber mit guten Abbildungen versehene Gesamtdarstellung der Pyrenäen von *Erwin Scheu* in *F. Klutes* Handbuch der geographischen Wissenschaft erwähnt.

Der morphologischen Erforschung der Pyrenäen gingen die Untersuchungen über Ablagerungen der eiszeitlichen Gletscher voraus, und diese Untersuchungen haben insbesondere das Studium der zahlreichen Bergseen, Zirken, Rundbuckel und Talstufen und dasjenige der Talbildung in den Pyrenäen angeregt.

Jean de Charpentier, der sich bereits um die geognostische Erforschung der Pyrenäen Verdienste erworben hatte, war der erste, der das erratische Phänomen in jenen Tälern erkannte und, gestützt auf das Vorkommen von zerstreuten Granitfindlingen in den nördlichen Kalkzonen, eine grosse Ausdehnung der diluvialen Gletscher in den Haupttälern der französischen Pyrenäen annahm (Lit. 7). Seine Lehre von der ehemaligen Vergletscherung jenes Gebirges wurde durch die lokalen Untersuchungen von *Durocher*, *Charles Martins*, *Colomb*, *Leymerie*, *Baysselance* u. a. bestätigt, und 1883 vermochte *Albr. Penck* eine zusammenfassende Darstellung, die sich teilweise auf eigene Beobachtungen stützte, von der «Eiszeit in den Pyrenäen» zu geben (Lit. 8—11).

Seither hat die Eiszeitforschung in diesem Gebirge weitere Fortschritte gemacht, worüber der Verfasser bereits in seiner Abhandlung über die diluviale Vergletscherung in den östlichen Pyrenäen und in seiner Arbeit über die «Seen der Pyrenäen» berichtete (Lit. 12, 13).

Weiterhin sind den in grösseren Pyrenäentälern vorkommenden Terrassen, die sich meist bis weit ins Vorland des Gebirges hinaus fortsetzen, von den Forschern grössere Aufmerksamkeit geschenkt worden. Einige dieser Autoren glauben, solche Terrassen mit einer Mehrzahl von Eiszeiten in Verbindung setzen zu dürfen, wie z. B. *H. Obermaier* (Lit. 17). Ueberblicken wir die zurzeit vorliegende Literatur, so lässt sich als einigermaßen gesichertes Ergebnis etwa Folgendes festhalten:

In den grossen Tälern der französischen Pyrenäen kommen drei bis vier verschieden hohe Aufschüttungsterrassen diluvialen Alters vor, von denen eine der tieferen und jüngeren als Niederterrasse, eine der höheren als Hochterrasse bezeichnet worden sind. Solche in den Tälern der Ariège und der Garonne wurden von den meisten Forschern mit Moränen der beiden letzten Eiszeiten in Verbindung gebracht (*Mengaud, L. Carez, Chaput, Denizot, D. Faucher, Obermaier, R. Pic, L. Goron*).

Ähnliches dürfte auch für die in der Umgebung von Lourdes, sowie im Tal von Ossau auftretenden Schotterterrassen gelten. Die an der grossen, an Granitblöcken reichen Endmoräne unterhalb Arudy beginnende Niederterrasse füllt ein altes Tal aus, das nach *Penck* vor der letzten Eiszeit existiert hat. Die höhere Terrasse, die bei der Station Buzy an Altmoränen einsetzt, und in deren Nähe fluvioglazialen Charakter aufweist (gekritzte Gesteine) darf als Hochterrasse bezeichnet werden. Sie lässt sich bis zum Dorf Escou verfolgen, wo sie mit einem Erosionsrand endet.

Mit der Niederterrasse des Ossautales steht offenbar die von *L. Carez* beschriebene, 25 m mächtige Schotterterrasse des Aspetales in engem Zusammenhang. Bei Oloron-Ste-Marie, wo sich die beiden Täler vereinigen, weisen beide Terrassen das gleiche Meeresniveau von 230 m auf, und sie lassen sich flussabwärts auf beiden Ufern gegen 40 km weit bis unterhalb Sauveterre verfolgen, bis dorthin überall von einem 12—15 m tieferen Erosionsniveau begleitet.

Flussaufwärts reicht die Terrasse von Ste-Marie bis nach Sarrance, wo sie aus grobem und schlecht geschichtetem erraticem Material besteht. Diese Bildung stellt offenbar den Uebergangskegel von Moräne zu Schotter des letzteiszeitlichen Aspegletschers dar.

Wie im Tal von Ossau, so wird auch im Aspetal die Niederterrasse von einer älteren, 20—30 m höheren Terrasse überragt, die bei Eysus, Arros, Gurmençon und Mounour aufgeschlossen

ist und stark verlehnten, groben Schotter aufweist. Ihr entspricht an Höhe die aus löcheriger Nagelfluh bestehende Terrasse im Seitental von Issor. Allerdings vermag man den Zusammenhang der älteren Terrasse mit Altmoräne nicht nachzuweisen, weil Endmoränen im Aspetal überhaupt fehlen, ein Umstand, der sich wohl auf die starke Brüchigkeit des Erratikums dieses Tales zurückführen lässt, in welchem widerstandsfähige, zu Blockbildung geeignete Granite, wie sie noch im Tal von Ossau vorkommen, nicht anstehen. Immerhin trifft man in den genannten diluvialen Schottern Ophit- und Kalkblöcke bis zu 1 m Länge häufig an, aber meist mit Spuren von Abrollung durch den Fluss.

Aus Analogie mit den beiden Schotterbildungen des benachbarten Ossautales darf man auch für das Aspetal eine zweifache Vergletscherung annehmen, um so mehr, als sich in der Umgebung von Bedous und bei Lescun gut entwickelte Moränenablagerungen vorfinden.

Die beiden von *R. Pic* näher beschriebenen Schotterterrassen im Tale der Neste d'Aure stehen mit der Nieder- und der Hochterrasse des Garonnetales in ähnlichem Verhältnis wie die oben skizzierten Terrassen des Ossau- und des Aspetales.

Nachdem schon im Jahre 1823 *Jean de Charpentier* das reichliche Vorkommen von Seen in den hochgelegenen Talzirken der Pyrenäen hervorgehoben hatte, äusserte sich *Durocher* 1844 über die Entstehung jener Kesseltäler und der in ihnen liegenden Seen, indem er dieselben den Wirkungen vulkanischer Kräfte zuschrieb.

1866 veröffentlichte *Em. Frossard* eine Abhandlung über die Lage und Grösse zahlreicher Seen der Pyrenäen.

1867 stellten *F. Zirkel* und *Elisée Reclus* den stufenförmigen Aufbau zahlreicher Pyrenäentäler fest, und sie zeigten an Beispielen das Vorkommen von verschiedenen aufeinanderfolgenden Talstufen (Lit. 25, 26).

Im gleichen Jahre gab *Ch. Packe* eine eingehende Beschreibung der Lage und Grösse verschiedener Seen, namentlich im Gebirge von Luchon; seine Darstellung ist noch heute lesenswert.

1871 schrieb *Ch. Martins* über die Ursache des Fehlens grosser Seen am Fusse der Pyrenäen.

In den Jahren 1873 und 1874 verfasste *Dr. Jeanbernat* damals viel beachtete geographische Studien über die in den Pyrenäen vorkommenden Seen, deren Zahl er auf 569 schätzte; weitaus die meisten kämen in der Höhe von über 1500 m vor.

Die einen dieser Seen seien durch Moränen alter Gletscher oder durch Bergsturzmassen gestaut, andere infolge von Einstürzen entstanden (Lit. 28).

Eine ähnliche Auffassung finden wir 1878 auch bei *Mallada* in seiner geograph-geologischen Beschreibung der Provinz Huesca.

In der grundlegenden Arbeit von *A. Penck* über die Eiszeit in den Pyrenäen gab der Verfasser auch reichhaltiges Material über das Vorkommen der Pyrenäenseen in verschiedenen Talstufen und Zirken, in bestimmten Höhenlagen und Gesteinszonen bekannt; sie sollen namentlich in den aus Granit aufgebauten Gebirgen in grosser Anzahl auftreten. Die Entstehung der in Felsbecken liegenden Seen führt *A. Penck* auf Gletschererosion zurück.

Höhenangaben mehrerer Seen finden sich in mehreren Jahrbüchern des französischen Alpenklubs (1882—1887); unter den Mitgliedern, die damals Messungen ausführten, befanden sich *E. Belloc*, *L. Carez*, *Fr. Schrader*, *C. Packe*, *Wallon*, *Garrigou*, *Mallada*, alles Männer, die sich um die wissenschaftliche Erforschung der Pyrenäen verdient gemacht haben.

In den Jahren 1892—1896 wurden nun in den französischen Pyrenäen auf wissenschaftlichen Methoden beruhende Untersuchungen über Tiefe, Fläche, Temperatur, Fauna und Flora der grösseren Seen durch *Emil Belloc* und *A. Delebeque* vorgenommen, über deren Ergebnis ausführliche Berichte vorliegen (Lit. 29, 30). Den Arbeiten dieser Forscher kommt grosse wissenschaftliche Bedeutung zu; denn erst durch sie hat man ein genaueres Bild von den topographischen, geologischen und limnologischen Verhältnissen der gegen 25 untersuchten Seen erhalten. Verdienstvoll sind ferner die Arbeiten des Abbé *L. Gaurier* über die Seen der französischen Pyrenäen (Lit. 31).

In der Frage der glazialen Entstehung der Pyrenäenseen verhielten sich *Delebecque*, *Belloc* und *L. Gaurier* durchaus ablehnend. Dagegen haben andere Forscher die Bildung dieser Seen, die grösstenteils in Felsbecken liegen, in Beziehung zu den Gletschern der Eiszeit gebracht, sei es, dass es sich um Moränenseen oder um in Fels ausgeschliffene Becken handelt, so *M. Mengaud* (1910), *M. Sorre* (1922), *M. Roubault* (1930), *D. Faucher* (1933). Von diesen Autoren ist allerdings der Vorgang der Eintiefung durch Gletschererosion nicht näher erörtert worden. Dagegen ist der Verfasser auf diese Frage eingetreten und hat in seiner Arbeit über die «Seen der Pyrenäen» versucht, den Prozess der Seebildung auf die ungleiche Mächtigkeit der Gletscher und auf Ungleichheiten der Gesteinsbeschaffenheit des Untergrundes und der Talgestaltung zurückzuführen (Lit. 13).

In dieser Arbeit wird eine Zusammenfassung der Ergebnisse 10jähriger Studien und Forschungen über die Geographie und Morphologie der Pyrenäenseen gegeben. An Hand von Kartenstudien und vielfacher Wanderungen in den Pyrenäen konnte der Verfasser ihre Gesamtzahl auf 1070 feststellen. Es handelt sich hierbei grösstenteils um kleinere Gebirgsseen, von denen die grössten 2,5 km lang und zirka 100 m tief sind.

Diese Seen sind nun vom Verfasser nach ihrer Lage zu Flussgebieten, Gebirgsgruppen, Höhenstufen und Gesteinszonen untersucht worden, woraus sich Schlüsse auf ihre Entstehung ergaben. Die meisten tiefen Seen liegen in Felsbecken, die von den Gletschern der Eiszeit ausgeschliffen worden sind; viele durch Moränen gestaute, meist nur wenig tiefe Seen zeigen ebenfalls Beziehungen zur Eiszeit. Gegen 950 dieser Seen sind als Karseen anzusehen. Eine grössere Anzahl solcher Seen sind als Wasserreservoir in den Dienst zur Erzeugung von elektrischer Kraft herangezogen worden.

Weniger zahlreich als über die Bergseen der Pyrenäen sind Arbeiten über die Talbildung im allgemeinen, sowie über ältere Züge der Abtragung im Landschaftsbild der Pyrenäen. Jedoch liegen auch hier einige aus neuerer Zeit stammende bemerkenswerte Untersuchungen vor.

Wir erwähnen in erster Linie *R. Blanchard*, «La morphologie des Pyrénées françaises»; dieser Verfasser macht auf den Gegensatz von älteren, senilen Abtragungsformen und den in sie eingeschnittenen, jugendlichen Flusstälern, ferner auf typische glaziale Talformen, wie Trogtäler, Hängetäler und Kare, aufmerksam (Lit. 33).

Ebenso beschäftigte sich der Verfasser seit 1923 hauptsächlich mit glazialgeologischen und morphologischen Erscheinungen der östlichen Pyrenäen und veröffentlichte ausser den bereits genannten Arbeiten noch einige kürzer gehaltene Abhandlungen in den Jahren 1930, 1931 und 1934, als Ergebnis von Beobachtungen, die sich teils auf den Gegensatz von glazialen und fluviatilen Abtragungsformen, teils auf ältere, senile, durch subaërische Abtragung entstandene Bergformen und schliesslich teils auf die Talbildung im allgemeinen in den genannten Gebieten bezogen (Lit. 12 bis 16).

Hinsichtlich der Talbildung in den östlichen Pyrenäen gelangte der Verfasser zu den folgenden allgemeinen Ergebnissen:

In diesem Gebiet ist der Gegensatz der Formen ehemals vergletschter und unvergletschter Täler sehr deutlich ausgesprochen. Die meisten echten Flusstäler machen den Eindruck der Jugendlichkeit; sie sind sehr tief und eng in den Gebirgskörper eingeschnitten und werden von steilen Hängen begleitet; nicht selten nehmen sie schluchtartigen Charakter an, oder sie besitzen eine schmale V-Form im Profil. Dies gilt namentlich für die unteren Teile der Täler, wo die Hänge fast überall bis zu 150 m Höhe eine grosse Steilheit aufweisen. Nach der Höhe zu stellen sich Geländeknicke oder sogar Terrassen ein, und die Abhänge sind sanfter geböscht. Ueberblickt man die Gestaltung solcher Täler, so erhält man die Ueberzeugung, dass ihre Eintiefung in drei bis vier Hauptperioden erfolgt ist: Das älteste Tal

besass die sanftesten Böschungen: diese führen namentlich in den Tälern der Tet, des Aude und der Ariège zu breiten Rücken subaërischer Abtragung hinauf, deren Entstehung in die mittlere Tertiärzeit (Mittelmiocän) anzunehmen ist. Dieser Zeit gehört auch die Bildung des breiten Beckens der Cerdagne an, dessen Sohle mit obermiocänen und pliocänen Ablagerungen bedeckt ist. Im Mündungsgebiet des Tech, der Tet und des Agly bis 150 m über dem Meeresspiegel vorkommendes marines Pliocän (nach *O. Mengel*) beweist allgemein junge Hebung des Gebietes; dieselbe hatte eine beträchtliche Eintiefung der Flüsse im Unter- und Mittellauf zur Folge.

Im Oberlauf zahlreicher Flüsse der östlichen Pyrenäen finden wir Stufenbau sowohl der Haupttäler wie auch der Nebentäler; dazu Trogform, Kare und Wechsel von Stufenriegeln mit Becken. Die Riegel tragen Gletscherschliffe, und die Trogform lässt sich bis zu den Endmoränen eiszeitlicher lokaler Gletscher verfolgen.

Der Gegensatz der Formen zwischen vergletscherten und unvergletscherten Tälern, der bei den oben genannten Flüssen im Unterschied zwischen Oberlauf und Mittel- und Unterlauf zum Ausdruck kommt, lässt uns annehmen, dass die infolge der jungtertiären Hebung des Gebirges eingesetzte Talvertiefung das Oberlaufgebiet noch nicht erreicht hatte, als die Vereisung begann. Die diluvialen Gletscher legten sich in die älteren Talformen und gestalteten sie entsprechend ihrer Ausdehnung um, während gleichzeitig die Flüsse im Mittellauf an der Tiefenerosion energisch tätig waren.

Fast gleichzeitig wie der Verfasser waren in den Ostpyrenäen geologisch und morphologisch auch die drei von Holland kommenden Herren *Roggeveen*, *Boissevain* und *Pannekoek*, tätig, und ihre schönen und einlässlichen Arbeiten dürfen als wertvolle Beiträge zur Geologie und Morphologie der Ostpyrenäen betrachtet werden (Lit. 34, 35).

Das gleiche gilt von den mehrheitlich im spanischen Gebiet der östlichen Pyrenäen ausgeführten Untersuchungen von *M. Chevalier*, *W. Panzer*, *L. Garcia-Sainz* und *Pierre Birot* (Lit. 36—39).

Sodann liegen ausser den bereits genannten Arbeiten von Mengaud und Faucher noch morphologische Arbeiten aus dem Gebiet der Ariège von *Canal* und *Goron* vor, mit denen wir uns noch zu beschäftigen haben werden (Lit. 40).

Schliesslich kommt *Fr. Machatschek* in seinem neuesten grossen Werk «Das Relief der Erde» auf die Morphologie der östlichen Pyrenäen zu sprechen, und indem er auf die von den oben genannten Autoren verfassten neueren Arbeiten hinweist, fügt er bei, dass sich trotzdem noch kein übereinstimmendes Bild

in der morphologischen Entwicklung dieses Gebietes ergebe (Lit. 41).

Diese Bemerkung sowie neuere Begehungen des Verfassers rechtfertigen die Abfassung der vorliegenden Arbeit, in der versucht wird, die Ergebnisse der neueren Literatur und eigener Beobachtungen übersichtlich darzustellen.

Literaturnachweise.

1. *M. Dralet*, Description des Pyrénées, 2 vol. Paris 1813.
2. *Camena d'Almeida*, Les Pyrénées, développement de la connaissance géographique de la chaîne. Diss. A. Colin. Paris 1893.
3. *Camena d'Almeida*, La France, Ed. A. Colin, Paris 1906 (die Pyrenäen sind hier auf 10 Seiten behandelt).
4. *Franz Schrader*, Aperçu sommaire de l'Orographie des Pyrénées. Ann. Cl. Alp. Fr. 1885.
5. *Fr. Schrader*, Aperçu géographique et historique des Pyrénées. Les Guides bleus. (24 p.). Libr. Hachette, Paris 1933.
6. *M. Sorre*, Les Pyrénées. (216 p.). Edit. Collection A. Colin, Paris, 1922.
7. *J. de Charpentier*, Essai sur les glaciers. Lausanne 1841. p. 210.
8. *Durocher*, Sur les traces de phénomènes diluviens dans les Pyrénées. C. R. Acad. Sc. 1841.
9. *Baysselance*, L'ancien glacier de la vallée d'Ossau. Bull. Soc. Ramond 1875.
10. *Ch. Martins* et *Colomb*, Essai sur l'ancien glacier de la vallée d'Argelès. Bull. Soc. géol. II^e série, t. 25.
11. *A. Penck*, Die Eiszeit in den Pyrenäen. Mitt. Ver. für Erdk. Leipzig 1883. p. 163—231.
12. *F. Nussbaum*, Die diluviale Vergletscherung der östlichen Pyrenäen. G. Zeitsch. 1928.
13. *F. Nussbaum*, Die Seen der Pyrenäen, Mitt. Nat. Ges. Bern 1934.
14. *F. Nussbaum*, Morphologische Studien in den östlichen Pyrenäen. Zeitsch. Ges. für Erdk. Berlin 1930.
15. *F. Nussbaum*, Sur des surfaces d'aplanissement d'âge tertiaire dans les Pyrénées Orientales. C. R. Congr. Int. Géogr. Paris 1931.
16. *F. Nussbaum*, Ueber Talbildung in den östlichen Pyrenäen. Jahresb. Geogr. Ges. Bern 1934.
17. *H. Obermaier*, Beiträge zur Kenntnis des Quartärs in den Pyrenäen. Arch. für Anthrop. Bd. 4. N. F. 1906.
18. *L. Mengaud*, Contribution à l'étude du Glaciaire et du Terrasses de l'Ariège et du Salat. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse 1910.
19. *E. Chaput*, Recherches sur l'Evolution des Terrasses de l'Aquitaine. Ebendort, 1927.
20. *G. Denixot*, Note sur la morphologie, sur l'évolution et sur l'âge des terrasses toulousaines. Ebendort, 1928.
21. *D. Faucher*, Le Glacier de l'Ariège dans la basse vallée montagnarde. Mém. Géogr. Grenoble 1932.
— L'Originalité physique des Pyrénées de l'Ariège. Rev. des Pyr. t. VIII 1937.
22. *L. Carex*, Géologie des Pyrénées. 6 vol. Paris 1909.
23. *R. Pic*, Les Terrasses de la Neste-Garonne. Rev. Géogr. des Pyr. et du S. O. t. IV. 1933.
24. *E. Frossard*, Les Lacs des Pyrénées, Bull. Soc. Ramond, 1866.
25. *F. Zirkel*, Physiographische Skizzen aus den Pyrenäen. Das Ausland 1867.
26. *Elisée Reclus*, La Terre, VII. p. 539. 1867.
27. *Ch. Packe*, A Guide to the Pyrenees, London, 1867.

28. *Jeanbernat*, Etude monographique sur les lacs des Pyrénées. Bull. Soc. Sc. phys. et nat. Toulouse, 1873.
29. *E. Belloc*, Etude sur l'origine, la formation et le comblement des Lacs dans les Pyrénées. Assoc. franç. pour l'avanc. d. sc. 1892.
30. *A. Delebecque*, Sur quelques lacs des Alpes, de l'Aubrac et des Pyrénées. C. R. Acad. Sc. 1895.
31. *L. Gaurier*, Travaux de Glaciologie et d'Hydrologie aux Pyrénées, 1896—1926. Bull. Sect. scient. C. A. Fr. 1925.
32. *D. Faucher*, Les lacs des Pyrénées françaises et la morphologie glaciaire pyrénéenne. Rev. Géogr. des Pyrénées. t. IV. 1933.
33. *R. Blanchard*, La morphologie des Pyrénées françaises. Annales de Géogr. 1914. t. 23. p. 303—324.
34. *H. Boisservain*, Etude géologique et géomorphologique de la Haute-Sègre. Bull. Soc. d'Hist. Nat. Toulouse, 1834.
35. *A. J. Pannekoek*, Die jungtertiäre morphologisch-tekton. Entwicklungsgeschichte der östlichen Pyrenäen. Géologie des Pays Catalans, 1937.
36. *M. Chevalier*, Notes sur les terrains néogènes de la Cerdagne. Bull. Inst. cat. Hist. Nat. 1925.
37. *L. Garcia-Sainx*, Los vestigios de Epoca glaciär en el val de Flamisell. Publ. Soc. Geogr. Nac. Madrid, 1933.
38. *W. Panzer*, Talentwicklung und Eiszeitklima im nordöstlichen Spanien. Abh. Senckenberg. Nat. Ges. Frankfurt, 1926.
— Die eiszeitlichen Endmoränen von Puigcerda. Z. f. Gletscherk. 1932.
39. *Pierre Birot*, Recherches sur la Morphologie des Pyrénées Orientales franco-espagnoles. Paris 1937.
40. *L. Goron*, Les Unités topographiques du Pays ariégeois, le rôle des cycles d'érosion tertiaires etc. Rev. Géog. des Pyr. VIII 1937.
41. *Fr. Machatschek*, Das Relief der Erde, Bd. I. Verlag Bornträger, Berlin, 1938.

2. Zur Kartographie der Pyrenäen.

Das Kärtchen Fig. 1 veranschaulicht uns in erster Linie die Tatsache, dass bis zur Grenze der beiden grossen Staaten Frankreich und Spanien ganz verschiedenartige Kartenaufnahmen vorliegen, so auf der Nordseite die Carte de l'Etat Major de France 1:80 000, die als Schraffenkarte ungefähr unserer Dufour-Karte entspricht, aber in vielen Einzelheiten der Terrainwiedergabe doch recht ungenau ist; ihr steht auf der Südseite die Mapa itinerar de España im Maßstab 1:200 000 gegenüber, auf der wohl Flüsse, Wege und Ortschaften angegeben, aber kein Gelände, kein Relief eingezeichnet ist.

Für das französische Gebiet ist später auch eine Kurvenkarte in 1:200 000 geschaffen worden, die einen sehr guten Ueberblick über die Orographie der nördlichen Abdachung bietet. Aus der Darstellung von *H. Beraldi* («Cent ans aux Pyrénées»), dürfte hervorgehen, welcher Anstrengungen es bedurfte, um die genannten Karten zu schaffen. Unter den ersten französischen Topographen haben sich insbesondere *Coraboëuf*, *Testu*, *Peytier* und *Hossard* verdient gemacht. Ihnen folgten mit bemerkenswerten Arbeiten, namentlich auf der spanischen Seite, *M. Wallon*, *Fr. Schrader*,

Prudent und *Saint-Saud*. Als wesentliches Ergebnis jener Epoche verdient die Karte von *Fr. Schrader* in 1:100 000, «*Carte des Pyrénées Centrales*», erwähnt zu werden.

Die Erstellung präziser, auf genaueren Nivellements beruhender Isohypsenkarten grösseren Maßstabes war dem 20. Jahrhundert vorbehalten. Auch hierbei ist *Fr. Schrader* mit seiner prächtigen Karte von Gavarnie vorangegangen; sodann erschienen die *Carte du Vignemale* von *Alph. Meillon* und die von Andorra, aufgenommen von Chevalier. Die Ausnützung der Wasserkräfte in den an Bergseen reichen Massiven veranlasste die Schaffung der Karte von Tabescan und die in besonders grossem Maßstab aufgenommene und sehr genaue Karte des Schweizer Topographen *Aegerter* der «Lagos de Capdella».

In jüngster Zeit ist durch die staatlichen Organe von Spanien die Herausgabe von Kurvenkarten im Maßstab 1:100 000 und 1:20 000 begonnen worden, und bereits sind mehrere Blätter der Umgebung von Ribas-Seo de Urgel erschienen. Leider konnte der Verfasser sie für seine Aufnahmen nur zum kleinsten Teile verwenden.

a) Allgemeine Karten.

1. Carte de l'Etat Major de France, 1:80 000, feuilles 227—232, 238—244, 250—257. H. Barrère, édit. Paris.

2. Carte de France à 1:200 000. Feuilles 70 Tarbes, 71 Toulouse, 70 Luz, 77 Foix, 78 Perpignan. Dressé, gravé et publié au Service Géographique de l'Armée, Paris.

3. Carte touristique de France 1:400 000, Feuille XIV Toulouse. H. Barrère, Paris, 1913.

(Auf dieser in Schummerung gehaltenen Karte ist das Pyrenäengebirge zwischen Perpignan und Pau einheitlich dargestellt; die Karte reicht im Süden bis Pobra de Segur—Figueras.)

Mapa militar itinera de España. Publicado por el Deposito de la Guerra en 1916. Hojas 7, 8, 9, 17, 18, 19, 27, 28, 29. Escala de 1:200 000.

4. Mapa de España. Escala de 1:500 000. Hoja 2, 3. (In Schummerung und Isohypsen mit 200 m Equidistanz.)

b) Spezialkarten.

1. Les Pyrénées Centrales, par F. Schrader, 6 feuilles. Club Alpin français. 1:100 000.

2. Lagos de Capdella. Maßstab 1:10 000, Equidistanz der Isohypsen 10 m. Aufgenommen von L. Aegerter, Energia Electrica de Cataluña, Barcelona, 1923.

3. Les Vallées d'Andorre. Carte levée et dessinée par Marcel Chevalier. Echelle 1:50 000. Chambéry 1925.

4. Tabescan. Echelle 1: 20 000. Levée et dessinée par la Société Française de Stéréotopographie, Paris. Auf Veranlassung der Energia Electrica de Cataluña S. A., Barcelona.

III. Topographischer Ueberblick über die östlichen Pyrenäen.

Ein Blick auf die Europakarte zeigt uns, dass die Pyrenäen bedeutend kürzer und schmaler sind als das in mächtigem Bogen verlaufende, 1200 km lange Alpengebirge. Sie erstrecken sich bei einer Länge von 430 km vom Cap Cerbère im O bis zu der in 567 m Meereshöhe liegenden Einsattelung des Col de Azpiroz, über welchen die Strasse St. Sebastian—Pamplona führt. Hier beginnt das System des Kantabrisch-Asturischen Gebirges, das zwar die westliche Fortsetzung der Pyrenäen bildet, aber eine von diesen abweichende geologische Struktur besitzt.

Von älteren Autoren sind die Pyrenäen wegen ihrer angeblichen Regelmässigkeit in der Anordnung von Haupt- und Nebenketten etwa mit dem Bilde eines Farnkrautes verglichen worden, in der Meinung, dass sich von einem Hauptkamme zahlreiche Seitenkämme fest senkrecht und in regelmässigen Abständen abzweigen. Nach *A. Penck* stellen die Pyrenäen «orographisch ein ausgezeichnetes Kettengebirge dar, mit einer Kammlinie, die als Muster gelten könnte» (Lit. 1). *M. Sorre* weist jedoch auf den Mangel an Symmetrie in der Lage des Hauptkammes hin und führt aus, dass die nördlichen Seitenkämme bedeutend kürzer sind und steiler abfallen als die der spanischen Abdachung (Lit. 2). Eine solche Asymmetrie der Talordnung ist nach *Krümmel* und *Supan* auch bei andern Gebirgen beobachtet und auf die infolge reichlicher Niederschläge an Regenseiten stärker wirkende Talbildung zurückgeführt worden; bei den Pyrenäen aber müsse eine Ausnahme von dieser Regel vorliegen, da ihre längere südliche Abdachung durch Trockenheit ausgezeichnet sei (Lit. 3). *Fr. Schrader* hat sodann auf das Vorkommen von niedrigen randlichen Längsketten auf beiden Seiten des Gebirges, sowie auf das Auftreten von Massiven im Bereiche des Hauptkammes aufmerksam gemacht; beides Erscheinungen, welche das orographische Bild der Pyrenäen reichhaltiger und abwechslungsreicher gestalten und, wie vom gleichen Autor in Verbindung mit *E. de Margerie* gezeigt wurde, durch den geologischen Bau des ganzen Gebirges bedingt sind (Lit. 4, 5).

Gebirge mit einer ausgesprochenen Hauptkette und zahlreichen, von dieser ausgehenden Nebenketten, die durch entsprechend verlaufende tiefe Quertäler von einander getrennt sind, während Längstäler zurücktreten, sind von *A. Supan* als Kammgebirge bezeichnet worden. Mit dem gleichen Autor

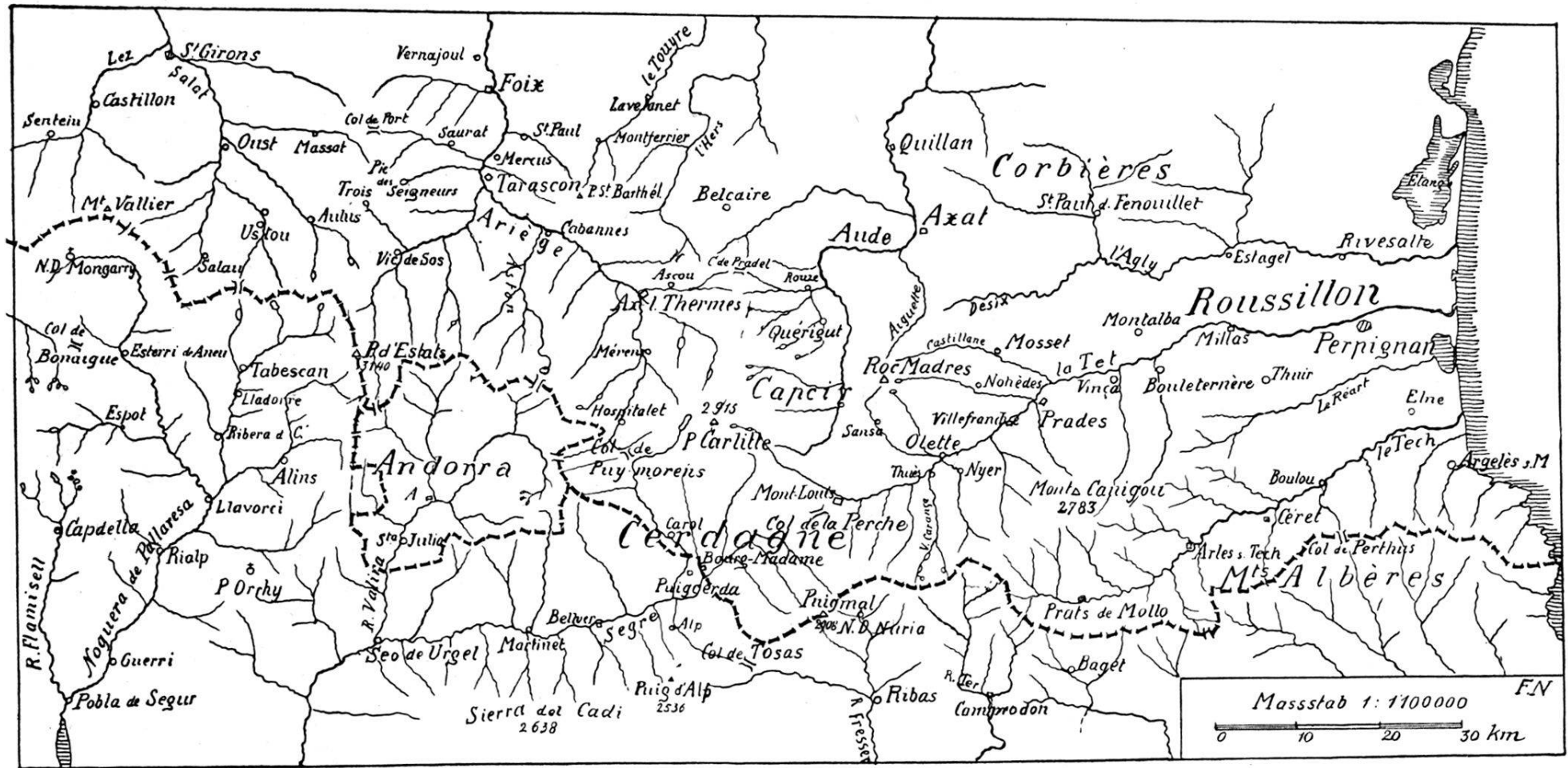


Abbildung 2. Topographische Uebersichtskarte der östlichen Pyrenäen.

Der nördliche Gebirgsfuss verläuft ungefähr vom Etang de Leucate westwärts über Quillan — Lavelanet — Vernajoul und St Giron.

verstehen wir aber unter *Kettengebirgen* solche Gebirge, die vorwiegend aus einer Aneinanderreihung mehr oder weniger parallelen Ketten oder Kämmen bestehen und zwischen denen sich durch die Struktur bedingte Längstäler vorfinden, also orographische Merkmale, wie wir sie in ganz besonders schöner Entwicklung etwa in unserem Jura, sowie im Appalacheengebirge vorfinden. An einer andern Stelle seiner «*Grundzüge der physischen Erdkunde*» (S. 623) bemerkt *A. Supan*, dass die Pyrenäen an der Nordseite fast nur Quertäler hätten, am Südabhange aber eine bedeutende Längs- und Quergliederung. Wenn auch diese Charakteristik nicht ganz zutreffend ist, so darf man doch die Pyrenäen zur Hauptsache als ein Kammgebirge mit unsymmetrischer Anordnung der Haupt- und Nebenkämme ansehen. Insbesondere trifft diese Auffassung für die zentralen und westlichen Pyrenäen zu, während allerdings die Ostpyrenäen durch ein rutenförmiges Auseinandergehen der Ketten (*Virgation*) und eine mehr oder weniger deutliche Anordnung von Längsketten und Längstälern gekennzeichnet sind (vergl. Abbild. 2).

So treten uns in den Ostpyrenäen drei 2300—2900 m hohe Hauptgebirgszüge entgegen, die Albères, die Canigou-Puigmal-Kette und das Roc-Madres-Massiv, die alle durch zahlreiche kürzere Seitenketten nach S und N stark gegliedert sind. Die zirka 60 km lange kristalline Kette der Albères, die mit der Sierra de Rosas beim Cap Creus am Mittelmeer beginnt und über die im O der vielbegangene Col de Perthus führt, verschmilzt im Quellgebiet des Tech mit der Mont-Canigoukette, die im P. Puigmal die Höhe von 2908 m erreicht. Diese Kette senkt sich westwärts bis zu dem 1800 m hohen Col de Tosas und setzt sich sodann in gleicher Richtung über die 2500 m hohe Tosa de Alp zu dem isoklinalen Längskamm der Sierra del Cadi (2660 m) fort, der an einem schmalen Quertal des Segre endet.

Nördlich von dieser vom Mt. Canigou bis zur Sierra del Cadi insgesamt 90 km langen Kette verläuft einer der auffälligsten Längstälzüge der Pyrenäen; er wird im östlichen Abschnitt durch den Unter- und Mittellauf des Tet-Tales gebildet und führt dann über den 1577 m hohen Col de la Perche nach dem den westlichen Abschnitt ausmachenden verhältnismässig breiten Längstal des Segre hinüber. Hier dehnt sich das eigenartige, in 1100—1300 m Höhe gelegene Becken der Cerdagne aus, das im W durch Talengen bei Martinet abgeschlossen wird. Auf diese folgen noch die Becken von Seo de Urgel, die der Segre durchfließt, um sich dann südwärts zu wenden und durch eine Flucht von Talengen ein langes Quertal zu durchströmen.

Vom genannten Col de la Perche führt eine flache Einsattelung nordwärts nach dem in 1400—1500 m Höhe gelegenen Becken des Capcir hinüber, das vom Aude-Fluss durchströmt wird. An dieses

Becken reicht das 2470 m hohe Roc Madres-Massiv heran, das sich nördlich des Tet-Tales erhebt und dem im NO das ausgesprochen kettenförmige Mittelgebirge der Corbières vorgelagert ist. Die Grenze zwischen beiden Gebirgen wird durch eine grossenteils tektonisch bedingte Längstalung des Agly-Flusses gebildet, der mit der Tet und dem Tech in die fruchtbare Tiefebene des Roussillon, eine typische Küstenebene einmündet, die teilweise aus den Alluvionen der genannten Flüsse besteht.

Ueber die Abgrenzung zwischen Ost- und Zentralpyrenäen herrscht unter den Geographen nicht Uebereinstimmung. Nach *Albr. Penck* verläuft die betreffende Grenzlinie vom Tal des Segre über den Col de la Perche nach dem Capcir und dem Aude hinüber, während von andern Autoren der Col de Puymorens als Grenze angenommen wird. Dieser Pass liegt westlich vom 2910 m hohen Carlitte-Massiv, dem Quellgebiet der Tet, und er verbindet die Täler der Ariège und des Rio Carol, eines Nebenflusses des Segre, miteinander.

Westlich vom Col de Puymorens erstreckt sich die östliche Hälfte der hier im Pic d'Estats 3140 m hoch aufragende Hauptkette der Zentral-Pyrenäen zirka 90 km weit bis zum Col de Bonaigue, über den die Hauptwasserscheide zwischen Garonne- und Ebrogebiet führt. An diesem Hauptkamm entspringen zahlreiche Flüsse, die sich teils nordwärts der Garonne zuwenden wie die Ariège mit ihren Zuflüssen, der Salat und die Lez, teils der südlichen Abdachung folgen wie der Valira aus Andorra und die drei Quellflüsse der Noguera de Pallaresa, die sich in den Segre ergiessen. Zu ihnen gesellt sich der Rio Flamisell, der das südlich vom Col de Bonaigue aufragende Granit-Massiv der Sierra de los Encantados entwässert.

Westlich des Col de Bonaigue folgt nun die imposantere und bis 3400 m hohe Westhälfte des Hauptkammes der Zentralpyrenäen, die durch eine Reihe von Granitstöcken gebildet wird, zwischen die sich metamorphe Schieferzonen einschalten. Ganz allgemein hat das gesamte Gebirge eine sehr bedeutende Abtragung erfahren. Bei näherer Betrachtung lassen sich jedoch noch sehr viele Beziehungen zwischen dem geologischen Aufbau und den orographischen Erscheinungen feststellen.

Diese Verhältnisse sollen im folgenden für die östlichen Pyrenäen angedeutet werden.

Literatur.

1. *A. Penck*, Einteilung und mittlere Kammhöhe der Pyrenäen. Jahresb. der Geograph. Ges. München 1885. H. 10.
2. *M. Sorre*, Les Pyrénées, Coll. Arm. Colin, Paris 1922.
3. *Al. Supan*, Grundzüge der physischen Erdkunde. Leipzig, 3. Aufl., 1903 (p. 625).
4. *Fr. Schrader*, Aperçu sommaire de l'Orographie des Pyrénées. Ann. C. A. Fr. 1885.
5. *Emm. de Margerie et Fr. Schrader*, Aperçu de la structure géologique des Pyrénées. Ann. C. A. Fr. 1891.

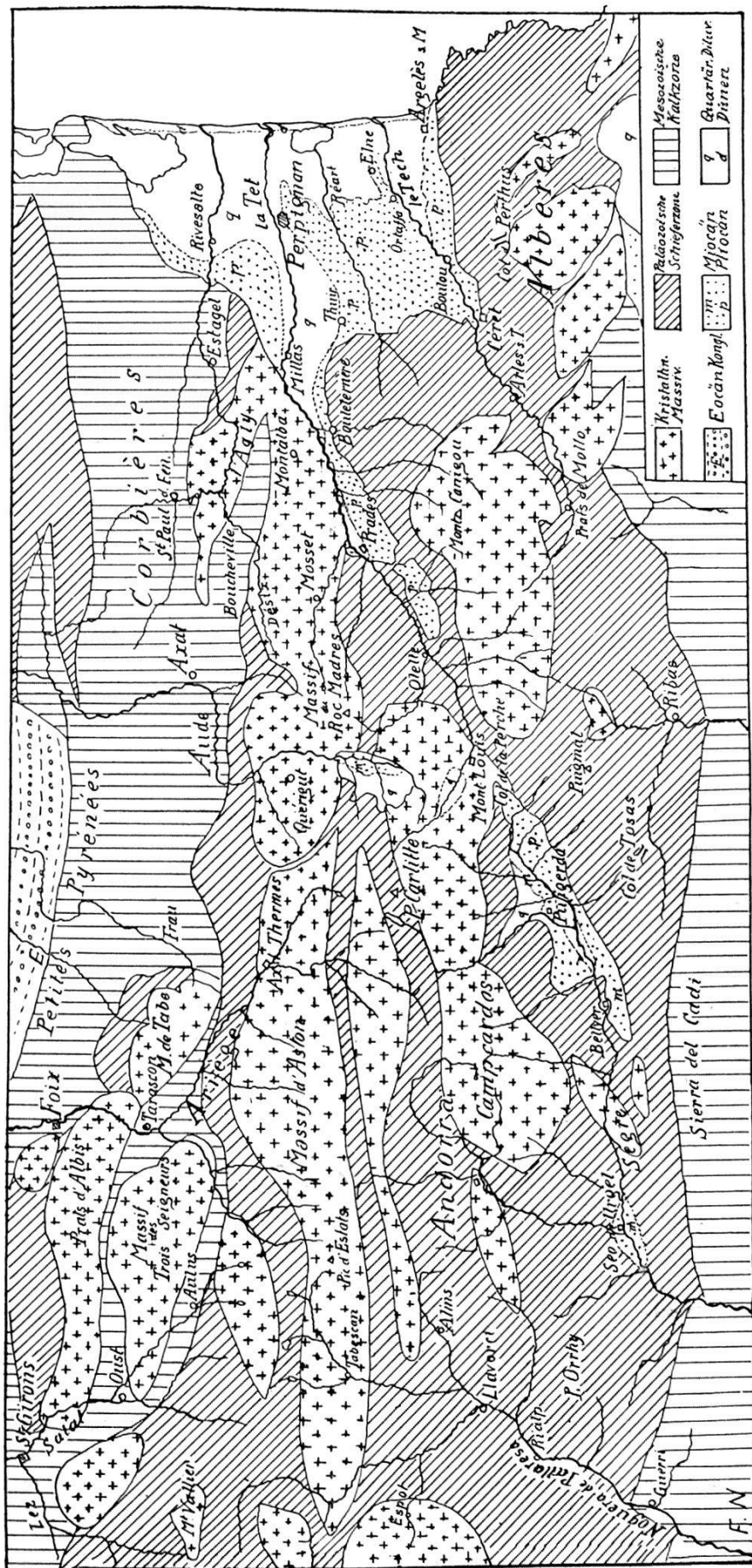


Abbildung 3. Geologische Uebersichtskarte der östlichen Pyrenäen.

(Nach den Aufnahmen von O. Mengel, L. Bertrand, E. de Margerie, J. Roussel, L. Mengaud u. a.)

IV. Ueber den geologischen Bau der östlichen Pyrenäen.

In Hinsicht auf den geologischen Aufbau weisen die Pyrenäen mit den Alpen insofern eine gewisse Aehnlichkeit auf, als sich bei beiden Gebirgen in der Längsausdehnung drei Hauptzonen erkennen lassen, und zwar eine nördliche und eine südliche Kalkzone und eine grossenteils aus kristallinen Gesteinen aufgebaute zentrale Gebirgszone. Diese Zentralzone setzt sich abwechselnd fast ausschliesslich aus granitischen Gebirgsstöcken, aus kristallinen schiefrigen Gesteinen, sowie aus paläozoischen, meist metamorphen Schiefern, Kalken und Quarziten zusammen, während die randlichen Sedimentzonen aus mesozoischen und alttertiären Schiefern, Kalken, Mergeln, Sandsteinen und Konglomeraten aufgebaut sind.

Gute Uebersichten über die oben angedeutete Anordnung der geologischen Längszonen bieten uns die geologische Karte der Pyrenäen von *E. de Margerie* und *F. Schrader*, zu der die Genannten einen zusammenfassenden Begleittext verfasst haben (Lit. 1), sowie die internationale geologische Karte von Europa, im Maßstab 1:1 500 000.

Für die östlichen Pyrenäen leisten uns treffliche Dienste die «*Carte géologique provisoire de la partie orientale des Pyrénées*» von *Léon Bertrand*, sowie die Blätter Céret, Prades, Hospitalet, Quillan, Foix der geologischen Karte von Frankreich (im Maßstab 1:80 000). *L. Carez* verdankt man eine mehrere Bände umfassende Gesamtdarstellung der Geologie der Pyrenäen (Lit. 3).

Nach diesen geologischen Darstellungen finden sich granitische Massive zunächst in den der Hauptaxe der Pyrenäen zugerechneten Gebirgsgruppen; es sind dies in den östlichen Pyrenäen die Albères, das Canigou-Gebirge, das Roc-Madres-Massiv, das Carlitte-Massiv, das westlich vom Col de Puymorens aufragende Aston-Massiv, das die Grenze zwischen Frankreich und der Bauernrepublik Andorra bildet, ferner das südlich davon gelegene Campcardos-Massiv. In der westlichen Fortsetzung der Hauptaxe herrschen bis zum Quertal der Garonne schieferige Gesteinsarten vor, die von kleineren Granitstöcken wie Mont Valier und Roca Blanca durchsetzt sind (vergl. Karte der Gesteinszonen, Abbild. 3).

Die genannte zentrale Hauptzone der Pyrenäen, die sich sowohl aus kristallinen als auch aus paläozoischen, meist metamorphisierten Gesteinen zusammensetzt, hat während der Karbonzeit eine sehr starke Faltung und hierauf eine weitgehende Abtragung erfahren; sie gehört somit der hercynisch-variskischen Faltungszone West- und Mitteleuropas an, und wie andere Rumpfgebirge dieses Gebietes erlitten die damaligen Pyrenäen nach ihrer Abtragung am Ende der Karbonzeit, wie *A. Bresson* aus-

geführt hat (Lit. 4), eine bedeutende Senkung unter den Meerespiegel (Geosynklinale der Thetis). Dieser langandauernde Vorgang führte zu einer sehr umfangreichen Sedimentation, wobei naturgemäss die damals entstandenen Schichten des Perm, der Trias, der Jura- und der Kreideformation diskordant auf die Abtragungsflächen der paläozoischen, steilgestellten Gesteinsbänke und des kristallinen Sockels zu liegen kamen (vergl. Abb. 4, Profile 3 und 4).

Zu den Eigentümlichkeiten des geologischen Baues der Pyrenäen gehört die Tatsache, dass sich nördlich der genannten zentralen Hauptaxe noch mehrere kleinere kristalline Massiv erheben, welche aus einem paläozoischen Schiefermantel und einem Kern aus Granit oder Gneis bestehen und der gesamten Gebirgslandschaft ein besonderes Gepräge verleihen. Solche Massiv kommen in verschiedener Ausdehnung und Höhenentwicklung vor; während sie in den westlichen Pyrenäen meist nur von bescheidener Entwicklung geblieben sind und inmitten der Kalkketten kaum hervortreten, gibt es in der östlichen Hälfte des Gebirges drei kristalline Massiv, die mit ihren Höhen von 1700—2350 m orographisch recht bedeutende Erhebungen darstellen und klimatisch und hydrographisch eigene Gebirgsgruppen bilden. Es sind dies das Massiv de Tabe mit dem 2349 m hohen Pic de St-Barthélemy, das Massiv des Trois Seigneurs und das Massiv von Prats d'Albis, die von L. Bertrand und M. Casteras geologisch beschrieben worden sind (Lit. 12 und 19).

Diese Massiv sind von Kalkzonen umgeben, die meist aus mesozoischen, sehr stark gefalteten Sedimenten aufgebaut sind. Ein typisches Faltengebirge stellen auch die Corbières dar, die von J. Roussel und E. de Margerie untersucht worden sind (Lit. 5, 6). In ihrer westlichen Fortsetzung liegen die niedrigen Längsketten der «Petites Pyrénées», die, nach den Beobachtungen von Leymerie, Pouech, Hébert, Lacvivier und Mengaud, vorwiegend aus regelmässig gefalteten Kalken, Schiefern, Sandsteinen und Konglomeraten der Kreideformation und des Eocäns bestehen (Lit. 7—11). Am äussersten Nordrand der Pyrenäen sind von den genannten französischen Geologen Miocänbildungen nachgewiesen worden, die auffallend reich an Geröll- und Blockablagerungen sind und wagrecht, diskordant auf gefalteten Eocänschichten liegen (vergl. Lit. 8). Damit ist der sichere Nachweis erbracht, dass die Pyrenäen älter als die Alpen und bereits vor dem Miocän gefaltet worden sind.

Eine Merkwürdigkeit der nördlichen Kalkzone der Pyrenäen bildet das Auftreten eines dunkelgrünen Eruptivgesteins, Ophit genannt. Er ist namentlich in den westlichen Pyrenäen sehr verbreitet (siehe Abbild. 4, Profile 3 und 4), tritt aber auch im Talgebiet der Lez auf. In neuerer Zeit ist von einer kleinen Anzahl

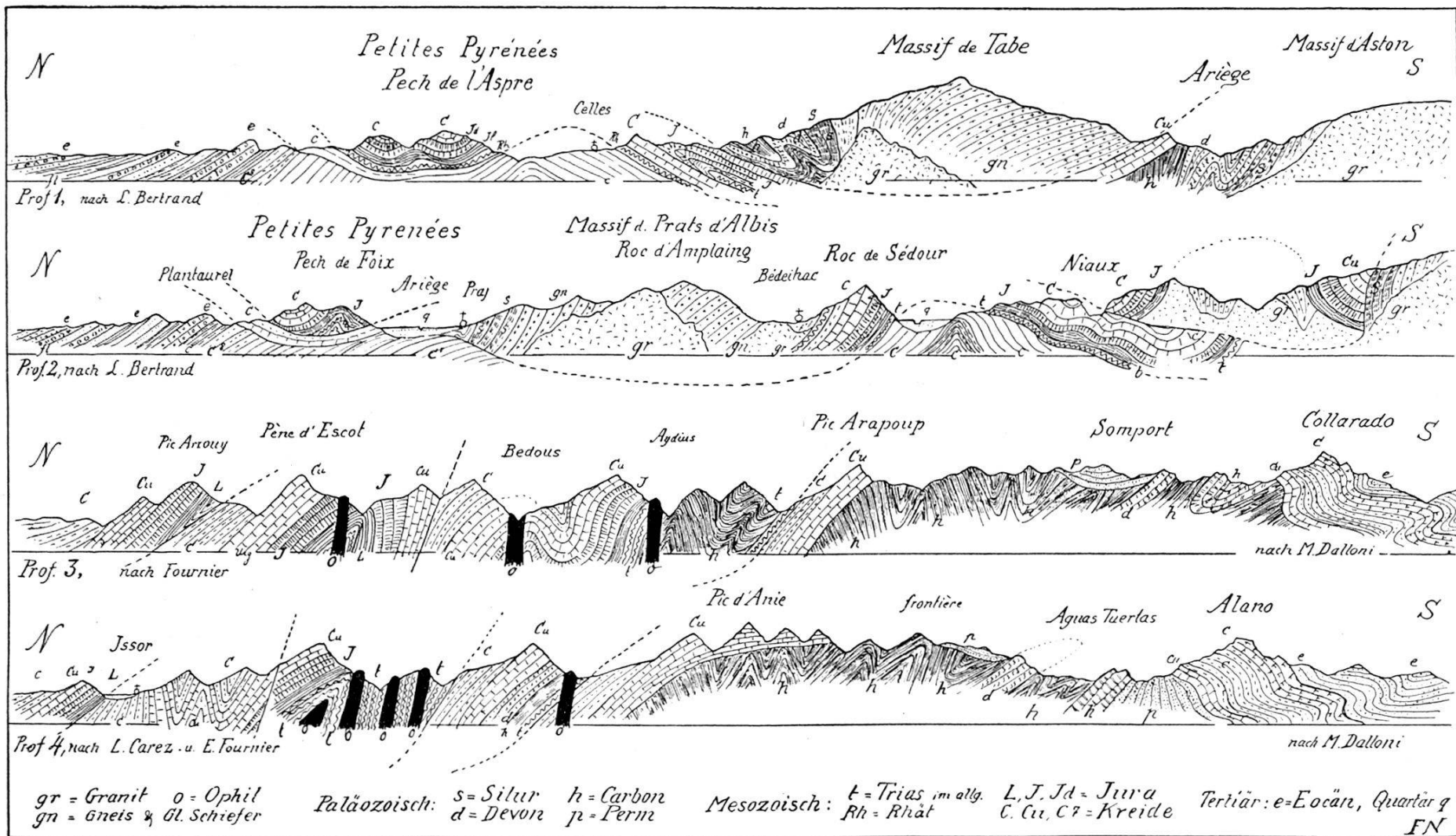


Abbildung 4. Geologische Profile durch die Pyrenäen.

(Prof. 1 u. 2 durch die östl. Pyrenäen, nach L. Bertrand, Prof. 3 u. 4 durch die westl. Pyrenäen nach L. Carez, E. Fournier u. M. Dalloni)

von Geologen die Auffassung vertreten worden, dass in den Pyrenäen wie in den Alpen auch der Deckenbau vorhanden sei. So möchte insbesondere *Léon Bertrand* die der Hauptaxe nördlich vorgelagerten kleineren Granitmassive im Gebiet der Ariège als wurzellose Ueberschiebungsmassen betrachten (Lit. 12). Ebenso nimmt *L. Carez* Ueberschiebungen im Gebiet des Aude an (Lit. 13).

In ähnlicher Weise wie auf der Nordseite weist auch die südliche Kalkzone der östlichen Pyrenäen eine starke Faltung auf; über ihre näheren stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse liegen zahlreiche Beobachtungen französischer, spanischer und anderer Forscher vor (Lit. 14). Am Aufbau dieser Ketten sind zur Hauptsache Kalke, Schiefer und Mergel der Kreideformation, sowie Bildungen des Eocäns beteiligt. In untergeordnetem Grade finden sich auch Sedimente der Trias und der Juraformation vor. Zu den markanten Erhebungen dieser Zone gehören der isoklinial gebaute Kamm der Sierra del Cadi, der vor kurzem von *H. Boissevain* eingehend studiert wurde, ferner die Sierra del Port del Comte, das Cap de Vert, die Rocas d'Empalona und de Paguera, in denen Faltung und Schollenbildung vorkommen. Bemerkenswert sind hierbei mächtige Konglomeratbildungen über marinen, Nummuliten führenden Schichten; sie wurden früher von den meisten Geologen noch dem Eocän zugerechnet, während sie *F. Dollfus* und *P. Birot* für oligocän halten möchten (Lit. 16, 17). Auf alle Fälle beweisen sie, dass die Hauptfaltung dieser Zone gegen das Ende des Eocäns oder zu Beginn des Oligocäns erfolgte und dass um jene Zeit die entstandenen Gebirge eine sehr starke Abtragung erfuhren. Es ist somit bezeichnend, dass somit in beiden Randzonen der Pyrenäen mächtige tertiäre Konglomeratbildungen auftreten, dass aber solche von eocänem oder oligocänem Alter im Innern des Gebirges fehlen. Diese Tatsache dürfte von einiger Bedeutung sein angesichts des Auftretens von Abtragungsflächen, wie sie sich sowohl in der Zentralzone wie auch in den mesozoischen Faltungszonen der Pyrenäen vorfinden.

Literatur.

1. *E. de Margerie* et *Fr. Schrader*, Aperçu de la structure géologique des Pyrénées. 1891.
2. *L. Bertrand*, Carte géologique provisoire de la partie orientale des Pyrénées. Echelle 1:320 000, Bull. Serv. Cart. géol. N° 118, t. 17, 1907.
3. *L. Carez*, Géologie des Pyrénées françaises. Paris. Vol. V.
4. *A. Bresson*, Sur l'âge et les relations stratigraph. de quelques calcaires paléoz des envir. de Pierrefitte et d'Argelès. Bull. Soc. Géol. Fr. 1898.
5. *J. Roussel*, Crétacé des Petites Pyrénées et Corbières. Ebendort, 1887.

6. *E. de Margerie*, Note sur la structure des Corbières. Bull. d. serv. de la Carte géol. de France N° 17.
7. *Leymerie*, Compte rendu des Excursions de la Soc. géol. à St-Gaudens. Bull. Soc. géol. Fr., 1862.
8. *Abbé Pouech*, Note concernant les poudingues tertiaires dits Palassou, dans le dép. de l'Ariège. Ebendort, 1870.
9. *Hébert*, Groupe nummulitique du Midi de la France. Ebendort, 1882.
10. *de Lacvivier*, Compte rendu de l'Excursion de Benaix et de Villeneuve-d'Olmes. Ebendort, 1882.
11. *L. Mengaud*, Notice géologique sur les Pyrénées Ariégeoises et Luchonnaises. Toulouse, 1910.
12. *L. Bertrand*, Tectonique de la feuille de Foix. Bull. Serv. Cart. géol. Fr. N° 134
13. *L. Carex*, Note sur l'existence des phénomènes de recouvrement dans les Pyrénées de l'Aude. Ebendort, N° 3.
14. *Compte Rendu* de la Réunion de la Société géologique de France à Barcelone, Sept. 1898. Bull. Soc. Géol. Fr. 3 Ser. t. 26, 1898. Mit Arbeiten von *J. Almera*, *L. Vidal*, *Ch. Déperet*, *L. Carex*, *F. Dollfus*, *O. Mengel* u. a., über die Geologie der katalon. Pyrenäen.
15. *H. Boisserain*, Etude géologique et géomorphologique d'une partie de la Vallée de la haute Sègre. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 1934.
16. *G. F. Dollfus*, Relation entre la Géologie et de l'Hydrographie en Catalogne. Bull. Soc. géol. Fr. 1898.
17. *P. Birot*, Recherches sur la Morphologie des Pyrénées Orientales. Paris, 1937.
18. *J. Roussel*, Etude stratigraphique des Massifs montagneux du Canigou et de l'Albère. Bull. Serv. Carte géol. Fr. N° 52 t. 8, 1896.
19. *M. Casteras*, Recherches sur la structure du versant Nord des Pyrénées Centrales et Orientales. Bull. Serv. Cart. Géol. France, No. 189, t. 37, 1933.

B. Landschaften der Ostpyrenäen.

I. Die Küstenebene des Roussillon.

Wie oben bereits angedeutet, verläuft der Ostrand der Pyrenäen sehr unregelmässig. Indem die Kette der Albères um zirka 30 km vorspringt und dann steil zum Mittelmeer abfällt, während die übrigen Ketten bedeutend weiter westwärts enden, um dann in niedrigeres, fast hügeliges Gelände überzugehen, war nach Abschluss der orogenetischen Vorgänge eine grössere Bucht entstanden, die im Norden von den weiter ostwärts reichenden Ausläufern der Corbières begrenzt wird. Diese Bucht wurde dann in der jüngsten Epoche des Tertiärs, im Pliocän, sowie in der Quartärzeit von Flussalluvionen und Bildungen des Meeres zugeschüttet und tritt uns heute als teils wellige, teils terrassierte Küstenebene entgegen, die eine Längenausdehnung in südnördlicher Richtung von 40 km und eine mittlere Breite von zirka 20 km besitzt. Als Erosionsbasis der hier einmündenden Pyrenäenflüsse Tech, Tet, Réart und Agly, zu denen sich weiter nordwärts noch der Aude (lat. Atax) gesellt, hat die Küstenebene in Hinsicht auf die Talbildung der Ostpyrenäen eine gewisse Bedeutung, umsomehr als sich hier nach den Untersuchungen von *Ch. Depéret*, *O. Mengel* und *P. Birot* während des Pliocäns und der Quartärzeit nicht unerhebliche Niveauschwankungen feststellen lassen. Die Ablagerungen aus diesen jüngsten Epochen der Erdgeschichte sind insbesondere von *O. Mengel* aufgenommen und beispielsweise auf Bl. Céret der geologischen Karte von Frankreich (1 : 80 000) genau dargestellt worden (Lit. 1—5, 7).

Die oben genannten Flüsse haben in der Quartärzeit mehr oder weniger grosse Deltas aufgeschüttet, deren Formen jedoch infolge der Küstenversetzung wesentlich verändert worden sind. Statt der bei Deltas bekannten Vorsprünge und Einbuchtungen ist hier eine ziemlich gerade, süd-nördlich verlaufende Küstenlinie entstanden, die bei Argelès s. Mer, am Ostrande der Albères, beginnt und sich in unserem Gebiet 40 km weit in nördlicher Richtung bis zum Cap Leucate hinzieht; sie wird, wie dies anderwärts, namentlich in den Landes in ganz ähnlichen Verhältnissen, der Fall ist, durch Dünen gebildet. Ihre nur etwa 300—400 m breite, niedrige Hügelzone ist an einigen Stellen durch schmale Ein-

schnitte der hier einmündenden Flüsse unterbrochen; in auffälliger Weise verläuft diese unterste Flusstrecke schief zur Küste, was darauf hindeutet, dass es vorherrschend südliche Winde sein müssen, welche die hier entstandene Küstenversetzung hervorgerufen haben. Dieser Annahme entspricht auch die Verschmälerung der Dünenzone gegen Norden hin, wo die Zufuhr von feinerem Geschiebe durch die Flüsse geringer geworden ist. Ueberdies fehlt es nördlich des Mündungsgebietes des Agly an einer breiteren Aufschüttungsebene, wie dies namentlich an der Tet und am Tech der Fall ist, und an ihrer Stelle treffen wir als Reste der früheren Bucht mehrere salzreiche Lagunen oder Strandseen an, wie z. B. den Etang de Leucate, den Etang de Canet.

Eine Eigentümlichkeit der fluviatilen Ablagerungen besteht darin, dass sich die Flüsse schon in unmittelbarer Nähe ihrer Deltas in Terrassen eingeschnitten haben, die von den Geologen zur Hauptsache in das jüngere Diluvium gestellt werden und die sich talaufwärts mit zunehmender Mächtigkeit verfolgen lassen. Dies ist insbesondere im Unterlauf der Tet der Fall (Lit. 3, 4, 6). So zeigt sich hier schon östlich von Perpignan eine 16 m hohe Terrasse, und westlich der Stadt, deren Zitadelle auf einem 53 m hohen Hügel aus Pliocänbildungen steht, treten 2 Terrassen auf, von denen die obere nach *O. Mengel* eine Höhe von 30—35 m besitzt, die untere 15—20 m hoch ist. Die obere, die von *Birot* als Hochterrasse bezeichnet wird, liegt 12 km westlich von Perpignan bei St-Félice in 100 m Meereshöhe; die untere wird als Niederterrasse zeitlich der Würmeiszeit gleichgestellt. Beide sollen nach *Birot* infolge vermehrter Geschiebeführung der Flüsse entstanden sein. Immerhin sind sie nicht identisch mit den im Bereiche der Alpen bekannten Hoch- und Niederterrassen, die als fluvio-glaziale Ablagerungen der beiden letzten Eiszeiten gelten; denn wie wir noch vernehmen werden, lassen sich die genannten Terrassen an der Tet nicht bis zu diluvialen Endmoränen verfolgen, wie dies in den Alpen und auch in einigen grösseren Tälern auf der Nordseite der Pyrenäen, so in den Tälern der Ariège, der Garonne und der Neste d'Aure, der Fall ist.

Ebensowenig hat man es bei den Terrassen am Agly und am Tech mit fluvioglazialen Bildungen zu tun. Am Tech zeigen Terrassen an mehreren Stellen im Sockel marines Pliocän, das von jüngeren Schottern überlagert ist; so namentlich zwischen Ortaffa und Le Boulou. Diese Aufschlüsse beweisen, dass nicht nur nach dem Pliocän, sondern auch nach dem Diluvium Hebungen des Küstengebietes eingetreten sind. Dass während des Diluviums eine vermehrte Geschiebeführung der Flüsse erfolgt sei, ist durchaus wahrscheinlich; denn während der jüngsten Pliocänzeit kam es in diesem Gebiet, namentlich in den Bereichen der genannten Flüsse, zu überaus mächtigen klastischen Ablagerungen, die wegen

ihres meist lockern, nicht verfestigten Zustandes und wegen der durch ihre Aufschüttung bewirkten Störung der Gleichgewichtskurven der Flüsse diese zu starkem Abtrag veranlasst haben dürften.

Das Küstengebiet des Roussillons ist wegen seiner Reichhaltigkeit an pliocänen Bildungen längst bekannt. Nach *Ch. Depéret* und *O. Mangel* handelt es sich teils um marine, teils um terrestrische, fluviatile Ablagerungen des Plaisancien und des Astien. Sie stellen insbesondere in der westlichen Hälfte der Küstenebene, zwischen Tech und Tet, eine gut ausgesprochene, fruchtbare Hügellandschaft dar, deren Vertiefungen von quartären Ablagerungen ausgefüllt oder überdeckt sind (Lit. 1, 2, 5).

Nach den genannten Geologen dehnte sich zu Beginn des Pliocäns ein Meeresgolf 26 bzw. 38 km weit landeinwärts, bis nach Céret am Tech und bis Bouleternère im Tal der Tet, aus. In dieser Bucht bildeten sich über Schottern mächtige, fossilreiche Sande und Tone des Plaisancien. Im Astien war die Bucht zum grösseren Teil ausgefüllt; in zahlreichen Strandseen lagerten sich feinere Sedimente ab, während am Gebirgsfuss fluviatile Kiese entstanden.

Nun folgten mehrere Hebungen in verschiedenen Etappen, so dass die am weitesten und höchsten landeinwärts abgesetzten pliocänen Sedimente um 280 m gehoben wurden. Dies hatte zur Folge, dass sich die Flüsse stark in die lockeren Ablagerungen einschnitten, und dass infolge des Sinkens der Erosionsbasis die Wildbachtätigkeit an den Berghängen stark belebt wurde. Dazu kamen offenbar veränderte Klimaverhältnisse; im obersten Pliocän scheint hier ein eher trockenes, kontinentales Klima geherrscht zu haben, so dass in den Gebirgen infolge der intensiveren mechanischen Verwitterung eine reiche Schuttbildung vor sich ging, die dann bei gelegentlichen, aber sehr starken Niederschlägen zu ausgedehnten Murgängen führte. Durch solche auffallend grobklastische Schuttablagerungen sind die Fusszonen der Ostpyrenäen weithin gekennzeichnet.

So erklären sich beispielsweise die überaus groben Konglomerate von Les Trompettes östlich Le Boulou, am Nordfuss der Albères, die seinerzeit von *E. Trutat* zu Unrecht für Moränen des Techgletschers gehalten wurden, als derartige Murbildungen, die Moränen sehr ähnlich sind und in denen Blöcke von 1—2 m³ vorkommen (Lit. 6). Wie wir noch vernehmen werden, stehen ähnliche Ablagerungen im Tal des Tet in enger Beziehung zu feineren Sedimenten des oberen Pliocäns.

Die Hebung des Landes dürfte auch noch nach der Diluvialzeit andauert haben; denn wir finden auf vielen flachen Riedeln des zerschnittenen Pliocänplateaus noch diluviale Flusschotter vor, wie z. B. bei Elne, bei Perpignan, bei St-Cyprien, bei Or-

taffa, bei St-Jean, Le Boulou, bei Murailles, bei Corneilles und andern Orten. Diese Verhältnisse zeigen, dass das Einschneiden der Flüsse bedingt war durch die ständige Tieferlegung der Erosionsbasis infolge von Hebungen.

Wie wir noch zu zeigen haben werden, mussten aber auch lange vor dem Pliocän und der Quartärzeit Hebungen in den Ostpyrenäen eingesetzt haben, wodurch ehemals entstandene Abtragungsflächen und Erosionsformen in bedeutende Höhen gebracht worden sind.

Literatur.

1. *Ch. Depéret*, Note sur la Géologie du bassin du Roussillon. Bull. Soc. Géol. France, 3^{me} série, t. 13. 1884.
2. *Ch. Depéret*, Sur l'importance de la durée de la période pliocène du Bassin du Roussillon. C. R. Ac. Sc. t. 103. 1886.
3. *O. Mengel*, Mouvements du Quaternaire dans les Pyrénées méditerranéennes. C. R. Acad. Sc. Paris, 1930. t. 191.
4. *O. Mengel*, Deux anciennes lignes de rivage en Roussillon; leurs relations avec deux périodes glaciaires. Ebendort; t. 170. 1920.
5. *O. Mengel*, Carte géol. de France, feuille Céret avec texte de l'auteur.
6. *E. Trutat*, Dépôts glaciaires de la vallée inférieure du Tech. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. IX. 1874.
7. *P. Birot*, Recherches sur la Morphologie des Pyrénées Orientales franco-espagnoles. J. B. Baillière, Paris.

II. Das Tal der Tet.

1. Ueberblick.

Bei Bouleternère, 38 km oberhalb ihrer Mündung, tritt die Tet aus dem eigentlichen Tal in das niedrige Küstenvorland ein, das soeben beschrieben worden ist. Die hier namentlich an den westlichen und südlichen Rändern mächtigen, grobklastischen Schuttablagerungen, die nach den französischen Geologen oberpliocänen Alters sind, finden sich auch oberhalb Bouleternère in sehr bedeutenden Massen und lassen sich, unter der Bezeichnung «Riesenkonglomerat von Prades» 25 km weit talaufwärts verfolgen. Diese sehr groben Geröllbildungen haben schon frühe die Aufmerksamkeit verschiedener Forscher auf sich gelenkt, und es sind über sie auch mehrere Theorien geäußert worden. Um diese auf ihre Richtigkeit prüfen zu können, ist es jedoch notwendig, zunächst einen Ueberblick über die Lage und die Beschaffenheit des Tet-Tales zu geben, da dessen speziellere Gestaltung, bzw. Entstehung mit dem genannten Riesenkonglomerat in Beziehung steht.

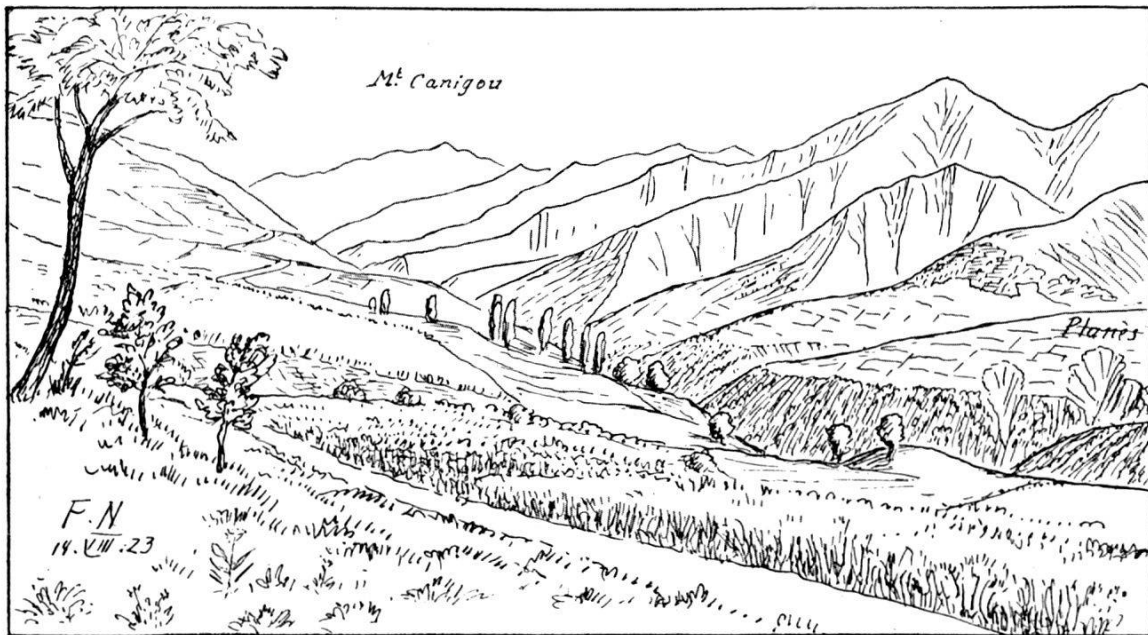


Abbildung 5. *Blick auf das Tal der Tet, östlich von Mont-Louis.*

(Das Tal ist tief in das Terrassensystem von Planès eingeschnitten)

Nach den allgemeinen Gefällsverhältnissen und der Gestaltung des Querprofils lassen sich in diesem Tal ungezwungen drei Hauptabschnitte unterscheiden, wobei wir das im Küstenvorland gelegene Mündungsgebiet weglassen dürfen. Ein ohne Zweifel noch als Unterlauf zu bezeichnendes Talstück dehnt sich 16 km weit von Bouleternère an aufwärts als deutliches Terrasental bis Ria bei Prades aus, wo der Wasserspiegel des Flusses bei 380 m Meereshöhe liegt.

Hierauf folgt eine mittlere, verhältnismässig enge, stark gewundene Talstrecke von 26 km Länge, wo der schmale Talboden mit auffallend stark zunehmendem Gefälle von Ria bis Mont-Louis ansteigt. Die letzten 6 km dieser Strecke sind ganz besonders steil und stellen eine gewaltige Stufe dar, auf der das Tal mit 110 ‰ von 930 m bei Fontpédrouse auf 1600 m Höhe ansteigt.

Oberhalb Mont-Louis, jener von Vauban um 1680 erbauten Grenzfestung, gelangen wir zum Oberlauf des Flusses, der auf 12 km Länge vom Stausee von La Bouillouse weg nur ein Gefälle von 33 ‰ besitzt. Im Einzugsgebiet, das im Carlitte-Massiv liegt, nimmt das Gefälle wieder zu. Zudem stellen sich dort mehrere rasch aufeinanderfolgende Stufen mit Seebecken ein. Wie wir noch auszuführen haben werden, handelt es sich bei der Landschaft bei und oberhalb Mont-Louis um ein Relief älterer Abtragungsvorgänge, das während der Eiszeit noch eine deutliche glaziale Umformung erhalten hat.

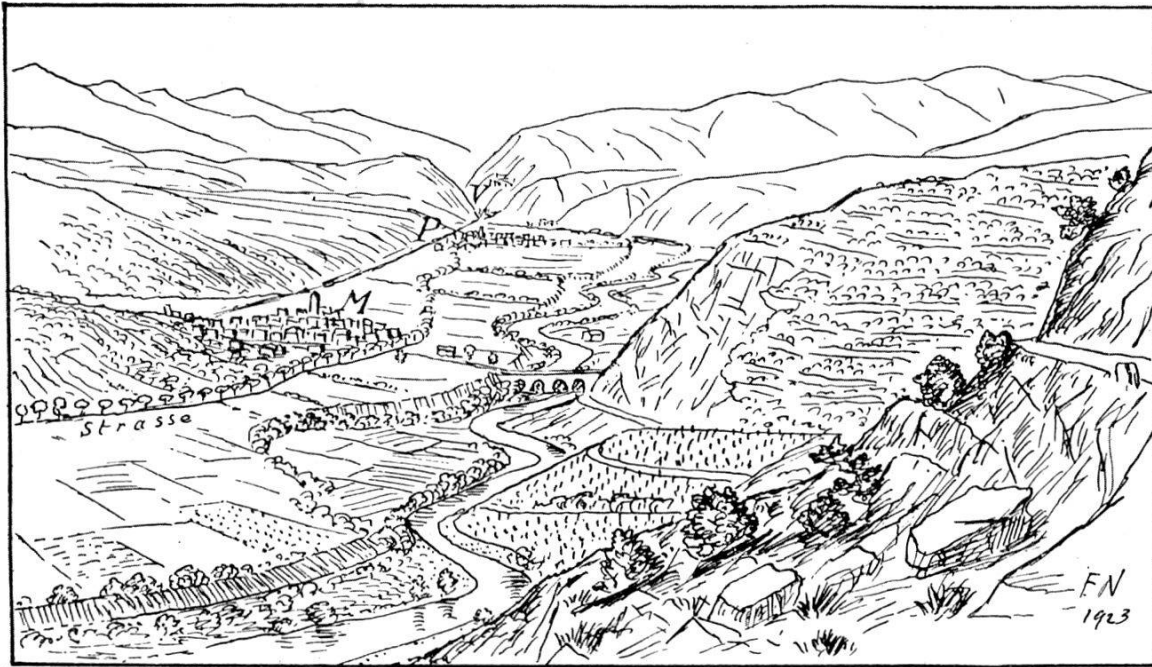


Abbildung 6. *Das Tal der Tet zwischen Villefranche (V) und Marquixanes (M). Hier und bei Prades (P) Terrassenbildung.*
(Blick gegen Westen)

Dagegen weisen die unterhalb Mont-Louis gelegenen Tal- und Berggegenden alle Anzeichen jüngerer fluviatiler Abtragungstätigkeit auf, und zwar als Folge von ebenfalls jüngeren, möglicherweise tektonischen Störungen, zum mindesten aber infolge epirogenetischer Bewegungen, bzw. Hebungen. Solche Bewegungen sind nachweisbar im Küstenvorland während der jüngeren Pliocänzeit erfolgt, und sie haben sich ohne Zweifel in verstärktem Masse auch im westlich angrenzenden Gebirgsland der Ostpyrenäen fortgesetzt. Man darf annehmen, dass infolge solcher Bewegungen, wobei es sich in erster Linie um bedeutende Hebungen handeln dürfte, die Erosionstätigkeit der Flüsse neu belebt wurde, so dass diese dort, wo Gebirge gehoben wurden, zu neuem kräftigen Einschneiden gezwungen worden sind; andererseits haben sich in Senkungsgebieten mächtige Schuttmassen angehäuft, die später wiederum von der Erosion des fließenden Wassers angegriffen wurden. Solche Verhältnisse treten uns mit besonderer Deutlichkeit im Tal der Tet, und zwar in der Gegend von Prades entgegen.

2. *Das Tal der Tet zwischen Bouleternère und Prades.*

Der Fluss strömt hier ganz unsymmetrisch dem nördlichen Talrand entlang, wie wenn er von den zahlreichen, vom Canigou-

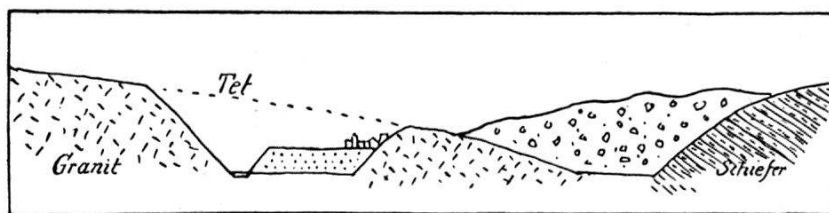


Abbildung 7. *Geologisches Profil durch das Tet-Tal bei Marquixanes.*

Gebirge herabfliessenden Bäche auf die Seite gedrängt worden wäre. So bespült er auf der linken Seite den steilen, zur Hauptsache aus kristallinen Gesteinen bestehenden Abhang der Ausläufer des Roc-Madres-Massivs und des Plateaus von Montalba. Dieses Talstück muss früher vollständig verschüttet worden sein; Reste des Riesenkonglomerates finden sich noch bei Catlar, nur etwa 30 m über dem Fluss. Dieser hat sich dann, vom Schutt ganz nach N gedrängt, neuerdings eingeschnitten, und dabei ist es an mehreren Stellen, nämlich bei Marquixanes, Vinça und bei Rodès, oberhalb Bouleternère, zu Fällen epigenetischer Talbildung gekommen, indem die Tet schmälere, felsige Ausläufer des nördlichen Granitgebietes durchgeschnitten hat.

Bei ihrem nördlich gerichteten Ausweichen hat die Tet mehrere Terrassen gebildet, eine niedrige von 8—10 m, und zwei höhere. Auf diesen liegen mehrere wichtige Ortschaften der Gegend, wie das als Markt- und Bezirkshauptort bekannte Städtchen *Prades*, in 345 m, wo die Terrassen ihre grösste Breite besitzen; dann folgen talabwärts die enggebauten grossen Dörfer Marquixanes, in 272 m, Vinça in 262 m, 40 m über dem Fluss, Rodès und Bouleternère (s. Abbild. 6). Die Lage dieser Terrassen ist insofern bemerkenswert, als sie sich durch die jungen epigenetischen Taleinschnitte fortsetzen, von denen oben die Rede war. Daraus ergibt sich, dass die Bildung der Terrassen erst nach dem Niedereinschneiden des Flusses erfolgt ist.

Ein lehrreiches Profil findet sich bei Marquixanes; diese Ortschaft liegt teils auf der erwähnten Terrasse, teils am Abhang eines Granithügels, der südwärts zu einem älteren Tal abfällt, welches von dem groben, oberpliocänen Konglomerat aufgefüllt, d. h. zugeschüttet worden ist. Weiter südwärts ruht dieses auf paläozoischen Schiefen auf (s. Abbild. 7).

Aus diesen Lagerungsverhältnissen geht hervor, dass im Bereiche des Tet ein mehrmaliges Einschneiden stattgefunden hat, worauf jeweilen eine Zuschüttung erfolgte. Da die Zuschüttung durch das Riesenkonglomerat im Oberpliocän erfolgte, musste

damals schon der südlichere Taleinschnitt vorhanden gewesen sein. Die epigenetische Talvertiefung erfolgte nach der Verschüttung, also wohl im älteren Quartär. Damit steht auch in Einklang, dass die jüngeren Terrassen dem jüngeren Diluvium zuzurechnen sind; sie lassen sich übrigens talabwärts bis ins Küstenvorland hinab verfolgen, wie wir früher gesehen haben.

3. Die Piedmontlandschaft von Montalba.

Für die Altersfolge in der morphologischen Entwicklung dieser Gegend ist auch die Gestaltung des nördlich der Tet gelegenen Geländes von Wichtigkeit. Die auf dem linken Flussufer vorhandene felsige Terrasse liegt durchschnittlich 150—180 m über dem Wasserspiegel, und sie lässt sich von Ria weg talabwärts an mehreren zwischen schmalen Bacheinschnitten aufragenden Vorsprüngen feststellen. Dabei senkt sie sich von 465 m nördlich Prades über Eus, 440 m, auf zirka 250 m bei Ille de la Tet mit einem Gefälle von 13,4 ‰. Ohne Zweifel gehört sie einem im älteren Pliocän vorhandenen Tale an; denn sie entspricht in ihrer Lage der in jener Zeit existierenden, durch die Ingression des Meeres bedingten Erosionsbasis.

Ueber der meist nur schmalen Terrasse steigt man in nördlicher Richtung zu einer weit besser entwickelten, höheren Terrasse an, die durchschnittlich 250—270 m über der heutigen Talsohle liegt. Sie kann nördlich von Prades bei Molitg in 600 m, nördlich Eus in 560 m, nördlich Marquixanès in 544 m, nördlich Vinça in 517 m und nördlich Rodès bei *Montalba* in 440 m festgestellt werden. An dem letztgenannten Ort nimmt sie eine ganz besonders grosse Ausdehnung an, weshalb *Pannekoek* und *P. Birot* bereits von einer präpliocänen Abtragungsfläche von Montalba gesprochen haben (Lit. 1, 2). Da sie über dem pliocänen Talniveau liegt, dürfen wir für ihre Entstehung pontisches Alter annehmen, umsomehr als es in dieser Gegend eine noch höher gelegene Abtragungsfläche gibt, der dementsprechend ein höheres Alter zugeschrieben werden muss.

Diese höhere Fläche liegt nördlich und vor allem nordwestlich von Montalba in 700—800 m, und sie führt mit schwachem Ansteigen zu den breiten Rücken hinauf, die gewissermassen als äusserste und ganz niedrig gewordene Ausläufer des Roc-Madres Massivs gelten können. Diese breiten Rücken werden von einzelnen schmalen, steilen Felsgipfeln, ähnlich wie Monadnocks, überragt; es sind dies der Pilou de Roussillon, 1314 m, der Roque Jalère, 1104 m, die Anhöhe 1170 m nordwestlich Comes, der Berg mit dem Signal 1024 m westlich Arboussol etc. Ob es sich bei diesen Aufragungen wirklich um Monadnocks handelt, wie in

der erwähnten Literatur angedeutet wird, scheint mir fraglich zu sein; denn sie bilden Aufragungen aus Granit, wie die nähere und weitere Umgebung und stellen demnach offenbar keine «Härtlinge», sondern eher «Inselberge» dar, die nach *Philipppson* als Reste bei der Abtragung des übrigen Landes stehen geblieben sind und sich auf einem wasserscheidenden, flachen Rücken des betreffenden Gebietes befinden.

Im übrigen lässt sich eine allgemeine Abtragungsfläche auch nördlich der 8—10 km breiten Granitzone im Gebiet stark gefalteter mesozoischer Sedimente feststellen. Dieses Faltengebiet, das von *J. Roussel* untersucht und dargestellt worden ist (Lit. 4), weist zunächst die hauptsächlich aus Kreidekalken gebildete Synklinale von Boucheville auf; sodann folgt eine schmalere Granitzone, die nun auf grosse Ausdehnung hin von sehr stark gefaltetem Kalkgebirge mit westöstlichem Streichen abgelöst wird. Hier werden bald breitere Rücken von Gewölben oder von geologischen Mulden gebildet; bald stellen sich schmale Isoklinalkämme hauptsächlich aus steil stehenden Malm-, Urgon- und Aptienkalken ein. Ueber alle diese vorwiegend durch ihre Struktur bedingten Erhebungen gehen zwei bis drei Abtragungsniveaus hinweg, ein Gipfel- oder Rückenniveau, ein Terrassen- und ein Talniveau. Das Rückenniveau liegt selbst in der breiten geologischen Mulde von Boucheville in 1100—1300 m und senkt sich sowohl gegen E wie nach N hin auf 800—900 m, welchem Höhenwert sich nahezu alle Isoklinal- und Antiklinalkämme einordnen. Da die rezenten Talsohlen in der Zone von Boucheville in 450—600 m, weiter nördlich und östlich, entsprechend der Abnahme der allgemeinen Höhen in 300—350 m Meereshöhe liegen, so ergibt sich eine bedeutende Reliefenergie von 650 bis 700 m. Das zwischen den beiden genannten Niveaus bestehende Terrassenniveau ist vielerorts, beispielsweise in den Talgebieten der Désix, des R. de Boucheville, der Boulzane, sowie am Agly und selbst, in erst sanft, dann steiler abfallenden Vorsprüngen, deutlich zu erkennen. So senkt sich an der Désix eine solche Terrassenfolge von Rabouillet von 820 m, 160 m über dem Tal, auf 640 m bei Sournia, dann auf 580 m nördlich Campoussy und auf 380—390 m südlich Ansignan.

4. Das Riesenkonglomerat von Prades.

Südlich von der Terrassenzone von Prades steigt das durch zahlreiche Bacheinschnitte stark gegliederte Gehänge erst ziemlich steil, dann sanfter bis auf eine Meereshöhe von 680—770 m an, wo die obere Grenze der stellenweise über 300 m mächtigen Schuttbildung des Riesenkonglomerates erreicht wird.

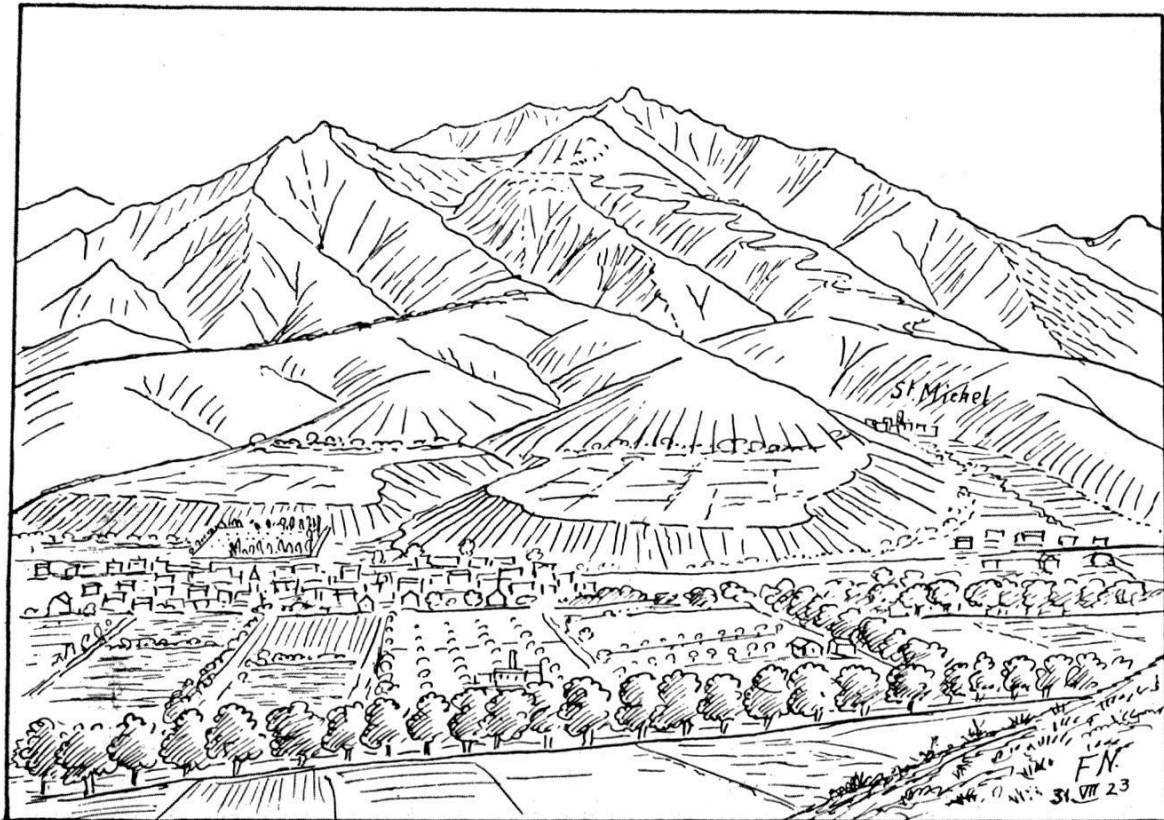


Abbildung 8. *Blick auf Prades und den Mont Canigou.*

Nur an vereinzelten Stellen, so bei Escaro und Nyer, reicht das Konglomerat noch bis 1050 m hinauf. Eigentümlicherweise hat diese gegliederte Fusshügelzone am Nordfuss des Canigou-Massivs topographisch-orographisch grosse Aehnlichkeit mit der Hügelzone am Nordostabfall des gleichen Massivs, nur mit dem Unterschied, dass die hier vorhandene Zone mit ihren ebenfalls ausgesprochenen Rückenformen nach *O. Mengel* aus steilgestellten silurischen Schiefern besteht (Lit. 5), und dass sich dort ein tieferes Abtragungsniveau in 600—700 m und ein höheres in 900—1050 m Höhe erkennen lassen. Es sind dies Verflachungen, die auf ein mitteltertiäres, mindestens miocänes Alter zurückgehen; denn ohne Zweifel liegen sie bedeutend über pliocänen Abtragungsniveaus; zudem lassen sich in der Nähe, im Canigou-Massiv, noch höhere Niveaus feststellen, denen ein ebenfalls tertiäres Alter zugerechnet werden muss, wie wir noch hören werden.

Doch kehren wir wieder in die Gegend von Prades zurück, wo uns noch verschiedene Eigentümlichkeiten des «Riesenkonglomerates» entgegentreten. Diese 25 km lange und bei Prades bis 3 km breite Schutthügelzone wird von nicht weniger als 17 Bachgräben und Tälchen durchzogen, an deren steilen Hängen

häufig Rutschungen und Entblössungen zu sehen sind, so dass sich an vielen Orten gute Aufschlüsse und Anrisse des Schuttmateriales vorfinden. Zudem ist in den westlichen Teilen infolge des relativ trockenen intramontanen Klimas die Vegetation ziemlich dürftig und weist nur die im Mittelmeergebiet verbreitete Buschsteppe auf; daher tritt dort vielerorts der an Blöcken reiche Boden zutage. Unter diesen meist kantigen Blöcken herrschen kristalline Gesteine, Granite, Gneis, Hornblende-schiefer, sowie Quarzit vor. Auf den ersten Blick glaubt man in diesem Konglomerat eine alte Moränenbildung zu erkennen, und sie ist denn auch von mehreren Forschern als solche angesprochen worden, so von *M. Braun*, *Ch. Martins*, *O. Mengel* und vom Verfasser (Lit. 6, 7, 5, 10). *A. Penck* nahm ebenfalls 1883, gestützt auf die Literatur Moränen eines lokalen, bis ins Tal der Tet hinabreichenden Gletschers an (Lit. O. c.). Später aber erkannte er, bei einer Begehung der Oertlichkeit, wohl als erster eine in diesem Blockkonglomerat vorhandene Schichtung, die auffälligerweise gegen S geneigt ist (Lit. 8). Ohne dieser Tatsache irgendwelche Bedeutung beizumessen, führt *Penck* weiter aus, dass «das Ganze weit eher an eine mächtige Wildbachablagerung als an eine Gletscherbildung erinnere, und wenn man sich vergegenwärtige, dass das Becken des Roussillon jedenfalls durch einen Einbruch während der Pliocän-Epoche entstand, dass also damals ein beträchtlicher Steilabfall gebildet wurde, welcher neben dem Niederschlag die Hauptexistenzbedingung der Wildbach-Tätigkeit ist, so wird man in der aussergewöhnlichen Entwicklung von Konglomeraten im Roussillon lediglich eine Folge jener tektonischen Ursachen erblicken, die das Becken schufen».

Diese Auffassung ist im allgemeinen seither auch von andern Autoren vertreten worden. Der Verfasser, der 1923 zum erstenmal die Gegend von Prades besuchte, ist seither noch mehrmals dahin zurückgekehrt, wobei er sein Beobachtungsmaterial erheblich vermehren konnte. Eine erneute Begehung jenes Gebietes und der Umgebung von Vernet-Les-Bains liess in mir den Gedanken auftauchen, dass wir es hier wahrscheinlich mit sehr ausgedehnten Murbildungen zu tun haben, die, durch selten auftretende, dabei heftige Regengüsse bewirkt, in jenen Gebirgen besonders schuttreich sein müssen, die während längerer Zeit der mechanischen Verwitterung ausgesetzt sind und daher viel lose Gesteinstrümmer in den steilen Einzugsstrichtern von Wildbächen aufweisen. Noch heute lassen sich ähnliche Vorgänge beobachten, namentlich in den Gebirgen arider und semiarider Klimazonen, wo gelegentlich sehr heftige Gewitterregen fallen. Gewaltige, bis hausgrosse Granitblöcke auf Wildbachschuttkegeln am Fusse des Mt. Canigou östlich Vernet-les-Bains und nördlich Py scheinen mir solchen Ursprungs zu sein (Lit. 11). Auf jeden

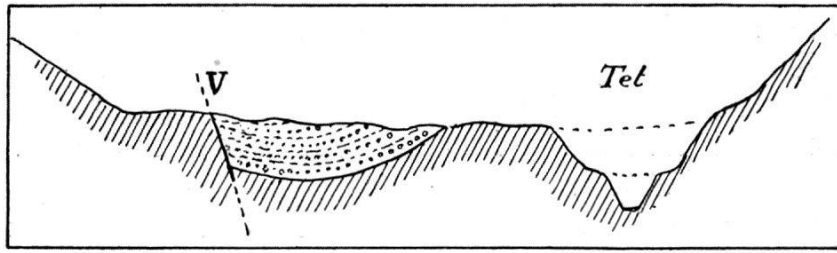


Abbildung 9. Profil durch das Tal der Tet bei Villefranche mit Verwerfung (V) am Rande der Pliocänbildungen.

(nach A. J. Pannekoek)

Fall sprechen Verbreitung und Lageverhältnisse des Konglomerates gegen die von *Collegno* angenommene Entstehung durch Bergstürze (Lit. 9).

Die grosse Ausdehnung des Riesenkonglomerates auf eine Länge von 25 km lässt im ersten Augenblick an die Existenz eines alten, verschütteten Flusstales denken, welches ungefähr parallel zum heutigen Tal der Tet verlaufen wäre. Auch der Hinweis von *A. Penck*, dass sich die Tet epigenetisch bei Villefranche-de-Conflent in einen Ausläufer des Roc-Madres-Massivs eingeschnitten habe, scheint auf dieser Erwägung zu beruhen. *A. J. Pannekoek* (Lit. 1, p. 38) nimmt ebenfalls bei Villefranche epigenetische Talbildung durch die Tet an; dabei möchte er den Umstand, dass sich der Fluss nördlich vom alten Tal eingeschnitten hat, dadurch erklären, dass der Flusslauf daselbst durch eine Dislokation bedingt war und dass demnach dieses Talstück als tektonisches Tal anzusehen sei.

Näher liegt aber die Deutung, dass die Tet durch die von S herströmenden Murgänge und Wildbachausbrüche nordwärts bis an den Fuss der Ausläufer des Madres-Massivs gedrängt worden sei, wo sie sich dann in ein älteres, höheres Talniveau eingeschnitten haben mag. Ähnliche Vorgänge haben sich, wie wir sahen, ja auch unterhalb Prades bei Vinça und Rodès abgespielt. Dass sich jene mächtigen Schuttmassen bei ihrer Ablagerung mehrere Kilometer weit gegen N hin bis zum jenseitigen Tal- oder Beckenrand ausdehnten, geht mit Deutlichkeit aus dem Rest des Riesenkonglomerates bei Catlar, nördlich Prades, hervor.

Immerhin ist eigentümlich, dass sich ungefähr in der Mitte der Schuttzone bei Fillols eine niedrige, schmale Felsschwelle befindet, so dass die alte Talzone in zwei Becken geteilt worden ist. Wahrscheinlich sind aber diese Becken nicht rein tektonischen Ursprungs, sondern offenbar zur Hauptsache durch Flusserosion bedingt, und zwar ist ihre Entstehung ohne Zweifel vor der Ablagerung dieser oberpliocänen Schuttmassen erfolgt.

Ueber Einzelheiten der Zusammensetzung und der Lagerungsverhältnisse sowie über die Entstehungsmöglichkeit dieses Konglomerates geben die vor kurzem erschienenen Abhandlungen von *A. J. Pannekoek* ausführliche Darstellungen (Lit. 1, 2). Von Interesse ist zunächst seine Beobachtung, dass die Zusammensetzung des deutlich geschichteten Konglomerates sich in der Richtung gegen O hin ändere, indem die Grösse des Blockmaterials, die besonders im westlichen Abschnitt auffallend sei, talabwärts abnehme und eine immer bessere Rundung der Gerölle auftrete, eine Feststellung, die vom Verfasser seinerzeit auch gemacht worden ist (Lit. 10).

Sodann stellt *Pannekoek* an mehreren Stellen, insbesondere am südlichen Rande des Ablagerungsgebietes, deutliche Bruchlinien fest, so dass der Eindruck eines Grabenbruches hervorgerufen wird. Uebrigens kommen solche Verwerfungen auch am Westrande des Roussillonbeckens vor. Der genannte Verfasser stellt nun die Bildung des Konglomerates als eine Folge der Senkung des Tettals im Pliocän dar; nach der Auffüllung dieser Senke seien tektonische Störungen erfolgt, wodurch eine Schiefstellung und Muldenbildung der Schuttmasse, ferner eine beträchtliche Hebung des Canigou-Massivs entlang der beobachteten und angenommenen Bruchlinien eingetreten sei.

Wir haben einige Bedenken, diesen Folgerungen *Pannekoeks* ganz zuzustimmen. Die ohne Zweifel nach Ablagerung des Konglomerats erfolgte Hebung des Canigou-Massivs dürfte lediglich als Ausklang eines bereits lange vorher begonnenen Hebungsprozesses des Gebirges zu betrachten sein, durch welchen der auffallende Steilabbruch entstanden ist, der, in Verbindung mit bestimmten klimatischen Vorgängen zu den geschilderten, oberpliocänen Schuttbildungen geführt hat. Wie wären ohne diese Annahme die verschiedenen hochgelegenen Abtragungsniveaus zu erklären, die unserer Auffassung nach alle präpliocänen Alters sind und die bedeutende Hebungen des Gebirges schon vor dem Plaisancien voraussetzen.

Mit *Pannekoek* gehen wir darin einig, dass die heute mit Schutt erfüllte alte Talzone bei Prades vor dem Oberpliocän existiert haben muss und dass sie zur Hauptsache durch Flusserosion entstanden war. Ferner ist auch sehr wahrscheinlich, dass sie sich im Pliozän wie das Küstenvorland gesenkt hat, während gleichzeitig das Gebirge nochmals gehoben wurde. Aber die Hebung des Gebirges hat auch im Quartär noch andauert, und mit ihm zugleich ist auch eine Hebung der Zone des Riesenkonglomerates erfolgt, sonst hätten sich die Flüsse und Bäche nicht so tief in dasselbe eingeschnitten, dass sie an sehr vielen Orten den früheren Talboden noch nicht erreicht haben; ein Be-

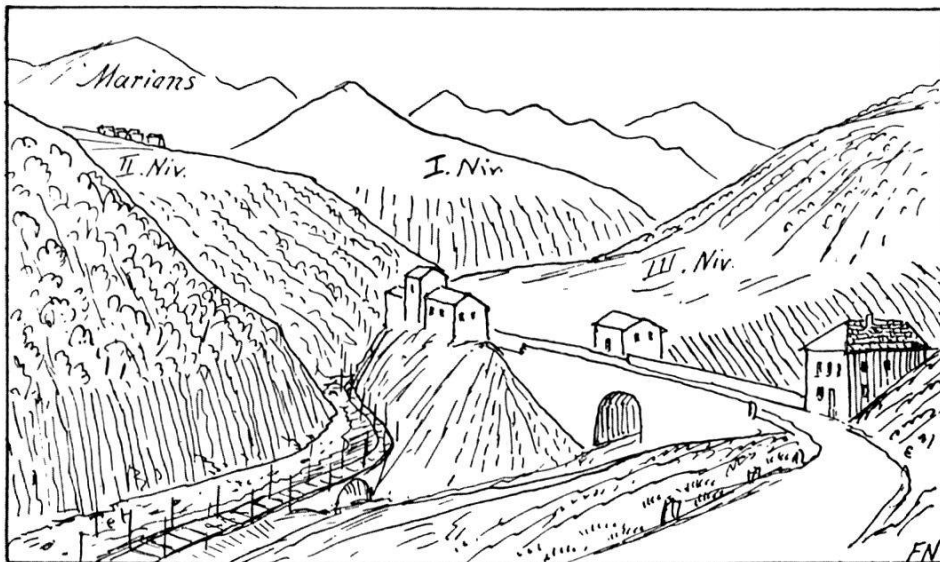


Abbildung 10. *Das Tal der Tet bei Olette.*

(Blick auf 3 Terrassenniveaus)

weis dafür, dass vor dem Oberpliocän das alte Tal wohl nahezu so tief ausgewaschen war wie heute.

Dass im westlichen Abschnitt bei Serdinya-Escaro das Riesenkonglomerat mit Ober- und Unterfläche bedeutend höher liegt als bei Prades, dürfte seinen Grund darin haben, dass hier die postpliocäne Hebung stärker war als weiter talabwärts. Damit dürften auch die durch mehrere Knicke und Terrassen gekennzeichneten Querschnitte des Tet-Tales zwischen Prades und Mont-Louis im Zusammenhang stehen.

5. *Das Tal der Tet zwischen Prades und Mont-Louis.*

Dieser zirka 32 km lange Talabschnitt weist alle Merkmale eines typischen, tief in die Gebirgsmasse eingeschnittenen fluvialen Erosionstales auf. Dies geht zunächst aus den Gefällsverhältnissen hervor.

Unterhalb der grossen Talstufe zwischen Mont-Louis und Fontpédrouse, wo der Fluss von 1600 auf 930 m hinabfällt, lassen sich nach der topographischen Karte 1:80 000 die folgenden Höhenwerte des Talbodens feststellen: bei Thuès-entre-Vaills 800 m, bei Thuès-les-Bains 730 m, bei Olette 600 m, bei Serdinya 510 m, Villefranche 430 m, Ria 380 m. Danach beträgt das mittlere Gefälle auf 10 km zwischen Fontpédrouse und Olette 36 ‰ und von hier bis Ria auf 13 km 17 ‰, während es unterhalb Riaz auf 15 km bis Rodès 13 ‰ ausmacht. Die Abnahme des Gefälles talabwärts hängt offenbar mit der bedeutenden Zu-

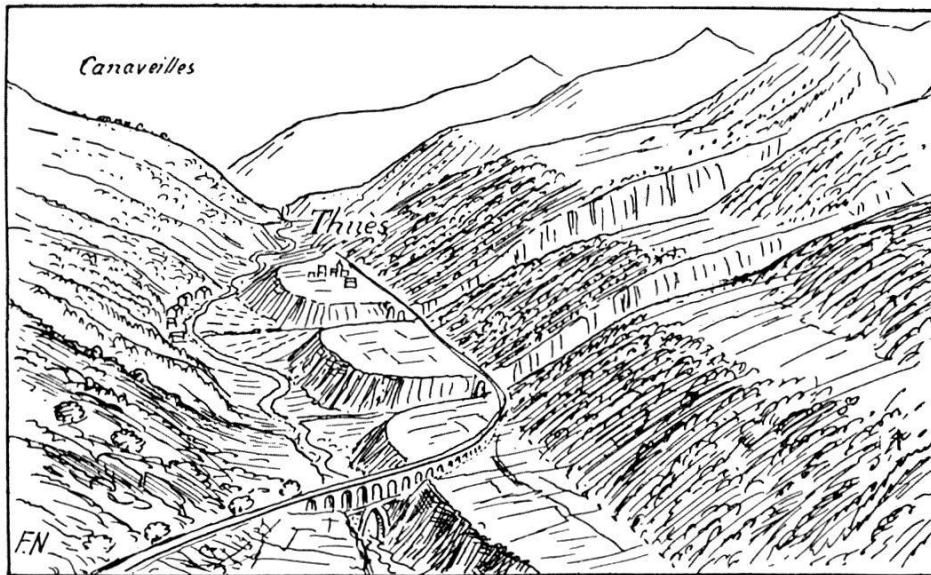


Abbildung 11. *Das Tal der Tet zwischen Fontpédrouse und Thuès.*
(Im Vordergrund die Eisenbahnbrücke von Séjourné)

nahme der Wassermenge des Hauptflusses zusammen, der auf der gesamten 38 km langen Strecke zwischen Fontpédrouse und Rodès 13 grössere Seitenflüsse und zahlreiche Bäche aufnimmt.

Besonders eigenartig sind die Querprofile des Tales. Der Fluss strömt heute tief unten im Boden eines ausgesprochenen Engtales, das steilwandig, stellenweise fast schluchtartig in ein höheres, weiter geöffnetes Talprofil eingeschnitten ist und das in vielfachen Krümmungen verläuft. An mehreren Orten, namentlich dort wo das Tal im Streichen von Schiefern liegt, ist eine schmale Talsohle entstanden; über der Talsohle oder dem Flussbett ragen an vielen Orten Terrassen von 40—50 m Höhe auf, die als Reste eines früheren Talbodens zu deuten sind. Auf solchen Terrassen, auf denen meist eine mehrere Meter mächtige Schotterdecke liegt, stehen verschiedene Dorf- und Weilersiedlungen wie z. B. Olette, die Station von Joncet, Thuès-entre-Vaills, Fontpédrouse (s. Abbild. 10 und 11).

Ueber dieser Terrasse steigen zu beiden Seiten des Tales die Abhänge steil ungefähr 150—180 m hoch empor, um dann in diesen Höhen wiederum in deutlich wahrnehmbare Verflachungen, geneigte Terrassen überzugehen. Auf solchen Gehängeverflachungen, die 200—230 m über dem Flusspiegel liegen, finden sich ebenfalls mehrere Siedlungen, so auf der rechten Talseite En in 945 m, Marians und Nyer in zirka 750 m, auf der linken Seite Canaveilles in 982 m, Oreilla in 875 m am Ausgang des Tales von Evol, ferner südlich Serdinya in 760 m.

Aber auch oberhalb dieser Terrassenzone steigen die Gehänge beidseitig steiler zu noch höher gelegenen Terrassen an, die ins-

besondere oberhalb Fontpédrouse durch die 350—400 m hoch über dem Talboden vorkommenden Dörfer *Planès* und Sauto in 1580 m gekennzeichnet sind. Weiter talabwärts treffen wir die folgenden Orte in ähnlicher Höhenlage über dem Talboden an: Rechts Mas del Bare in 1358 m, Entre Vails in 1135 m, bei Escare in 1000 m und südlich Villefranche in 790—810 m; auf der linken Talseite: Llar in 1400 m, Jujols in 980 m, Flassa in 954 m und Les Horts in 846 m.

Bei diesen Verflachungen handelt es sich bei der Gleichartigkeit des Gesteins wohl ausnahmslos um Erosionsformen, wie sie sich bei der etappenweisen Vertiefung und Verbreiterung von Tälern ergeben mögen; und versucht man, an mehreren Stellen des Tales Querschnitte zu konstruieren, so erhält man das Bild eines Tales mit 4 in einandergeschachtelten Taleinschnitten (vergl. Abbild. 12). Dabei ergibt sich, dass die mittelst Luftlinien ergänzten höheren Talböden Gefällsverhältnisse aufweisen, die annähernd den heutigen entsprechen, immerhin eher etwas grösser sind, namentlich im Talgebiet zwischen Fontpédrouse und Villefranche.

Zieht man die Luftlinien in der Form eines lose hängenden Seils quer über das Tal, so erhalten wir ungefähr über der Talmitte die Höhe des ehemaligen Talweges. Die Abbildung 12 zeigt die Lage solcher Querprofile für die zirka 23 km lange Strecke zwischen Planès-Sauto und Villefranche, und danach gelangen wir für das oberste Talsystem zu den folgenden Höhen und Gefällswerten:

Profil	Ort	Ehemaliger Talboden	Strecke	Gefälle
a	Sauto	1560 m		
b	Mas del Bare	1340 m	7 km	31 ‰
d	Jujols	940 m	9 km	44 ‰
e	Villefranche	810 m	7 km	18 ‰

Das mittlere Gefälle der 23 km langen Strecke betrug somit 32 ‰, während das entsprechende Gefälle des heutigen Talbodens nahezu 25 ‰ ausmacht. Das grössere Gefälle des alten Talbodens lässt sich aus den seit seiner Entstehung eingetretenen, lokalen tektonischen Störungen erklären. *A. J. Pannekoek* hat meine schon früher veröffentlichten Querprofile des Tet-Tales in unrichtiger Weise interpretiert, indem er für die seitlichen Terrassen kein Gefälle talauswärts annahm (Lit. 2, 11). Es besteht kein Zweifel, dass wir es mit einem früheren, aber nun gehobenen Erosionstal zu tun haben, das sich auch weiter talabwärts fortgesetzt haben dürfte. Tatsächlich finden sich unterhalb Prades, wie wir bereits gesehen haben, zu beiden Seiten des Tettales Verflachungen in 700—800 m Höhe, die sehr wahrscheinlich einem früheren breiten Tal mit einem nicht ganz so hoch gelegenen Talboden entsprechen dürften.

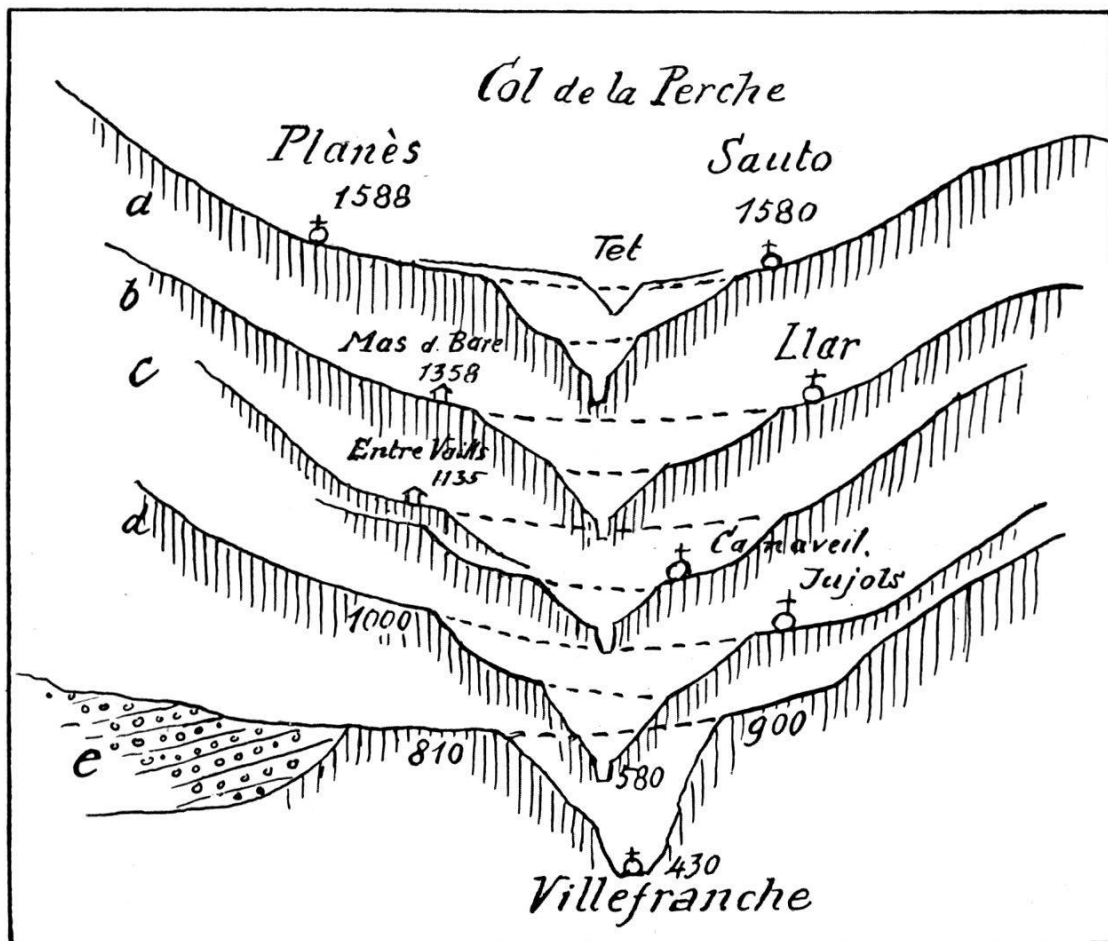


Abbildung 12. Querprofile durch das Tal der Tet oberhalb Ria.
Durch gestrichelte Linien sind alte Talböden angedeutet.

Aus unsern Profilen ergibt sich, dass in das oberste und breiteste Talprofil ein etwas schmäleres eingeschnitten ist, von dem auch an verschiedenen Stellen Terrassen als Reste erhalten geblieben sind. Während der oberste Talboden durchschnittlich 350—400 m über dem heutigen gelegen haben mochte, können wir für den zweiten, tieferen Talweg eine mittlere Höhe von 200—250 m feststellen. Entsprechende Niveaus finden sich in deutlicher Ausbildung bei Canaveilles, bei Oreilla, bei En, bei Souanyas, bei Marians etc.

Für das zweite Talsystem ergeben sich die folgenden Werte:

Profil	Ort	Ehemaliger Talboden	Strecke	Gefälle
a	Sauto	1420 m	7 km	34 ‰
b	Llar	1180 m	5 km	44 ‰
c	Canaveilles	920 m	6 km	26 ‰
d	Joncet	760 m	8 km	15 ‰
	Ria	640 m		

Im unteren Talabschnitt ist, wie wir sahen, insbesondere die Piedmontlandschaft bei Montalba durch sehr gut entwickelte Verflachungen gekennzeichnet, die 200—250 m über dem heutigen Flussbett liegen. Da wir für dieses Abtragungsniveau präpliocänes, also pontisches Alter, als sehr wahrscheinlich machen konnten, dürfte auch für das oberhalb Prades nachgewiesene mittlere Talsystem das gleiche Alter angenommen werden. Für die Entstehung des obersten und breiten Talbodensystems kämen wir demnach auf mittelmiocänes Alter. Dieses System zeigt in dem zuletzt behandelten Abschnitt zwar ein starkes und nicht ganz ausgeglichenes Gefälle und eine ausgesprochene Muldenform. Wenn wir nun die ausgedehnten Abtragungsflächen der Piedmontzone von Montalba mit den eben beschriebenen Talprofilen vergleichen, die gleichen Alters sein sollen, so muss der Gegensatz der Abtragungsformen in den beiden Gebieten stark auffallen, und man muss sich fragen, welches wohl die Ursache dieser Unterschiede sein möge. Man wird vielleicht auf eine solche Ursache kommen, wenn man sich vergegenwärtigt, dass ein nicht minder grosser Gegensatz der Landschaftsformen zwischen den Gebieten nördlich und südlich des Tales der Tet besteht: Auf der Nordseite breite, niedrige Erhebungen der Piedmontzone und typische Mittelgebirgsformen im Roc-Madres-Massiv; auf der Südseite dagegen das kühn aufragende, fast 3000 m hohe, hochgebirgsartige Canigou-Massiv mit seinen scharfgeschnittenen First- und Gratformen und den vielen steilen Wildbachtrichtern. Ohne Zweifel lässt sich der Gegensatz in der Formgestaltung der beiden Gebiete nördlich und südlich der Tet ausschliesslich auf die sehr bedeutende jugendliche Hebung des Canigou-Massivs zurückführen, die mehrmals neu eingesetzt und die Erosions- und Abtragungsvorgänge stets neu belebt haben dürfte. Und eine ähnliche Deutung dürfen wir auch für die unterschiedliche Gestaltung des Tettalles selbst annehmen, das mehrmalige Hebung erfahren haben mag, wodurch der Fluss sich neu einschneiden musste, bevor die benachbarten Erhebungen eine so starke Abtragung erfuhren, wie dies in dem bedeutend weniger bewegten Piedmont der Fall war. Nach der Lage des ältesten und des recenten Talbodens bei Villefranche zu schliessen, erhalten wir für das Tet-Tal dort eine Hebung von insgesamt 380 m; bei Annahme eines gegen heute noch besser ausgeglichenen Talgefälles ergibt sich bei Sauto-Planès dagegen eine Hebung von beiläufig 500 m. (Vergl. Profile in Abbild. 23).

Wie wir sehen werden, hat auch das Roc-Madres-Massiv nach seiner Ausbildung zum Mittelgebirge mehrmalige Hebungsvorgänge durchgemacht. Doch scheint die Intensität der abtragenden Kräfte nicht so stark zur Geltung gelangt zu sein, wie dies im Canigou-Massiv der Fall gewesen sein muss.

Von der mehr oder weniger beschleunigten Talvertiefung der Tet in ihrem Mittellauf legen auch die Quer- und Längsprofile der zahlreichen Seitentäler Zeugnis ab, die teils vom Roc-Madres-Massiv, teils vom Hauptkamm der Canigou-Puigmalkette zur Tet herabführen. Fast ausnahmslos münden die Seitenflüsse in schluchtartigen Engtälern ins Haupttal ein; an einigen Stellen kommen sogar Stufenmündungen vor; ein derartig auffälliges Hängetal befindet sich südlich von Fontpédrouse, so dass man hier eines der nicht sehr häufigen Beispiele von fluviatiler Ueber-tiefung des Haupttales vor sich hat, eines Vorganges, der die Jugendlichkeit der letzten, offenbar postpliocänen Talvertiefung der Tet beweist. Unter den schluchtartig einmündenden Seitentälern seien hier in erster Linie die Täler von Carança, von Valaguer, von Nyer und von Planès auf der Südseite, sowie die Täler von Sansa, Evol und Nohèdes genannt, welch' letztere vom Roc-Madres-Massiv herabführen. Alle diese Täler weisen im Längsprofil Stufenbau und im Querprofil, wie wir noch ausführen werden, ähnliche Knicke bzw. hochgelegene Verflachungen auf wie das Haupttal, ein Beweis, dass sich die Bildung dieser Täler unter ähnlichen Verhältnissen vollzogen hat wie das Tal des Hauptflusses.

Literatur.

1. *A. J. Pannekoek*, Evolution du Bassin de la Tet dans les Pyrénées Orientales pendant le Néogène. Utrecht 1935.
2. *A. J. Pannekoek*, Die jungtertiäre morphologisch-tektonische Entwicklungsgeschichte der östlichen Pyrenäen. Géologie des Pays Catalans, Vol. III, No. 4, Barcelone 1937.
3. *P. Birot*, Recherches sur la Morpholog. des Pyrénées Orientales.
4. *J. Roussel*, Etudes sur le Crétacé des Petites Pyrénées et des Corbières. Bull. Soc. Géol. France, 1887.
5. *O. Mengel*, Carte géologique de France, feuille de Prades, avec notice explicative.
6. *M. Braun*, Brief über die Pyrenäengletscher. Neues Jahrbuch f. Min. u. Geol. 1843.
7. *Ch. Martins*, Note géologique sur la vallée du Vernet. Bull. Soc. Géol. France, 1854.
8. *Alb. Penck*, Studien über das Klima Spaniens während der jüngern Tertiär- und Diluvialperiode. Zeitsch. Ges. Erdk. Berlin 1894.
9. *de Collegno*, Mémoire sur le terrain diluvien des Pyrénées. Bull. Soc. Géol. France, 1843.
10. *Fr. Nussbaum*, Ueber das Riesenkonglomerat von Prades in d. östl. Pyrenäen. Verh. Schw. Nat. Ges. 1925.
11. *Fr. Nussbaum*, Ueber Talbildung in den östlichen Pyrenäen. Jahresb. Geogr. Ges. Bern, 1934.

III. Das Roc-Madres Massiv.

1. Orographisch-geologische Uebersicht.

Diese Gebirgsgruppe bildet im Grundriss ein unregelmässiges Viereck von beiläufig 700 km² Fläche, das auf 3 Seiten durch Talzüge deutlich abgegrenzt wird, nämlich im SSO auf 37 km Länge durch das Tal der Tet zwischen Mont-Louis und Vinça, im W durch das Quertal des Aude vom Capcir bis Axât und im N durch die tektonisch bedingte, westöstlich verlaufende, 22 km lange Talung Axat-St. Paul de Fenouillet. Die östliche Abgrenzung lässt sich von St. Paul de Fenouillet in südlicher Richtung durch kürzere Quertalstrecken dreier Flüsse verfolgen, nämlich des Agly bis Anzignan, dann der Désix (Désir) und hierseits des 580 m hohen Col de Trévillach des R. d'Outre, der sich bei Vinça in die Tet ergiesst.

Oestlich dieser etwas gewunden verlaufenden Linie dehnt sich die Piedmontzone von Montalba-Bélesta aus, die demnach unmittelbar den Ausläufern des Roc-Madres Massivs vorgelagert ist und geologisch dessen östliche Fortsetzung bildet.

Auffälligerweise befindet sich die höchste Erhebung des genannten Massivs, der 2471 m hohe Roc Madres, nicht in der Mitte, sondern ganz unsymmetrisch, nahe am westlichen Rand, der dem Capcir entlang verläuft. Aus diesem Grunde erstrecken sich die vom Hauptgipfel ausgehenden Täler zur Hauptsache gegen S, SO, O und N hinab; vier von ihnen geben ihre Talwasser der Tet ab, nämlich die Täler von Sansa, von Evol, von Nohèdes und von Mosset; das letztere ist mit 22 km Länge das grösste. Nach N fliesst die Aiguette, die sich nach 17 km langem Laufe in den Aude ergiesst. Die Flüsse der genannten Täler nehmen zahlreiche Seitenbäche auf, durch welche die Flanken der vom Roc Madres ausgehenden Bergrücken durch V-förmige Gräben und Tälchen stark gegliedert sind.

Geologisch besteht die Gebirgsgruppe zur Hauptsache aus kristallinen Gesteinen der Hauptaxe der Pyrenäen, wie Granit, der auf der Süd- und Nordseite von schieferigen Gesteinen, Serizitschiefern und paläozoischen, metamorphen Sedimenten begleitet wird, zu denen sich im N noch mesozoische Kalke und Mergel gesellen. Diese liegen, nach den Untersuchungen von *J. Roussel* (l. c.), gefaltet und diskordant über den älteren, ebenfalls gefalteten Sedimenten des hercynischen Sockels. Abgesehen von dem schmalen, westöstlich streichenden isoklinalen Längskamm aus Jurakalk, der sich unmittelbar südlich der Längsfaltung Axat-St. Paul de Fenouillet hin erstreckt, zeigen die Oberflächenformen des Roc-Madres Massivs keine deutliche Abhängigkeit von dem geologischen Bau.



Abbildung 13. *Tal von Evol in 900 m bei Thuir d'Ev.*

(Blick talaufwärts)

Wir haben es vielmehr mit sehr ausgeprägten Abtragungsformen zu tun, und zwar, was bei der Höhenentwicklung der Kämme besonders auffallend erscheint, mit typischen Mittelgebirgsformen. So weisen die Kämme fast durchwegs breite Rückenformen auf, deren Hänge oben erst sanfter, dann nach unten bedeutend steiler, zu den tief eingeschnittenen, vorwiegend V-förmig gestalteten Tälern abfallen, alles morphologische Züge, denen wir bekanntlich in verschiedenen Mittelgebirgen Deutschlands und Frankreichs wie Schwarzwald, Vogesen etc. begegnen.

Bei näherer Betrachtung stellen wir fest, dass die Talabhänge des Roc-Madres Massivs verschiedene Knickungen und Böschungsunterschiede aufweisen, was auf etappenweise vorsichgegangene Talbildung schliessen lässt.

So haben wir bereits im vorigen Abschnitt angeführt, dass einige der genannten Täler bei ihrer Einmündung ins Tal der Tet einen sehr schmalen Talausgang besitzen, der in eine höhere und breitere Talform eingeschnitten worden ist.

Auch im Längsprofil sind diese Täler nicht ausgeglichen; denn sie steigen stufenförmig an und führen im Einzugsgebiet über Stufen zu gut entwickelten Karen hinauf; einige von diesen bergen kleine Bergseen, Gourgs genannt, die auch auf der topographischen Karte 1:80 000 eingezeichnet sind. Ihr Vorkommen hat 1883 A. Penck vermuten lassen, dass daselbst in der Eiszeit kleine Gletscher vorhanden waren, eine Annahme, die durch die geologischen Aufnahmen bestätigt worden ist. (Lit. 2).

Ueber die Ausdehnung dieser lokalen Gletscher, ihre Schneegrenze und ihre Beziehung zu den in jenen Gebieten vorkommenden Talformen geben die folgenden Beobachtungen näher Auskunft, die sich der Verfasser auf mehreren Begehungen des Roc-

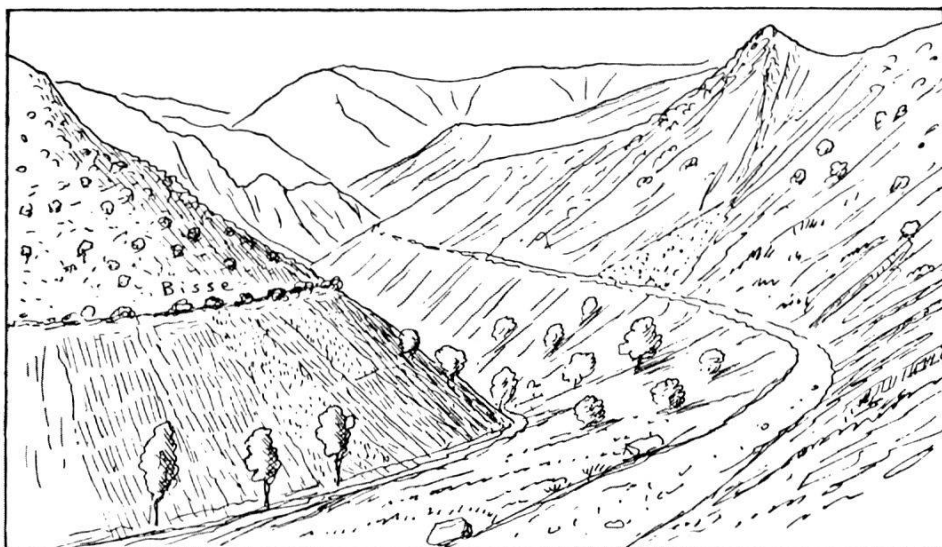


Abbildung 14. *Tal von Evol in 1100 m Höhe.*
(Blick talaufwärts)

Madres Massivs verschaffen konnte. Dankbar erinnert er sich der Freundlichkeit von Hirten, die ihm auf seinen Wanderungen in ihren einfachen Hütten während der Nacht gastliche Unterkunft gewährten.

2. Wanderungen und Beobachtungen.

a) Eine erste Wanderung führte im August 1926 von Olette aus durch das 12 km lange Tal von *Evol* zum Gourg Nègre hinauf, von hier über einen Sattel und dann das um 5 km längere Tal von Nohèdes wieder hinunter.

Das durch eine gute Fahrstrasse mit Olette verbundene Dorf Evol liegt in 816 m Höhe, etwa 2 km taleinwärts auf einer 40 bis 50 m hohen Terrasse, welche offenbar dem pliocänen Talboden entspricht. Auf einer nur zirka 250 m höheren Terrasse steht beim Talausgang das Dorf Oreilla. Die Terrasse von Evol lässt sich noch 2—3 km weiter talaufwärts verfolgen, etwa bis zum Weiler Thuir d'Evol. Von da an ist sie nur durch Gehängeknicke angedeutet. Nun steigt das Tal, das hier in schwarze, steil gegen S einfallende Schiefer eingeschnitten ist, stark an, und der schmale Saumweg, der vielfach in Seitengraben hineinführt, verläuft stellenweise 80—100 m hoch über dem Fluss, der auf den untersten 7 km ein mittleres Gefälle von 100 ‰ besitzt.

5 km oberhalb Evol hat man eine Meereshöhe von ungefähr 1350 m erreicht; hier wird nun das Tal breit V-förmig bis muldenartig; man ist hier in ein älteres, höheres Talprofil gelangt. Bald stösst man bei den Hütten von Nadal auf vereinzelte

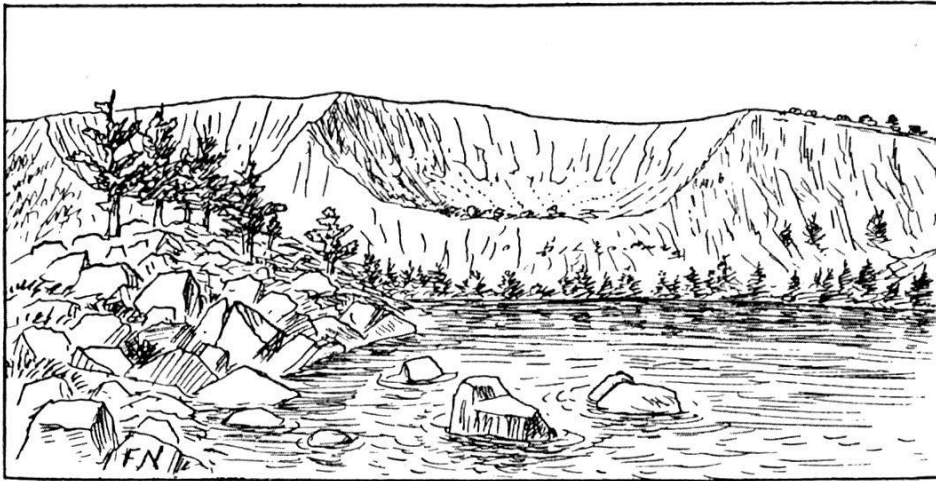


Abbildung 15. *Blick auf den Gourg Nègre und Kar.*

Blöcke eines Quarzit-Konglomerates. In 1400 m sind solche zahlreicher; dazu gesellen sich Blöcke von Granit, Kalkstein und Schiefer, die ohne Zweifel erratisch sind. In 1450—1500 m stellt sich blockreiche Moräne auf beiden Seiten des Baches ein, die sich mit zunehmender Mächtigkeit talaufwärts verfolgen lässt und in der Granitblöcke von jeder Form und Grösse vorherrschen. In 1500 m Höhe ist das Tal wohl 200 m breit, flach trogförmig und reich an Blockmoräne. Auf der Ostseite ist diese von einem Bachschuttkegel aus Schiefer- und Kalkmaterial überlagert. In 1540 m steht inmitten von Föhren bewachsenen Moränenhügeln eine Sägemühle. Dann folgt eine von Höckern übersäte Talstufe, wobei sich das Tal gegen NW hin wendet. Nach 1,5 km gelangt man in 1750 m in eine Talweitung, ein ausgefülltes Seebecken; hier mündet von W ein kleines, trogförmiges Hängetal ein. Ueber einer weiteren stark bewaldeten Talstufe erreicht man in 1900 m die Hütte eines Hirten, und von hier führt eine letzte moränenüberstreute Talstufe bis zu 2040 m Höhe zum Gourg Nègre, einem dunkelgrünen Bergsee, hinauf, der in einer breiten Karnische liegt (s. Abbild. 15). Diese wird auf der West- und Nordseite von steilen, felsigen etwa 300 m hohen Wänden umgeben. An der Westwand sind über einer 40 bzw. 50 m hohen Stufe 2 kleinere Kare eingesenkt, deren Wände steil zu einer welligen Hochfläche hinaufführen. Diese gehört dem kuppenförmigen, 2360 m hohen Pic des Gourgs an. Leider entspricht die Schraffendarstellung der Topographischen Karte in keiner Weise den hier beschriebenen, ausgeprägten glazialen Talformen. Diese sind auf eine gut nachweisbare Lokalvergletscherung zurückzuführen, die sich hier bei einer Schneegrenze von 1900 m entwickeln konnte.

b) Nordöstlich vom Gourg Nègre, der von blockreicher Moräne abgedämmt wird, überschreitet man einen nur etwa 60 m höhe-

ren Sattel und gelangt dann auf der andern Seite des Rückens in ein zweites trogförmiges Hochtal, wo sich in 2004 m der Gourg d'Estela befindet; dieser ebenfalls dunkelgefärbte Bergsee liegt in einem Talbecken, auf dessen Schwelle noch eine flache Endmoräne abgelagert ist. Dieses Seebecken wird rings von steilen, felsigen Hängen eingefasst, die jedoch ihrerseits in der Höhe durch mehrere schöne Ursprungskare gegliedert sind (s. Abbild. 16). Das eine von ihnen birgt ebenfalls einen kleinen See, und hier wie bei den meisten andern finden wir Moräne auf der Stufe oder Talschwelle. Der höchste Punkt dieser Gebirgsgegend ist der breite Granit-Felsbuckel des Roc Noir mit 2453 m Höhe, dessen Abhänge auch auf der West- und Nordseite durch steilwandige Kare angefressen sind.

Im Gourg d'Estela entspringt die Rivière de Nohèdes, deren Tal im Oberlauf auf 4—5 km Länge einen ausgeprägten Stufenbau aufweist. Die absoluten Höhen dieser Stufen lassen sich aus mehreren Quoten der topographischen Karte ablesen; aber ihre Formen treten auch hier nicht deutlich genug hervor. Eine erste, nur etwa 50 m hohe Stufe fällt zu einem Becken ab, in dem die erwähnte Karte noch einen kleinen See angibt, der heute aber verlandet ist. Nun folgt eine weitere, ungefähr 100 m hohe Stufe zu einem ebenfalls aufgefüllten Seebecken, das in 1839 und 1800 m von 2 deutlichen Endmoränenwällen abgeschlossen wird. Die untere Moräne liegt über einer sehr ausgeprägten Talstufe, die steil bis auf 1640 m Meereshöhe abfällt; hier dehnt sich eine aussen auch von einer Endmoräne abgeschlossene Talweitung aus. Das trogförmige Tal, das von hier an in Schiefer eingetieft ist, hat daselbst eine Breite von 500 m und weist gutes Weidegelände auf, in dessen Mitte sich eine Jasse, d.h. eine steinerne Hirtenhütte befindet. Diese kann zwar nicht als Sennhütte bezeichnet werden, da sie keine Gerätschaften zur Milchverwertung aufweist, sondern nur ein Lager für einige Hirten und einen Feuerplatz enthält (s. Abbild. 17).

Unterhalb der in 1620 m gelegenen Endmoräne fällt das breite Tal nochmals stufenförmig ab, und zwar zu einer von Rundbuckeln belebten, unregelmässig geformten Talstrecke, die in 1331 m wiederum eine deutliche Endmoräne erkennen lässt. Nun wird das Tal wieder enger; aber noch bis zu 1150 m hinab weist er Ablagerungen unzweifelhafter Moräne auf. In 1150 m hat sich der Fluss ungefähr 20 m tief in solchen Schutt eingefressen (s. Abbild. 18). Hier wo das Tal noch Trogform aufweist, dürfte die äusserste deutliche Endmoräne des 6 km langen Gletschers der letzten Eiszeit anzunehmen sein. Aber vereinzelte Granitblöcke lassen sich noch in 1050 m, 1020 m und sogar bis 960 m hinab feststellen; einer dieser Blöcke, der über 30 m³ Inhalt besitzt, liegt neben der Brücke in 1020 m. Möglicherweise

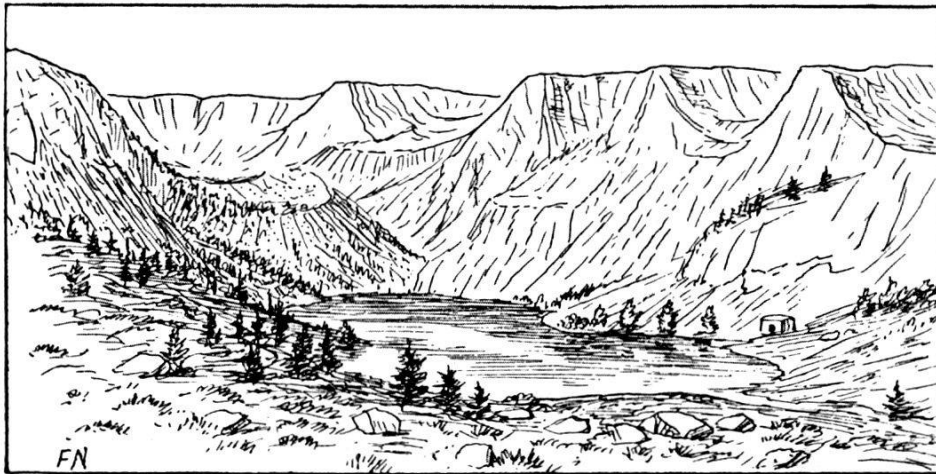


Abbildung 16. *Der Gourg Estela mit Ursprungskaren.*

gehören diese Blöcke einer früheren Vereisung an, ähnlich wie diejenigen, die wir im Tal von Evol in 1350 m Höhe gesichtet haben —, aber vielleicht wurden sie während einer kürzeren maximalen Ausdehnung der Gletscher der letzten Eiszeit abgesetzt. Auf jeden Fall ist die höher gelegene Endmoräne für die Bestimmung der diluvialen Schneegrenze wesentlicher als die vereinzelter tieferen Blöcke.

Sodann ist auch bezeichnend, dass unterhalb der reichlichen Moränenablagerungen die Täler schmaler werden und bald wieder die ausschliesslich durch fluviale Erosion bewirkte V-Form aufweisen. In der Nähe von Nohèdes stellen sich auf beiden Seiten Gehängeknice ein, und zwar zeigt sich hier ebenfalls ein tieferes, schmäleres, heute vom Fluss durchzogenes Tal, das in ein breiteres, höheres Talprofil eingeschnitten ist. Auf einem flacher abfallenden Talhang steht in 990 m das ärmliche Dorf Nohèdes, das durch eine kunstvoll angelegte Strasse mit Riaz verbunden ist. 2,7 km unterhalb Nohèdes weist das tiefere Tal eine kleinere Weitung auf, in der der Weiler Beillans mit einer Mühle am Flusse steht. Eine ähnliche Lage besitzt auch das Dörfchen Conat in 526 m an der Einmündung eines grösseren Seitenbaches. Von hier an hat sich der Fluss mehr und mehr in den Talboden eingeschnitten und strömt dann auf den untersten 3,5 km in schmalen, schluchtartigen Taleinschnitt dahin.

c) Am 8. August 1931 befand ich mich im Dorf Réal im Capcir, um von hier, von Westen her, eine Begehung des Roc Madres Massivs zu beginnen. Das genannte Dorf liegt in 1421 m auf dem flachen Schuttkegel eines Baches, der ungefähr 80 m oberhalb der Ortschaft als grosse Quelle entspringt; diese liefert den Bewohnern das notwendige Wasser, Brunnen sind keine vorhanden; die Leute holen das Wasser direkt aus dem Bach. Offenbar steht diese Quelle in Zusammenhang mit steil gestellten

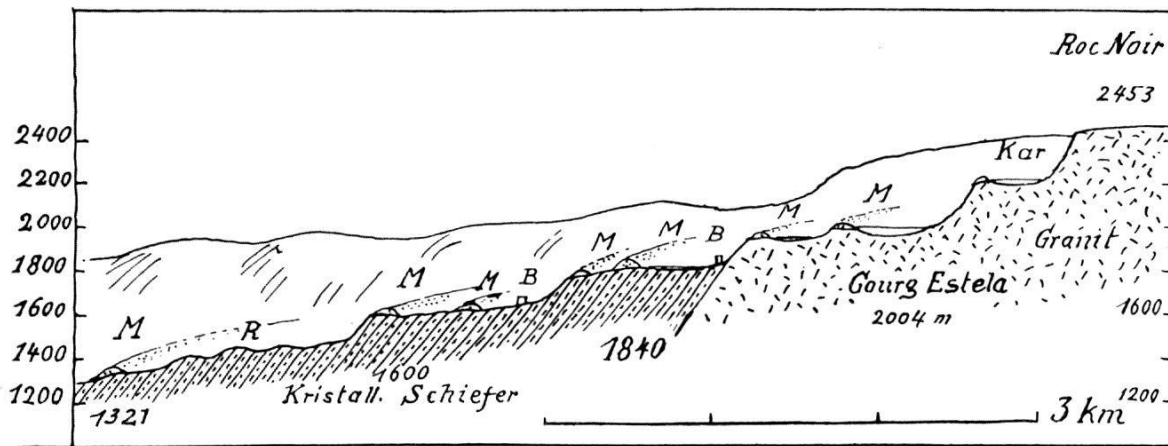


Abbildung 17.

Talstufen mit Endmoränen (M), im Oberlauf des R. de Nohèdes.

R=Rundbuckel, B=Jasses (Baraques)

devonischen Kalken, die hier neben Schiefen zufolge der paläozoischen Faltung das Gebirge in west-östlicher Richtung durchziehen.

Ein steiler Fussweg, der auch als Alpweg für grosse Viehherden benutzt wird, führt im Zickzack auf den in 1791 m Höhe gelegenen Col de Sansa hinauf, von dem man auf kurzem Weg ins Einzugsgebiet des Tales von Sansa gelangt, das vom R. de Cabril entwässert wird.

Von diesem Pass aus erblickt man in östlicher Richtung über das nur wenig vertiefte Tal von Sansa hinweg die 2371 m hohe Berggruppe des Pic de Pelade, die mit ihren breiten Rücken und Buckeln alle Merkmale eines Mittelgebirges besitzt (s. Abbild. 20). Dem höchsten Kamm gehört auch der Pic des Gourgs an, dessen von Karen zerfressene Ostseite wir bereits bei unserer ersten Wanderung kennen gelernt haben. Die Bergabhänge sind bis weit hinauf mit Nadelwald bestanden, unter dem die Föhre vorherrscht. Ein vom Pic de Pelade herunterführendes kleines V-Tal mündet mit einer Stufe ins Haupttal ein, dessen ansehnlich breiter Talboden hier einen ausgesprochenen Stufenbau und Moränenbedeckung aufweist. So erkennt man zwei längere fast parallel zu einander verlaufende Moränenwälle, die sich talabwärts bis 1525 m Meereshöhe verfolgen lassen. Durch den rechtsseitigen Wall wird das vom Col de Sansa hinabführende Seitentälchen verbaut. Dadurch war ehemals hier ein kleiner See entstanden, der nun aber verlandet ist und heute eine flache, mit Getreide angepflanzte Lichtung im Walde darstellt.

Weitere Verflachungen treten uns auch oberhalb der felsigen Talstufen in 1750, 1800, 1860 und 2150 m entgegen. In dieser Höhe von 2150 m befindet man sich auf dem Boden eines



Abbildung 18. *Moräneneinschnitt im Tal von Nohèdes in 1150 m.*

weiten Karkessels, wo das Tal seinen Anfang nimmt. Am Fusse der steilen, spärlich bewaldeten Abhänge sind kahle Schutthalden entstanden, während der Boden noch karge Weide bietet. Weiter abwärts ist der Graswuchs besser; er wird als Sommerweide gemeinsam von den Herden von Sansa und Real genutzt. An diesem Tage zogen die Hirten mit ihren Herden, die insgesamt 140 Stück ausmachten, talwärts und überliessen mir die in 1860 m erbaute, geräumige Hütte, wo ich wegen schlechter Witterung zwei Nächte zubrachte. Dichte Nebel benahmen am 9. August jede Fernsicht. Kaum vermochte ich die nächste Umgebung wahrzunehmen, wobei ich auf der mit einem Felsriegel versehenen obersten Talstufe gute Gletscherschliffe und blockreiche Moränen feststellen konnte. Als es aber am Morgen des 10. August nach einer regnerischen Nacht, bei starkem NW-Wind zu schneien begann, zog ich vor talabwärts zu wandern.

Dabei ergab sich, dass der lokale Talgletscher, der hier in der Eiszeit vorhanden war, bis 1525 m hinabgereicht hatte, was bei einer Schneegrenze von 1900 m möglich war. Heute liegt die obere Grenze des Getreideanbaus hier in 1700 m. Das kleine Kirchdorf Sansa, das in 1488 m auf einem terrassenförmigen Bergvorsprung liegt, zählt etwa 80 Einwohner. Das meiste Kulturland befindet sich in der Umgebung des Dorfes und wird künstlich bewässert. Daneben zeigt der Boden spärliche, steppenartige Vegetation von Disteln und Ginster.

Unterhalb Sansa hat sich der Fluss ein enges V-Tal in ein höheres und breiteres Talprofil eingeschnitten. Dieses Profil verstärkt sich je mehr man talabwärts wandert. Fast überall lassen sich drei Knickungen an den Talabhängen feststellen, über denen entsprechende Verflachungen vorkommen (s. Abbild. 21). Gegen den Talausgang hin wird der tiefste Einschnitt fast

schluchtartig und der Flusslauf ist stark gekrümmt und geschlängelt. Dabei treten über den Prallstellen fast senkrechte, kahle Wände auf, die ständiger Abwitterung ausgesetzt sind. Auch sind die beidseitigen Talhänge von kleineren und grösseren Bacheinschnitten stark gegliedert.

Auffallend ist sodann der Umstand, dass auf der Westseite drei grössere Seitentäler mit hohen Stufen ins Tal von Sansa einmünden, die Täler von Railleu, von Caudies und von Aygua-tébia, so benannt nach je einer Ortschaft. Diese Täler besitzen bis zur Stelle, wo sich der Talbach eine jugendliche Schlucht in die Mündungsstelle eingeschnitten hat, ein schwaches Gefälle und breite Muldenform, somit Merkmale, die auf höheres Alter und ausgereiftes Entwicklungsstadium schliessen lassen. Was noch besonders bemerkenswert erscheint, ist die bedeutende Höhe dieser Mündungsstufen, nämlich 350—380 m. Da diese Höhenwerte sich unweit des Talausganges vorfinden, so ergibt sich bei erstelltem Längsprofil eine Höhe des Talbodens im Tal der Tet von beiläufig 900 m ü. M., ein Wert, der dem bei Canaveilles und Souanyas ermittelten für den jungmiocänen Talboden sehr nahe kommt.

Die Erscheinung dieser ausgeprägten Mündungsstufen in rein fluviatil durchtalteten Gebieten ist ohne Zweifel auf relativ junge beträchtliche Hebung des Gebirges zurückzuführen, durch welche die grösseren Flüsse zu stärkerem Einschneiden veranlasst wurden, während die kleineren Seitenflüsse dieser Tiefenerosion nicht so rasch zu folgen vermochten.

d) Das bei Catlar ins Tal der Tet einmündende Tal von Mosset, das von dem La Castellane genannten Flusse entwässert wird, ist mit 21,5 km Länge das grösste der vom Roc Madres herabführenden Täler. In Längs- und Querprofilen weist es ähnliche Merkmale auf wie die bereits betrachteten Täler von Sansa, Evol und von Nohèdes. Wie diese ist es im oberen Tal in granitische, im übrigen Gebiet vorwiegend in schieferige Gesteine eingetieft. Der Fluss besitzt namentlich im untern Talstück einen stark gewundenen Lauf und hat sich hier 60—80 m tief und schluchtartig in ein breiteres, höheres V-Tal eingeschnitten. Sein Gefälle beträgt hier auf den untersten 4 km Länge, zwischen Catlar und Campome, 53 ‰, während es weiter oberhalb auf 6 km Länge nur 30 ‰ misst. Auch zeigt hier das Tal eine weitere Oeffnung: der Fluss strömt hier zwischen 20—25 m hohen Terrassen, die in 600—650 m Höhe liegen und von Kulturland mit einzelnen Bauerngehöften bedeckt sind. Die genannte Höhe lässt sich bei Verflachungen noch zwischen Mosset und Molitg feststellen, und sie entspricht einem früheren Abtragungsniveau, das sich, wie bereits ausgeführt worden ist,

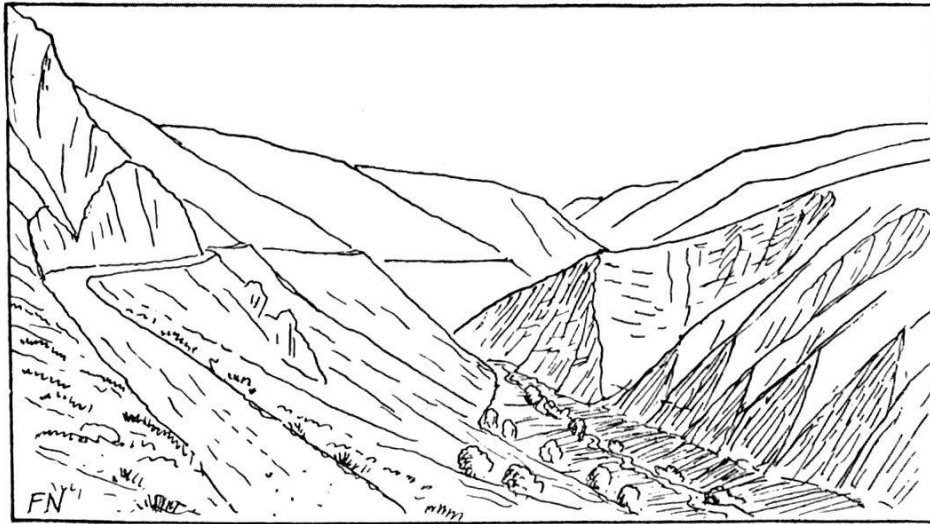


Abbildung 19. *Das Tal von Nohèdes, oberhalb Ria.*
(Blick talabwärts)

auch im untern Tet-Tal nachweisen lässt. Auf die genannten Terrassen münden mehrere steile Bachgräben mit Schuttkegeln ein (man vergl. Profile von Abbild. 22).

Die grösste Ortschaft des Tales, das stadtartig, eng gebaute Mosset, liegt in 650 m auf einem abgeflachten Vorsprung des nördlichen und stark gegliederten Talhanges. Ungefähr 5 km oberhalb Mosset zeigt sich in 1100 m Meereshöhe eine erste Talstufe; hier führt die Strasse über eine Brücke, wo sich der Fluss in Moräne und darunter in Granitfels eingefressen hat. Auf dieser mit Moräne überdeckten, hügeligen Stufe stehen die Cortals von Ladou in 1120—1150 m; hier biegt das Haupttal gegen WSW um, während der dem Streichen der alten Faltung folgende, ost-westlich gerichtete Talzug schon nach 2,5 km langer Strecke am 1513 m hohen Col de Jau angelangt ist. Im Tal der Castellane folgt eine weitere Stufe, in der ebenfalls durch das Gewässer typische Moräne von bedeutender Mächtigkeit aufgeschlossen ist. Dasselbe ist in dem benachbarten südlichen Paralleltälchen bei der Talkmine Saillon der Fall. Im Haupttal lassen sich noch Talstufen in zirka 1600 m und in 1800 m feststellen, wobei die Stufen viele Rundbuckel mit Schliffen aufweisen. Der Talanfang wird durch ein Kar an der Nordostseite des Pic Madres gebildet.

Der bei Ladou endende Lokalgletscher der Castellane besass mit 8,5 km Länge eine bemerkenswerte Entwicklung, die eine Schneegrenze von zirka 1700 m voraussetzte. Diese tiefe Lage der diluvialen Schneelinie war hier offenbar durch die örtlichen Verhältnisse, namentlich durch die nordöstliche Exposition des Einzugsgebietes bedingt.



Abbildung 20. *Der Talhintergrund von Sansa.*

Blick vom Col de Sansa; im Tal 2 bewaldete Moränenwälle.

e) Ueber den bereits erwähnten Col de Jau gelangt man aus dem Mosset-Tal ins Tal der Aiguette, das sich vom Roc Madres in nordöstlicher Richtung hinabsenkt; es geht als Trog-tal aus einem geräumigen Kar hervor und fällt unter Bildung von Stufen zunächst bis auf 1200 m ab, wo es eine Verengung aufweist. Bis hier hinab reichen zwei Moränenwälle, von denen der rechtsufrige in 1378 m die Jasse, oberhalb der Säge von «Moulinasse», trägt. Der in 1200 m endende diluviale Aiguette-Gletscher besass eine Länge von 8,5 km, und die Höhe seiner Schneegrenze muss in 1700 m angenommen werden.

Unterhalb 1200 m nimmt vorerst auf zirka 3,5 km die Breite des Tales wieder etwas zu und das Gefälle ab. Aber im untersten Talstück hat sich der Fluss schluchtartig mit dem grossen Gefälle von 100 ‰ eingeschnitten, um sich in 800 m Meereshöhe mit dem aus dem welligen Kalkplateau von Roquefort und Le Bousquet herkommenden Fluss zu vereinigen und sich sodann in den Aude zu ergiessen.

Das genannte Plateau liegt in 1200—1300 m Höhe, ebenso das östlich der Aiguette gelegene Gelände mit dem Dorf Counozoul. Diese Verflachungen haben mit Schichtenablagerungen nichts zu tun; es sind reine Abtragungsformen. Sie gehören offenbar einem Niveau an, das sich auch westlich des Aude bei Le Pla und Quérigut vorfindet und in das der Aude eine über 400 m tiefe Schlucht eingeschnitten hat.

3. Ergebnisse.

Zusammenstellung der eiszeitlichen Lokalgletscher des Roc Madres Massivs:

Gletscher	Exposition	Länge	Ende	Schneegrenze
Gl. de Cabril	SSW.	5,5 km	1525 m	1900 m
Gl. d'Evol	SE.	5 km	1400 m	1800 m
Gl. de Nohèdes	E.	6 km	1150 m	1800 m
Gl. de la Castillane	ENE.	8,5 km	1100 m	1700 m
Gl. de l'Aiguette	N.	8,5 km	1200 m	1700 m

Aus dieser Zusammenstellung ergibt sich deutlich, dass die Entwicklung der Gletscher wesentlich von der Exposition abhängig war, indem bei Südlage die Schneegrenze höher lag, die Gletscher kürzer waren und weniger tief herunterreichten als bei Ost- und Nordostexposition der Firngebiete; denn diese erfuhren in solchen Lagen eine stärkere Beschattung, daher eine geringere Abschmelzung.

Die bedeutenden Unterschiede in der Entwicklung der fünf hier aufgeführten Lokalgletscher lassen auch vermuten, dass noch ein weiterer Faktor eine nicht unerhebliche Rolle gespielt haben dürfte, nämlich ein grösserer Niederschlag in den nördlichen Gebieten, wie dies auch heute bei den vorherrschend nordwestlichen regen- und schneebringenden und daselbst aufsteigenden Winden der Fall ist.

Die auf unsern Wanderungen im Roc-Madres Massiv beobachteten morphologischen Erscheinungen nötigen uns ebenfalls zu einer zusammenfassenden Rückschau, um zu Folgerungen über ihre zeitliche Entwicklung zu gelangen, soweit dies überhaupt jetzt schon möglich ist. Bei dieser Beurteilung kommen sowohl Berg- wie Talformen vor, die im grossen und ganzen, wie wir sahen, denen von Mittelgebirgen entsprechen. Ohne Zweifel gehören die zum Teil breiten Bergrücken einem alten, sehr hoch gelegenen Abtragungsniveau an, in welches die heutigen Täler eingeschnitten sind. Und dass dieses Einschneiden etappenweise, infolge mehrmaliger Hebungen des ganzen Gebirges, vor sich gegangen ist, geht aus dem Vorkommen von höheren Talböden oder älteren Talhängen über deutlich ausgesprochenen Gehängeknicken hervor. Die letzte Eintiefung, die wir bei allen Tälern in der Form enger, oft schluchtartiger und stark gewundener Talstücke im Unterlauf der Flüsse festgestellt haben, erfolgte ohne Zweifel während der Diluvialzeit zum Ausgleich an die ebenfalls damals eingetretene Eintiefung der Haupttäler. Ueber diesen 40—50 m tiefen Engtälern liegen Terrassen oder flachere Gehängestücke, die einem gut entwickelten V-Tal der Pliocänzeit zuzuweisen sind. An einigen Orten, z. B. im Tal von Mosset, lassen sich noch 200—300 m höher gelegene Verflachungen nachweisen, die einem Abtragungszyklus des oberen Miocän zuzurechnen wären. Aber über solchen Gehängeterrassen liegen überall noch bedeutend

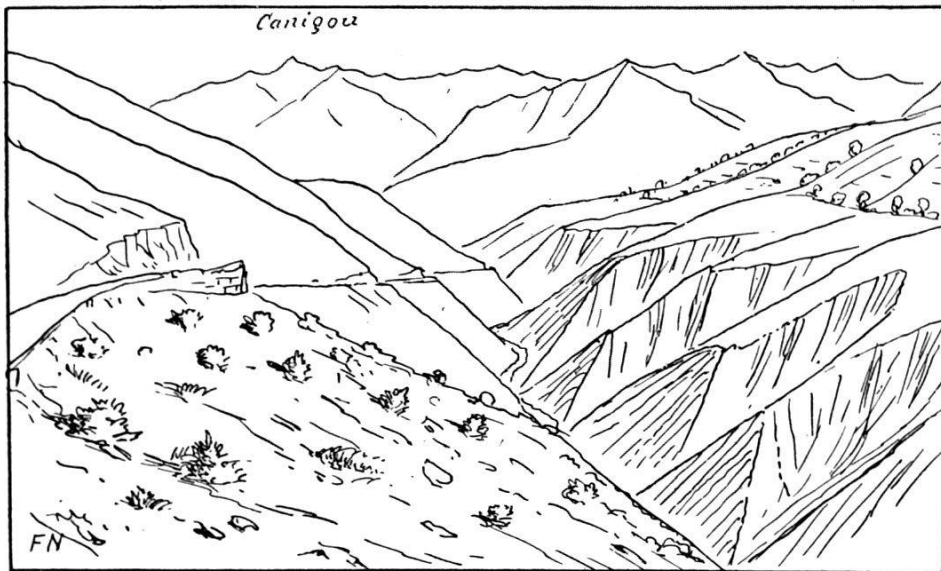


Abbildung 21. *Der untere Abschnitt des Tales von Sansa.*

(Blick gegen Südost)

höhere Verflachungen, die in der Regel mit geringerer Steigung zu den breiten Bergrücken hinaufführen. Ohne Zweifel handelt es sich hier um stark ausgereifte Abtragungsformen einer niedrigeren Erosionslandschaft der Miocänzeit, die jedoch heute infolge mehrfacher Hebungen in bedeutende Höhen zu liegen gekommen sind. Für solche Hebungen sprechen schliesslich auch die alten Talungen von Railleu und Ayguatébia, die heute mit hohen Stufen im Tal von Sansa einmünden. Aber auch in den Längsprofilen der durchwanderten Täler treten uns entsprechende Erscheinungen entgegen, nämlich in den Talstufen, die in sehr verschiedener Entwicklung und Höhenlage vorkommen.

Ohne Zweifel ist in allen Tälern ein Teil dieser Stufen fluvial bedingt, nämlich durch rückschreitende Erosion der sich mehrmals neu einschneidenden Flüsse. Hätten wir es mit einer typischen Mittelgebirgslandschaft zu tun, die seit langen Zeiten ohne Hebungen der Abtragung ausgesetzt gewesen wäre, so hätten hier alle Flüsse ein ausgeglichenes Gefälle erhalten, und in den Tälern wären keine Stufen vorhanden. Für das Einschneiden der Flüsse ist bekanntlich die Lage der Erosionsbasis von wesentlicher Bedeutung. Aber je nach der Härte des Gesteins erfordert die Schaffung eines ausgeglichenen Gefälles unter Umständen eine sehr lange Zeit. Treten nun vor dem Ablauf einer für den Zyklus der Erosion benötigten Zeit Störungen ein, wie Senkung der Erosionsbasis oder, was auf dasselbe herauskommt, Hebung des Gebirges, so ist der Fluss zu neuem Einschneiden gezwungen, bevor der ältere Tallauf ausgeglichen war; daher

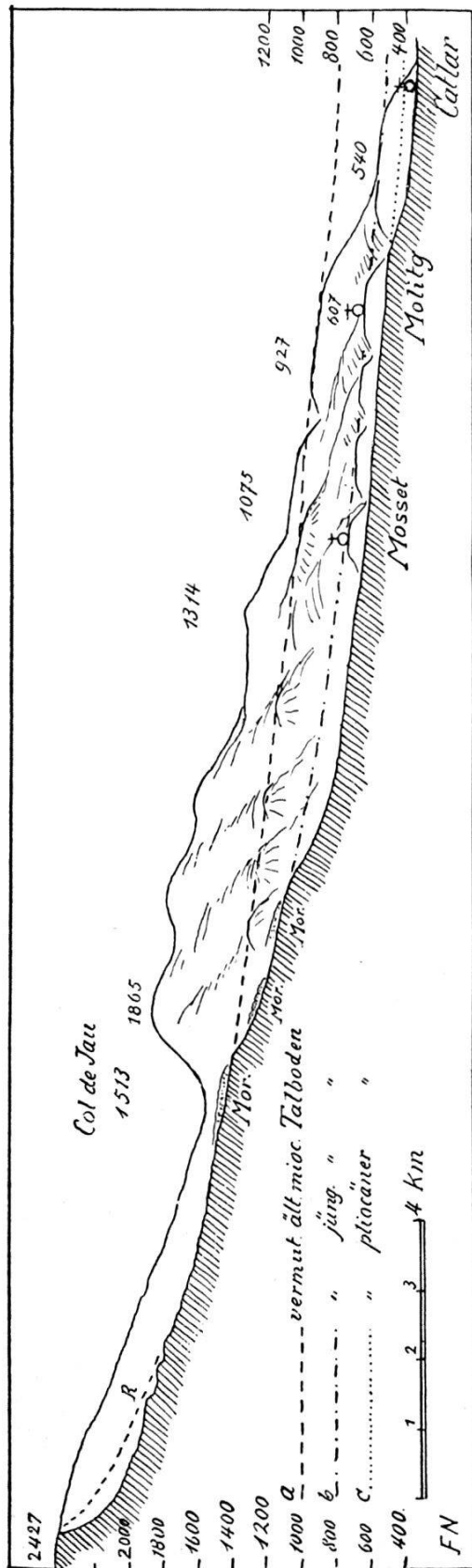


Abbildung 22. Längsprofil durch das Tal von Mosset; mit Talterrassen.

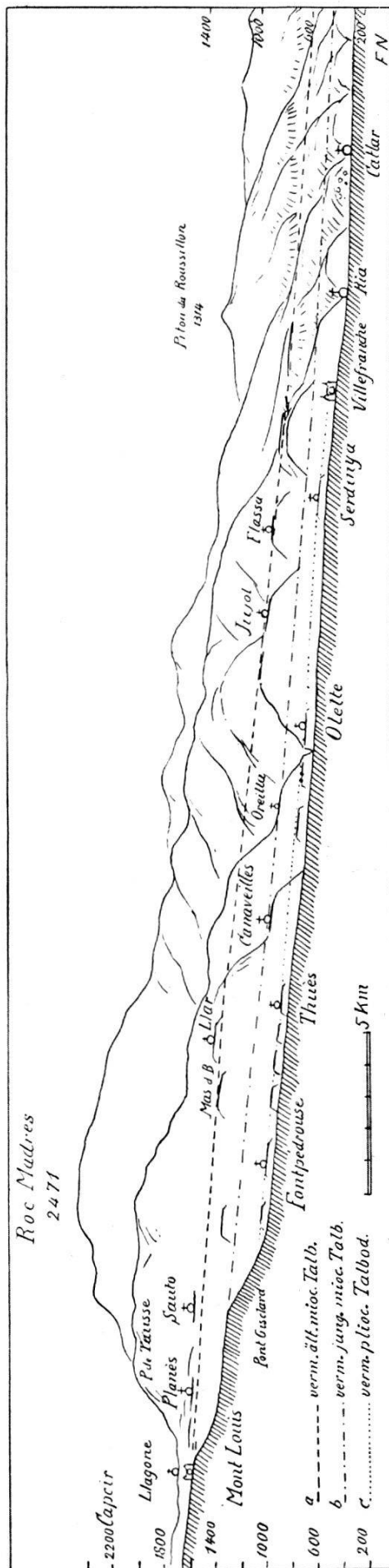


Abbildung 23. Längsprofil durch das mittlere Tet-Tal, mit Terrassen und älteren Talböden.
Im Hintergrund Profil des Roc Madres-Massivs.

entsteht hier eine Stufe, eine zweite bildet sich im neuen Taleinschnitt, wenn bald eine neue Störung erfolgt.

Da in unserem Gebiet ein viermaliges Einschneiden der Flüsse erfolgt sein muss, wobei in dem ältesten Zyklus ohne Zweifel eine weitgehende Reife der Erosionsformen erreicht worden ist, müssten wir in jedem Tal mindestens drei Talstufen infolge unterbrochener rückschreitender Erosion erwarten; die unterste Stufe wäre im Unterlauf anzunehmen, wo das enge diluviale Flusstal in den pliocänen Talboden eingeschnitten ist, die zweite im Mittellauf und die dritte im Oberlauf. Da die Stufe im Oberlauf auch die älteste sein müsste, die sich noch vor dem Pliocän gebildet hätte, und da seit jener Zeit der Fluss ständig hier auch noch erodiert haben musste, sollte man erwarten, dass diese oberste Stufe weniger gut entwickelt wäre als diejenige im Unterlauf, die ja ohne Zweifel auch die jüngste ist.

In Wirklichkeit ist nun aber gerade das Gegenteil der Fall. Die unterste Stufe ist meist nur undeutlich zu erkennen; sie kommt höchstens durch ein lokal grösseres Gefälle zum Ausdruck. Im Oberlauf dagegen ist der Stufenbau ganz auffallend gut entwickelt und tritt uns in der Orographie der Täler mit ausserordentlicher Deutlichkeit entgegen. — Verschiedene Faktoren mögen zu dieser eigenartigen Erscheinung beigetragen haben. Zunächst ist festzustellen, dass im Oberlauf die Flüsse eine geringere Wassermenge und daher auch geringere Erosionskraft besitzen als im Unterlauf, so dass die Beseitigung sehr alter Stufen eine sehr lange Zeit beansprucht. Sodann liegt im Roc-Madres Massiv der Oberlauf der Flüsse überall im zentralen Granitstock, der Unterlauf in weniger harten schiefrigen Gesteinen; daher mochten sich lokale Härteunterschiede im Oberlauf ganz anders geltend machen als im Mittel- und Unterlauf. Schliesslich steht die Tatsache fest, dass sich die in Mehrzahl auftretenden Stufen im Oberlauf aller betrachteten Täler im Bereiche eiszeitlicher Gletscher befinden und dass dort die Täler deutliche Trogform aufweisen. Aus diesen Gründen stellt sich die Frage, ob bei der Bildung gerade dieser ausgeprägten Talstufen nicht auch die eiszeitlichen Gletscher mitgewirkt haben sollten? Da die geographische Verbreitung von Stufen und Gletschern durch Moränen und Gletscherschliffe erwiesen ist, müssen ohne Zweifel Beziehungen zwischen beiden Erscheinungen vorliegen, aber es dürfte nicht leicht sein, genau anzugeben, in welchem Masse die hier vorhandenen relativ kleinen Gletscher sich am Stufenbau der Täler beteiligt haben. Immerhin dürften die folgenden Möglichkeiten ins Auge gefasst werden:

Fürs erste käme hier der Karbildungsprozess in Betracht. Durch diesen Vorgang, der uns von *Ed. Richter* und *Albr. Penck* geschildert worden ist, sind an den obersten Talhängen Nischen

ausgebrochen worden, wodurch unten Stufen entstanden sind. Solche Beispiele sind uns aus den Tälern von Sansa, von Evol und Nohèdes bekannt. Als die Gletscher grösser wurden, so ist, was grundsätzlich bereits *Em. de Martonne* dargetan hat (l. c.), die Stufe infolge lokaler Zunahme des Gefälles und der Gletscherbewegung verstärkt worden; weiter talabwärts hat sich eine zweite Stufe zu entwickeln begonnen. Mit Anwachsen des Gletschers ist auch diese stärker ausgebildet worden. Auf diese Weise konnten Treppenkare entstehen. Wo nun durch fluviatile Vorgänge und infolge selektiver Erosion bei Härteunterschieden des Gesteins Stufen entstanden waren, sind auch diese durch vorrückende Gletscher noch verstärkt und trogförmig ausgeweitet worden, wie wir dies ja in so grossartigem Ausmass im Oberlauf des Tales von Nohèdes festgestellt haben.

So ist die Erscheinung der Talstufen im Oberlauf der betrachteten Täler recht komplexer Natur; um ihre Entwicklung zu verstehen, wird man eine Reihe von Faktoren in Betracht ziehen müssen.

Der Verfasser hat versucht, als Ergebnis der vorliegenden Untersuchungen, vom Roc Madres-Gebirge ein morphologisches Uebersichtskärtchen zu entwerfen (s. Abbild. 24), auf welchem die verschiedenen Landschaftsformen nach ihrer Zugehörigkeit und der zeitlichen Entstehung wiedergegeben sind. Es werden hier zunächst die höchst gelegenen, meist breiten Rückenformen unterschieden, die sich namentlich auf den wichtigeren Erhebungen und Kämmen vorfinden und die vermutlich in der ältesten, wohl oberoligocänen Abtragungsperiode entstanden sind. Nach den Enden laufen sie meist in schmälere Rücken aus, deren tiefere Hänge wieder Verflachungen aufweisen, die zwei jüngeren Erosionsniveaus, solchen der Miocänzeit, zugerechnet werden können. Schliesslich kommen im Unterlauf der grösseren Täler Terrassen vor, in die sich die Flüsse schluchtartig eingeschnitten haben, während im Oberlauf gestufte Trogtäler zu ausgesprochenen Karformen hinaufführen.

Zu ähnlichen Schlussfolgerungen gelangen wir auch bei der Betrachtung der Puigmal-Canigon-Gebirgskette, die sich südlich des Tettales mit grosser Steilheit erhebt und die orographisch ein ganz anderes Landschaftsbild darbietet als das Roc-Madres Massiv.



IV. Das Canigou-Massiv.

1. Orographisch-geologische Uebersicht.

Der 2783 m hohe Mont Canigou, der bekannte aussichtsreiche Gipfel des Roussillon, der bei klarer Fernsicht sogar vom Hügel der Notre Dame de Garde bei Marseille wahrnehmbar sein soll, ist nicht etwa der Mittelpunkt des nach ihm benannten Massivs, sondern gehört vielmehr bereits zu den Ausläufern jener 60 km langen Kette, die sich vom Col de Tosas in ost-nordöstlicher Richtung hinstreckt, und von der auch die bekannte Kette der Albères abzweigt. Von dieser Abzweigungsstelle an setzt sich die Hauptkette noch 22 km weit in nordöstlicher Richtung bis zum 1738 m hohen Puig de l'Estelle weiter fort, von wo das Gebirge rasch zu dem kaum 1000 m hoch aufragenden Bergland der Astres, dem Einzugsgebiet der Canterrane und des Réart, abfällt. 7 km westlich des Puig de l'Estelle erhebt sich mit 2763 m Höhe der Pic des Vents, dem der pyramidenförmige Mont Canigou vorgelagert ist.

Der höchste Gipfel der ganzen Kette ist der 2908 m hohe Puigmal, der sich in der westlichen Hälfte des Hauptkammes befindet; in diesem Kamm bilden die folgenden weiteren Gipfel markantere Aufragungen: der Pic de Sègre, 2795 m, der Pic de Fenestrelles, 2820 m, der Pic d'Eyne, 2786 m, der Pic de la Vache, 2830 m, der Pic de l'Enfer, 2870 m, der Pic du Géant, 2881 m, der Pic de la Donya, 2714 m.

Von jedem dieser Gipfel zweigen nach N und S Seitenkämme von firstförmiger Gestaltung und 8—10 km Länge ab, zwischen denen tiefeingeschnittene, meist stufenartig abfallende Täler liegen. Mit ihren ebenfalls teilweise zugespitzten felsigen Gipfeln, deren Hänge durch steile Wildbachtrichter oder durch Kare gegliedert sind, sowie durch ihre bedeutendere Höhe steht das Canigou-Massiv in starkem Gegensatz zu dem um mehrere hundert Meter niedrigeren, rückenförmigen Roc-Madres-Massiv.

Nach seiner geologischen Beschaffenheit haben wir es im Canigou-Massiv mit einem bemerkenswerten Abschnitt der Zentral-Axe der Pyrenäen zu tun, die aus kristallinen Gesteinen sowie aus steilgestellten paläozoischen Sedimenten der variskisch-hercynischen Faltungsperiode aufgebaut ist. Im gesamten Gebirge kommen nach den Untersuchungen von *J. Roussel*, *O. Mengel* und *L. Bertrand* (Lit. cit.) sowie nach der Darstellung der geologischen Karte, Blatt Prades, vier ungleich grosse Granitstöcke vor, die von bedeutenden Schiefer- und andern, vorherrschend sedimentären Gesteinszonen umgeben sind; von diesen Granitmassen liegt die erste im südlichen Einzugsgebiet des Tech bei Serralongue, die zweite nördlich davon am Ost-

abfall der Canigou-Kette; der dritte Granitstock bildet den Westteil des Mont Canigou selber, wo dieses Gestein von den nach Casteil und Vernet hinabziehenden Wildbachrursen angeschnitten ist, und der vierte setzt in ostwestlicher Ausdehnung die Hauptkette auf eine Länge von 15 km zusammen und endet im Pic de la Donya. Dieser längliche Granitrücken wird von zwei in gleicher Richtung streichenden, senkrecht stehenden Quarzitbänken durchzogen, die streckenweise den Hauptkamm bilden.

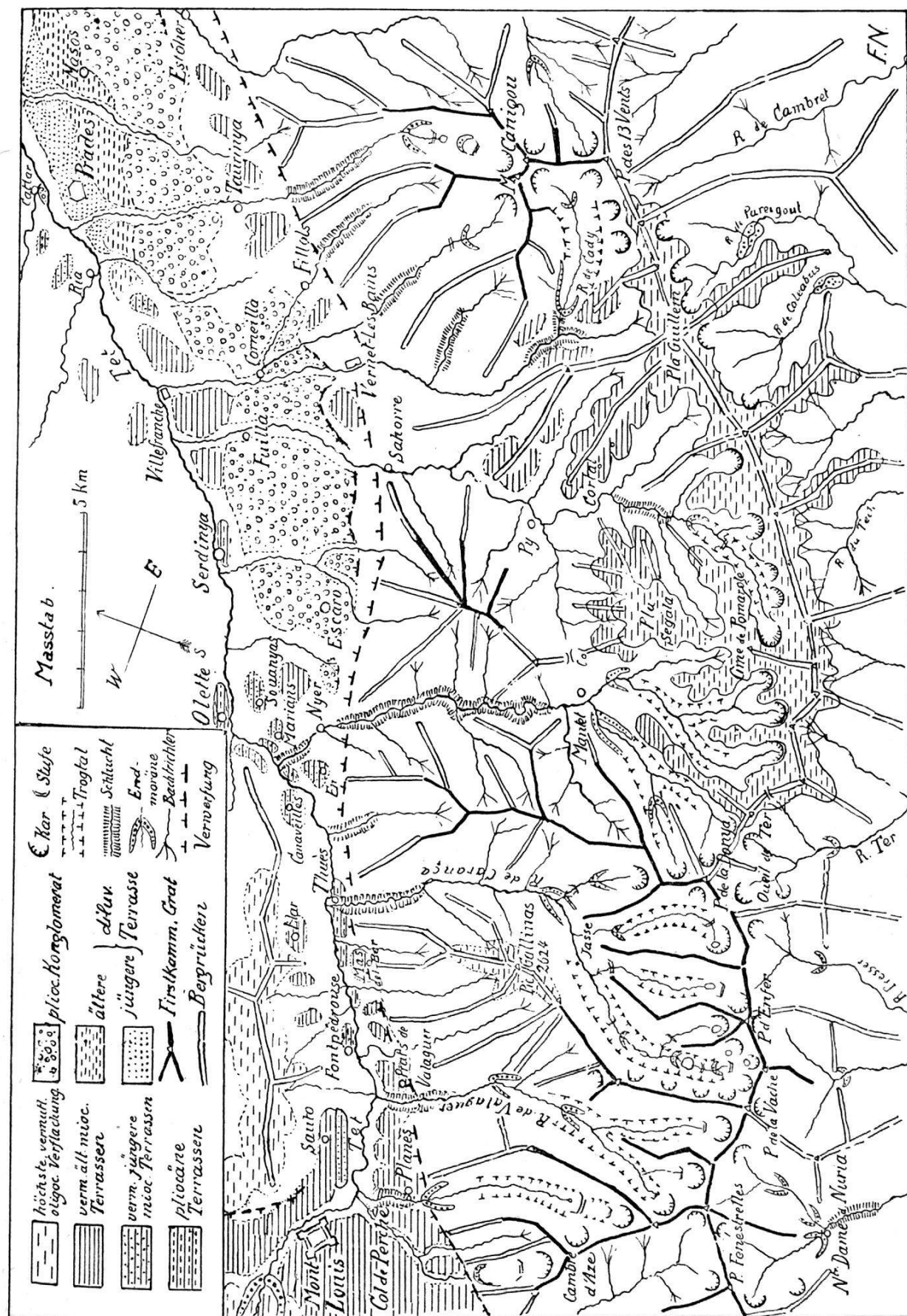
Die Hauptmasse des gesamten Gebirges baut sich aus schieferigen und kalkigen Gesteinen auf, die teils archaischen Alters sind, teils dem Silur und Devon angehören und die im allgemeinen westöstlich streichen, während der Hauptkamm, wie wir bereits anführten, ostnordöstlich verläuft und damit eine gewisse Unabhängigkeit vom geologischen Bau verrät.

In diesem Zusammenhang sei bemerkt, dass die meisten der genannten hohen Gipfel nicht etwa aus Granit, sondern aus Schiefen bestehen, so vom Puigmal weg alle bis zum Pic de la Donya, der sich aus Granit oder Quarzit aufbaut, aber mit 2714 m Höhe durchaus nicht die höchste Erhebung bildet.

Mit grosser Deutlichkeit zeigt sich hier die Erscheinung der sog. «Gipfel-flur», jenes fast gleichmässige Höhenniveau, dem sich alle Gipfel einer Gebirgsgruppe unterordnen, was als Folgewirkung ehemaliger weitgehender Abtragungsvorgänge gedeutet werden muss. Hiefür ist die Tatsache, dass sich jenes Niveau über die verschiedenen Gesteinszonen und Strukturen ausdehnt, besonders bezeichnend, ein Umstand, der hier, wie wir sahen, sehr klar zum Ausdruck kommt.

Aber nicht nur ist hier die Gipfel-flur recht deutlich entwickelt, wie die oben gegebene Aufzählung der Gipfelhöhen beweist; es gesellt sich dazu noch die Erscheinung einer stellenweise gut wahrnehmbaren Verflachung des Hauptkammes. Sie ist vorerst westlich des Puigmal zu erkennen, wo der Hauptkamm sich allmählich zum Col de Tosas hinabsenkt; sie kommt dort und auch östlich des Puigmal zunächst darin zum Ausdruck, dass an mehreren Orten die zwischen den Gipfeln liegenden Sättel nur schwache Eintiefungen der Kammlinie darstellen, so der Col de Fenestrelles mit 2558 m, nur etwa 250 m unter den benachbarten Gipfeln, der Col de Nou sogar nur 50 m, der Col du Géant mit 2633 m nur etwa 80 m unter dem benachbarten Pic de la Donya.

Besonders auffallend sind aber Verflachungen in der östlichen Hälfte des Hauptkammes, auf eine Länge von 20 km, zwischen dem Pic de la Donya und dem Pic des Vents. Auf dieser Strecke weist der Hauptkamm gleichzeitig eine weitgespannte Einsenkung bis auf 2300 m Höhe auf, die mit der



Verbreitung von flachen Rücken, ja mit eigentlichen Hochflächstücken zusammenfällt. Diese Tatsache kommt auch in den örtlichen Bezeichnungen deutlich zum Ausdruck wie «Pla de Campmagre», 2460 m, «Pla Guillem», 2302 m; auch einige vom Hauptkamm hier abzweigende Seitenkämme weisen auf grössere Ausdehnung hin diese Verflachungen auf, so drei gegen S O hin nach dem obern Tectal hinabziehenden Rücken wie die Serre Vernet, die von dem abgeflachten Pic de Rougeat, 2700 m, abzweigt, dann der Roc de la Deseargue und drittens der vom Puig de la Collade Verde ausgehende Seitenkamm; schliesslich ist dies auch bei dem vom Pla de Campmagre nach N abzweigenden breiten Seitenkamm der Fall, der mit der 2227 m hohen Pla Segala endet. Auf diese Verflachungen haben bereits *R. Blanchard* und *A. J. Pannekoek* hingewiesen und sie als Reste alter Abtragungsflächen gedeutet (Lit. cit. p. 14 [33, 35]).

Ohne Zweifel hat hier lang andauernde Abtragung solche flache Rückenformen geschaffen, aber in einer bedeutend niedrigeren Höhenlage als dies heute der Fall ist. Erst infolge von bedeutenden Hebungen ist die ehemalige senile Erosionslandschaft zu einem Hochgebirge mit gut erhaltenen Resten eines Mittelgebirges geworden. Diese Abtragung und darauffolgende Hebung müssen jedoch vor dem Pliocän erfolgt sein. Wir haben es hier nun nicht bloss mit Resten von breiten Talböden zu tun, die in ein Gebirge eingeschnitten worden sind, wie bei dem obersten Talbodensystem im Tal der Tet, sondern mit Abtragungsformen, die bedeutend höher liegen und daher auch älter sein müssen als jene.

Waren wir genötigt, für die Entstehung jenes obersten Talbodensystems miocänes Alter anzunehmen, so kommt für die Entstehung der beschriebenen Hochflächen in 2300–2500 m Höhe das obere Oligocän in Betracht. Gleiches Alter dürften wir dann auch für die höchsten Abflachungen und breiten Rückenformen des Roc-Madres-Massivs annehmen. Es wird sich zeigen, dass schliesslich die höchsten Abtragungsflächen des Pic-Carlitte-Massivs ebenfalls in jene Epoche zu verlegen sind. Wir haben bereits darauf hingewiesen, dass zu Beginn des oberen Pliocän eine bedeutende Hebung des Canigou-Massivs erfolgte, worauf dann in Verbindung mit einem eher ariden Klima eine sehr starke mechanische Verwitterung und die Bildung von Murgängen einsetzte, die zur Ablagerung des Riesenkonglomerates von Prades geführt haben dürften.

Die ältere Quartärzeit war aber durch ein kühleres und niederschlagreicheres Klima gekennzeichnet, unter dessen Einwirkung dann eine Vergletscherung auch jener Gebirge eintrat, die heute keine Gletscher mehr tragen. Schon seit längerer Zeit sind von den Geologen in verschiedenen Tälern des Canigou-

Puigmal-Massivs reichliche Moränen ehemaliger Gletscher festgestellt worden. Im folgenden sollen auch die unter Wirkung der eiszeitlichen Gletscher entstandenen übrigen Geländeformen in diesem Gebirge, wie Kare, Talstufen, Riegel, Becken und Trogtäler noch näher beschrieben werden, soweit sie der Verfasser durch eigene Beobachtungen kennen gelernt hat. Von der Lage und dem Aussehen jener Formen geben die topographische Karte und die angeführte Literatur nur ein ganz ungenaues Bild wieder. Man vergleiche daher Abbildung 25, auf der ein morphologisches Uebersichtskärtchen des Canigou-Massivs wiedergegeben ist.

2. Die diluviale Vergletscherung des Mont Canigou.

Trotz seiner bedeutenden Höhe von 2783 m erreichte die Lokalvergletscherung des Mont Canigou keine grössere Ausdehnung. Es kam nicht, wie man früher lange Zeit glaubte, zur Bildung von ansehnlichen Gletschern, deren Zungen sich bis nach Vernet-les-Bains und ins Tal der Tet bei Prades hinab erstreckt haben sollten, sondern es blieb bei der Entwicklung von kleineren Kar- und Hängegletschern mit hochgelegenen Zungenenden.

Von diesen Gletschern haben sich nicht nur Moränen erhalten, die nach Mächtigkeit und Form als würmeiszeitlich anzusprechen sind, sondern auch deutliche Kare mit Stufen, ja sogar ein kleines Trogtal verraten die ehemalige lokale Vergletscherung. So liegt das 4,5 km lange, trogförmige Hochtal von Cady auf der Westseite des Berges, im Hintergrund umgeben von steilen, meist felsigen Wänden, die zu scharf geformten Kämmen und Gräten hinaufführen. Es endet in zirka 1740 m mit hoher Stufe, in die sich der in Fällen abstürzende Talbach bereits die tiefe Schlucht von Mariailles eingefressen hat, die abwärts in ein schmales V-Tal übergeht. Nach den Moränen zu schliessen, endete der Lokalgletscher zuerst in 1740 m, später in 1840 m, wo sich eine Moräne an einen Felsriegel lehnt. Der südliche Talhang ist durch drei deutliche Kare gegliedert, deren Kessel heute mächtige Schutthalden aufweisen (s. Abbild. 26).

Durch die rechte wallförmige Ufermoräne des Cady-Gletschers, die bis gegen 1740 m hinabreicht, wird der Ausgang eines kleinen Seitentales verbaut. Der oberste Teil des Hochtals von Cady ist karartig und deutlich gestuft und weist in 2300 m Höhe einen kleinen, von Moränen gestauten See auf.

Ein zweiter etwas grösserer See liegt in einem Felsbecken in dem Treppenkar auf der Nordseite des Mt. Canigou in zirka 2000 m Höhe. Der hier ehemals vorhandene Gletscher reichte maximal bis 1600 m hinab, wo deutliche Moränen zu erkennen

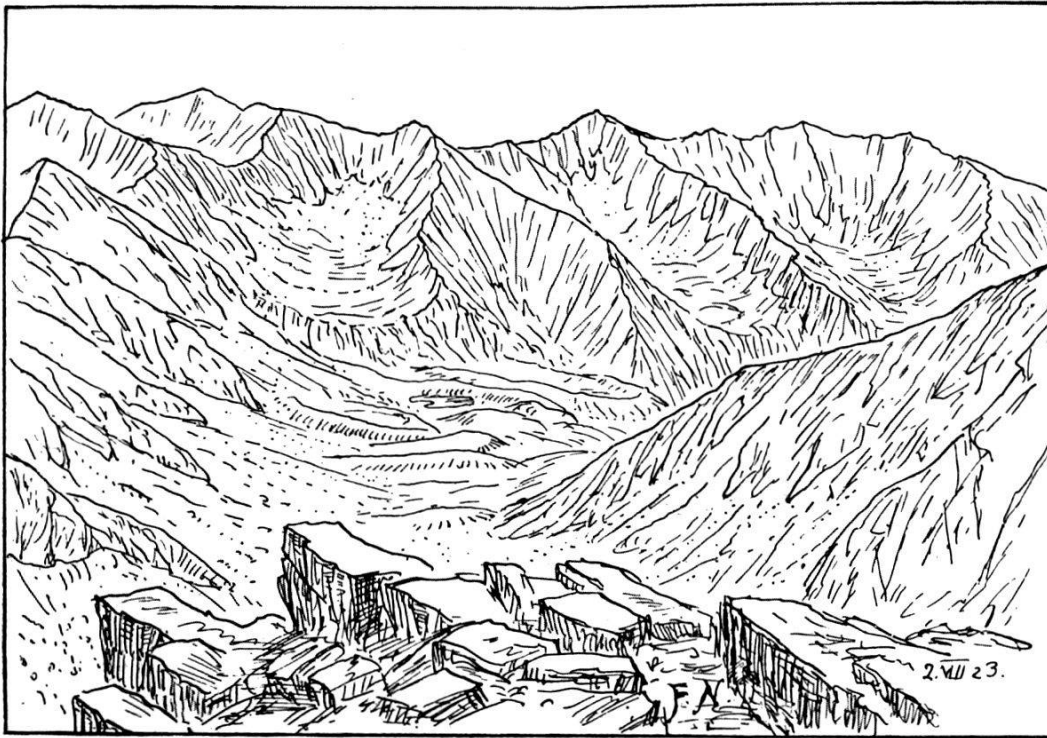


Abbildung 26.

Blick vom Mont Canigou nach S. ins Trogtal von Cady.

sind. In einem späteren Stadium der Vereisung warf er eine Endmoräne in 2100 m auf. Von hier an aufwärts verengt sich das von steilen und hohen Felswänden eingefasste Kar, so dass sich dort infolge starker Beschattung meist bis weit in den Sommer hinein noch Schneereste vorfinden.

Weniger gut entwickelte Glazialformen weisen zwei Nischen am Mt. Canigou auf; die eine öffnet sich gegen Nordwesten, die andere gegen Osten; beide sind jedoch auf der topographischen Karte ungenau, wie reine Wildbachtrichter gezeichnet; doch ist ihre glaziale Ausweitung unverkennbar, und beide enthalten auch entsprechende Moränen von Lokalgletschern; danach reichte der nordwestliche bis 1700 m, der östliche im Tälchen des R. de Velmanya sogar bis 1380 m hinab.

Für die maximale Entwicklung der vier Lokalgletscher der letzten Eiszeit am Mt. Canigou war eine mittlere Schneegrenzhöhe von 2100 m erforderlich.

Wenn diese genannten Lokalgletscher in meist gut ausgebildeten Karen ihren Ursprung hatten, so ist doch anzunehmen, dass diese Kare aus frühern Einzugstrichtern von Bächen hervorgegangen sind; denn sie stellen auch jetzt das Einzugsgebiet von solchen Gewässern dar, die sich weiter talabwärts schluchtartig eingeschnitten haben. Bei dem Hochtälchen von Cady liegt wohl der oberste Abschnitt eines fluviatilen Tales vor, das ehe-

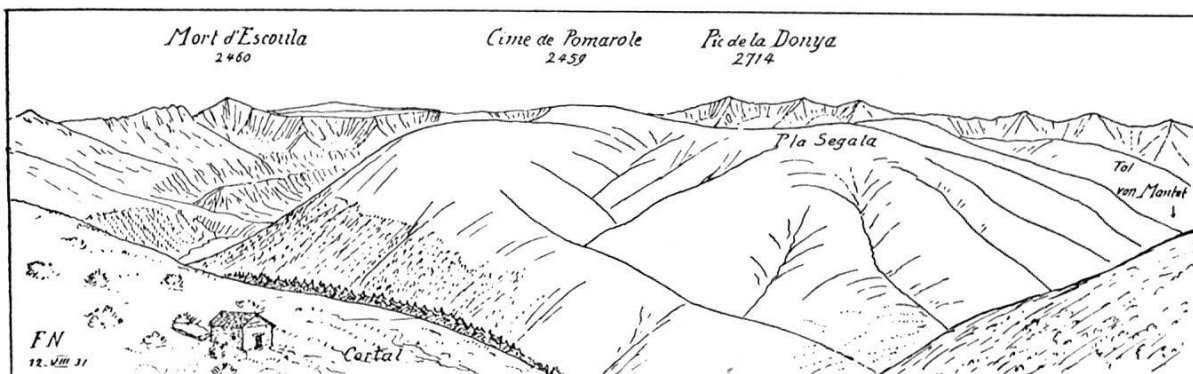


Abbildung 27. *Blick von den Cortals oberhalb Py gegen SW. auf die Hochfläche von Pla-Segala und die Karformen der Hauptkette.*

mals, das heisst in der Präglazialzeit hoch über dem heutigen Tal von Vernet gelegen hat; es ist möglich, dass dieses Tal in der Miocänzeit existiert hat. Nach erfolgter Hebung ist mit dem Haupttal der Tet auch dieses Seitental neu vertieft worden; aber diese durch rückschreitende Erosion bewirkte Talvertiefung reichte nicht bis in das oberste Talstück hinauf, wo nun in der Eiszeit eine wesentliche Umgestaltung in Trog- und Karform durch die Vergletscherung erfolgte.

3. Talbildung und Vergletscherung auf der Nordseite der Canigou-Puigmal-Kette.

Aehnliche Entwicklungsgänge wie am Mt. Canigou lassen sich auch in mehreren andern Hochtälern auf der Nordseite der Canigou-Puigmal-Kette nachweisen, so namentlich in den Tälern von Nyer, von Carança und von Valaguer, die sich alle nordwärts nach der Tet hin entwässern. Die Moränen der Lokalgletscher dieser Täler sind grösstenteils auf der französischen geologischen Karte eingezeichnet. Dazu kommen einige Täler auf der südlichen Abdachung der Kette, in denen sowohl Kare wie auch Endmoränen lokaler Gletscher festgestellt wurden. Entsprechende Beobachtungen sind erstmals 1928 vom Verfasser, seither auch von *P. Birot*, gemacht worden (Lit. cit. p. 14 [39]).

a. Der südliche Seitenfluss, der sich bei Villefranche de Conflent in die Tet ergiesst, besitzt ein ausgedehntes Einzugsgebiet; einer seiner Quellflüsse durchzieht das typisch V-förmige Tal von Py, das sich oberhalb dieses Dorfes wieder in mehrere Talfurchen gliedert. Zwei derselben reichen bis an den Hauptkamm des Gebirges hinauf und weisen oberhalb 2000 m Höhe ausgesprochene Karformen auf, deren steile Hänge zu den in 2300—2460 m hohen, abgeflachten Rücken von Pla de Campmagre und Pla Guillem hinaufführen. Moränen kleiner Lokal-

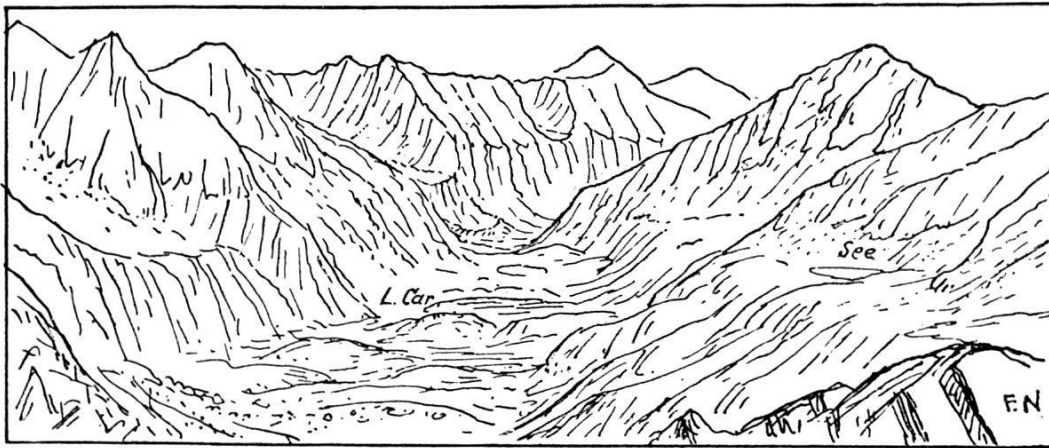


Abbildung 28.

Blick vom Hauptkamm nordwärts ins Trogtal von Carança.

gletscher finden sich in 1700—1800 m Höhe, so dass auf eine Schneegrenzhöhe von 2100 m geschlossen werden darf (siehe Abbild. 27).

b. Auffallend durch die Gegensätzlichkeit der Formen ist das Tal von Nyer, das 1,5 km oberhalb Olette in das Tal der Tet einmündet. Im untersten Abschnitt ist es in 734 m muldenförmig geweitet, so dass hier das Dorf Nyer Platz gefunden hat. Doch unmittelbar oberhalb dieser Ortschaft nimmt es einen schluchtartigen Charakter an, der 6 km lang anhält, so dass der Weg nach Mantet zuerst in Windungen stark ansteigen muss und sich dann am östlichen, vielfach von Gräben durchzogenen Abhang entlang hoch über dem Fluss hinzieht, der hier ein Gefälle von 100 % besitzt. In 1380 m Höhe wird das Tal, das dort eine Schieferzone durchquert, etwas weiter und lässt dem kleinen ärmlichen Dorfe Mantet notdürftig Raum. Hier vereinigen sich 2 Quellbäche des Talwassers; sie kommen aus zwei gestuften, trogförmigen Hochtälchen herab, die mit Karformen einsetzen. Der grössere der Bäche, der R. de Bassives, nimmt seinen Anfang in dem Tälchen, das sich vom Pic de la Donya (2714 m) gegen Nordost hinabzieht und in dem deutliche wallförmige Moränen eines früheren Gletschers liegen; wir begegnen ihnen schon in 1400 m Höhe unweit Mantet, so dass der Gletscher in seiner maximalen Ausdehnung 5 km lang war. Gut ausgeprägte jüngere wallförmige Endmoränen finden sich sodann in 1720 m und in 2020 m.

Auch im östlichen, andern Quelltlchen beweisen Moränen, die südlich Mantet bis 1500 m hinabreichen, die Existenz eines ehemaligen Lokalgletschers. Die beiden den untersten Endmoränen entsprechenden Gletscher setzten bei Nordost- und Nordexposition eine Schneegrenze in 2000 bis 2100 m Höhe voraus.

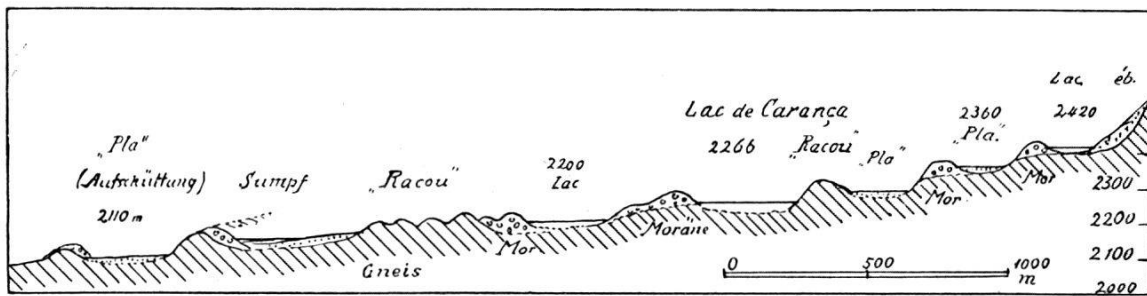


Abbildung 29. Längsprofil durch das obere Carança-Tal.

c. Durch eine recht augenfällige glaziale Gestaltung ist die obere Hälfte des 14 km langen Tales von Carança gekennzeichnet. Es hat hier völlig den Charakter eines alpinen Trogtales und weist mehrere Stufen auf, in denen Riegel, Rundbuckel mit Felsbecken und blockreichen Moränenhügeln und -wällen abwechseln. Sie verraten eine starke Vereisung, wobei der Talgletscher in seiner maximalen Ausdehnung in der letzten Eiszeit 8 km lang war. Auf diese Länge zeigt das Tal eine gut ausgesprochene Trogform, mit steilen, felsigen Talhängen, an deren Fuss sich reichlich Schutthalden angelagert haben. Mehrere seitliche Kare münden mit hohen Stufen ins Tal, ebenso einige Seitentäler, wie die Coume Mitxane, die Coume de l'Enfer und die Coume de Bassibé. Die Mündungsstufe der letzteren beträgt 200 m. Wie das Tal von Carança, so beginnen auch diese Seitentäler am Hauptkamm, zwei von ihnen am 2830 m hohen Pic de la Vache, mit gut entwickelten Karen, die stufenförmig abfallend in Kartreppen mit kleinen Seebecken übergehen. Da die obersten Karkessel in 2400—2500 m Höhe, also nahezu oberhalb der Vegetationszone der alpinen Weiden liegen, bieten sie mit ihren kahlen, stark zerrissenen Felswänden und den mächtigen Schutthalden den öden Anblick des Hochgebirges unweit der Schneeregion. Erst in 2266 m, am Ufer des am Fusse einer wahren Taltreppe gelegenen Lac de Carança stellt sich die Vegetation in Form von Grashüscheln und Knieholz ein. Es folgen 4 weitere, meist felsige Stufen, die durch die Köpfe der hier steil gegen Süden einfallenden Gneisbänke gebildet werden (vergl. das beigegebene Profil). Schön polierte Rundbuckel, «Racou» genannt, Blockmoränen und «Pla», alte, verlandete Seeböden, wechseln miteinander. Unterhalb 2000 m folgt eine Hauptstufe zu dem in 1813 m gelegenen, aufgefüllten Talbecken, wo sich eine geräumige Sennhütte, eine Jasse, befindet. Die untersten deutlichen Moränen reichen bis 1600 m hinab. Von hier an wird das Tal V-förmig, senkt sich ziemlich gleichmässig bis 1200 m und geht von da an in eine wilde, gewundene Schlucht über, die vom Talwasser mit starkem Gefälle durchströmt wird, bis es in 820 m Höhe bei Thuès in die Tet einmündet. Wie aus den angeführten

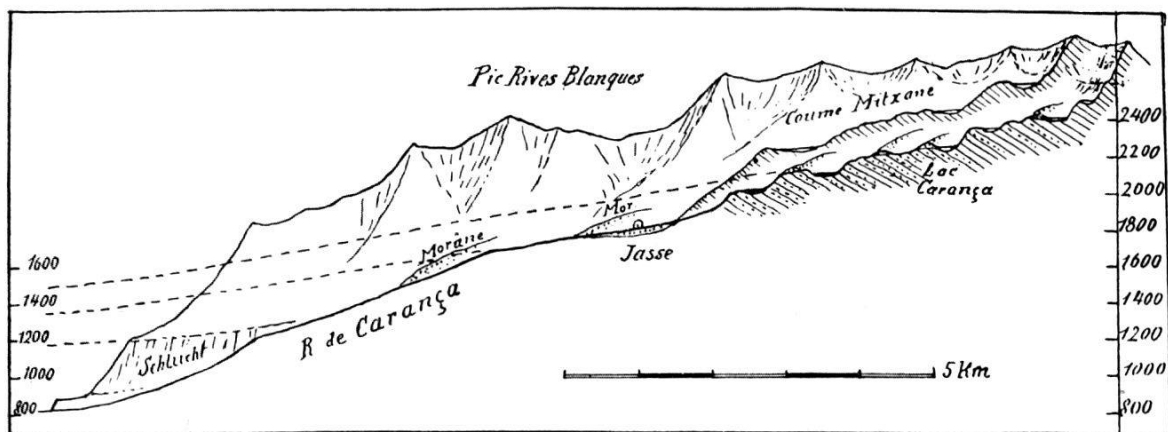


Abbildung 30. Gesamtprofil durch das Carançá-Tal.

Werten hervorgeht, erreicht das mittlere Gefälle des Carançá-tal den hohen Betrag von rund 140 ‰. Schon daraus ergibt sich, dass der Prozess der Talbildung nicht ohne Störungen durch jugendliche Hebung und Vergletscherung verlaufen ist. Ein gleicher Schluss lässt sich aus den erwähnten Talstufen ziehen. Interessant ist ferner der ungleiche Betrag der Eintiefung des Tales in den gesamten Gebirgskörper. 5–6 km oberhalb der Mündung macht dieser Betrag 1000 m aus, bei der bekannten Jasse 850 m und beim Lac de Carançá nur 550 m. Es ergibt sich somit eine bedeutend grössere Eintiefung im mittleren Abschnitt gegenüber dem oberen Teil, eine Erscheinung, die naturgemäss in sehr vielen andern Tälern auch zutrifft, wo die allgemeine Kammhöhe der Seitenketten nicht in gleichem Masse abnimmt wie das Talgefälle. Dies ist hier in besonders ausgeprägtem Masse der Fall und hat zur Folge gehabt, dass infolge der tiefen Lage des Talbodens die Bergabhänge von Wildbachrutschen mit ihren entsprechenden Einzugsstrichtern und durch die allgemeine Verwitterung und Abspülung stark abgeböschert wurden, so dass auch eine Zuschärfung der ehemals wohl rückenförmigen Kämmen zu Firstkämmen eingetreten ist. Im oberen Talabschnitt, wo die Eintiefung bedeutend geringer war, konnten sich noch alte Abtragungsformen eher erhalten; nur durch den Karbildungsprozess sind an mehreren Orten stärkere Veränderungen geschehen, und es sind auf diese Weise sogar typische Karlinge entstanden, wie z. B. der Pic de la Vache, der Pic de l'Enfer, der Pic du Géant.

Aus dem nach Höhenquoten der Karte und Aneroidablesungen gezeichneten Längsprofil des Carançátales ist ersichtlich, dass die Hauptabstufungen des Tales wohl durch erneute Tiefenerosion des Talflusses zustande gekommen sind und dass diese Eintiefungsphasen durch diejenigen des Tet-Tales bewirkt worden

sein mögen. So lässt sich ein ältester Talboden aus der oberhalb 2000 m Höhe gelegenen Oberlaufstrecke konstruieren, der einer Höhe von 1500 m im Tal der Tet entspricht; es handelt sich demnach um die in miocäner Zeit vor sich gegangene Talvertiefung. Eine zweite Eintiefungsphase setzt eine Höhe des Tet-Tales in 1360 m voraus, und vor dem Einschneiden der Mündungsschlucht des Carançaflusses gelangt man zu der Höhe von 180 m über dem heutigen Talboden der Tet. Am Ausgang der Carança Schlucht finden sich schliesslich entsprechende Schotter über den im Haupttal gut erhaltenen felsigen, 40—50 m hohen Erosionsterrassen, denen wir jungpliocänes Alter zugeschrieben haben (vergl. Abbild. 30 und 11).

Fünfmal nach einander hat sich demnach der Carançafluss eingetieft, wobei die älteste Eintiefungsphase offenbar am längsten, die späteren immer weniger lang gedauert haben; denn in der ältesten, der miocänen Talvertiefung kam es zur Ausbildung eines von der Mündung bis zum Einzugsgebiet nahezu ausgeglichenen Gefälles. In den späteren Phasen der Vertiefung vermochte die rückschreitende Erosion nicht bis ins Einzugsgebiet zu gelangen, selbst nicht während der ganzen Pliocänzeit; am wenigsten weit hinauf gelangte die Tiefenerosion während und nach der Eiszeit; deshalb sind die damals entstandenen Ablagerungen und Erosionsformen noch heute sehr gut erhalten; insbesondere sind die Moränen der letzten Eiszeit sozusagen intakt geblieben.

Das gleiche gilt aber auch von den glazialen Erosionsformen wie Stufen, Felsriegel, Rundbuckel und Seebecken, deren Studium besonders lehrreich ist. Oberhalb 2000 m finden sich, wie wir bereits hörten, zahlreiche kleinere Stufen mit Felsriegeln und Felsbecken, deren Entstehung kaum auf die rückschreitende Erosion des Flusses, als vielmehr auf die ungleichartige, selektive Abtragung und Abschleifung des eiszeitlichen Gletschers zurückzuführen ist. Dabei können primär vorhandene Ungleichheiten des Gesteins, das hier in steilstehenden Gneisbänken auftritt, sowie verschieden grosse Gletscherstände und verschiedene Dauer der Vergletscherung diese Stufung bewirkt haben. Zudem handelt es sich um eine ganze Anzahl von Stufen, die meist nur 50—80 m Vertikalabstand von einander haben. Allgemein ist festzustellen, dass stets am Fusse einer grösseren Stufe ein Becken liegt, sei es ein aktives Felsbecken mit kleinem See oder eine postglazial verlandete Ausweitung und Vertiefung. Es ergibt sich daraus der Schluss, dass die glaziale Erosion unterhalb einer Stufe besonders wirksam gewesen ist, eine Folgerung, die vom Verfasser in seiner Arbeit über die «Seen der Pyrenäen» von einer grossen Zahl von Fällen gezogen worden ist (Lit. cit. p. 13 [13]).

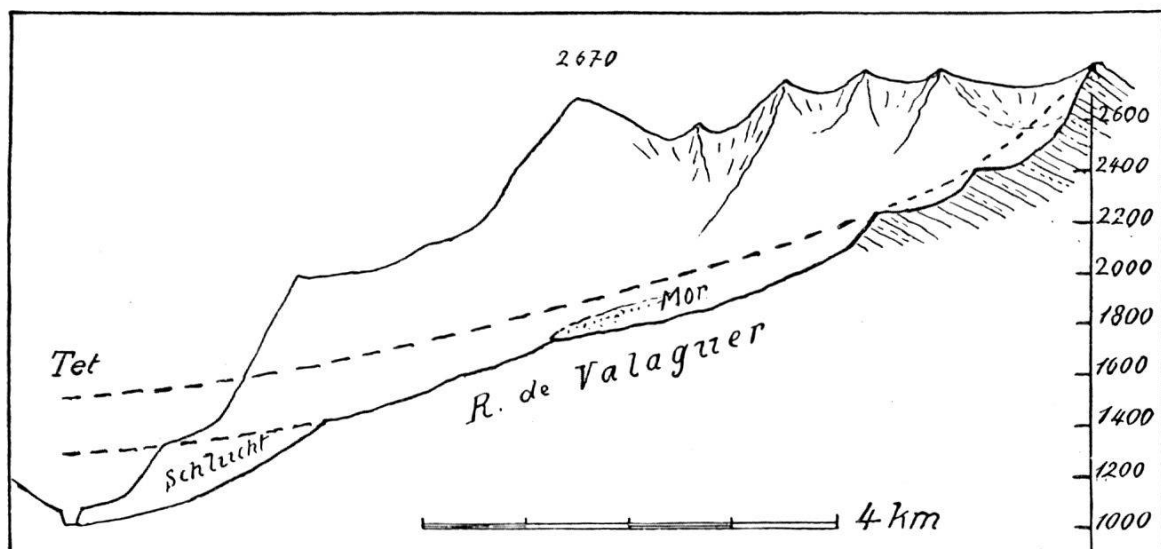


Abbildung 31. *Profil durch das Tal von Valaguer.*

Hand in Hand mit der Stufenbildung ging auch eine Vertiefung und Umgestaltung des alten fluviatilen Tales in ein typisches Trogtal vor sich. Da dieses oberste Talstück dem ältesten Talbodensystem angehört, sollte man hier im Querprofil eine weitgeöffnete V-Form erwarten. Von einer solchen ist nur wenig bemerkbar, es liegt ein echtes Trogtal mit steilen Talhängen und Wänden und felsigem, aber gebuckeltem oder beckenförmigem Boden vor, das durch den eiszeitlichen Gletscher aus dem präglazialen Tal entstanden ist; dieses hat demnach eine sehr deutlich ausgesprochene Umgestaltung durch die glazialen Abtragungsvorgänge erfahren. Dass dabei die mechanische Verwitterung an der Schwarzweissgrenze, welche letztere sich je nach dem Stande des Gletschers hob und senkte, eine sehr bedeutende Rolle gespielt hat, ist ohne Zweifel anzunehmen. Infolge der Standfestigkeit des Gesteins hat sich die Trogform bis heute gut erhalten. Die gegen 200 m betragende Uebertiefung des Carançatales gegenüber seinen Seitentälern fällt zum Teil mit einer Hauptstufe des Tales zusammen, die durch fluviatile, rückschreitende Erosion bewirkt worden ist. Auffällig ist jedoch der Umstand, dass einige Kare mit hohen Stufen über der Trogwand einmünden, so dass hier der Schluss auf glaziale Uebertiefung des Trogtales naheliegt. Dabei besass an diesen Stellen der Gletscher eine bedeutende Mächtigkeit, so dass in Verbindung mit der langen Zeitdauer der Vereisung schon an eine ansehnliche glaziale Erosion zu denken ist. Zudem befinden sich die typischen glazialen Formen alle in der oberen Hälfte des Gletschers bei seiner Maximalausdehnung, somit in dem Talabschnitt, der sowohl schon bei Beginn wie gegen das Ende der jeweiligen Vergletscherung, also am längsten vom Eise bedeckt gewesen ist.

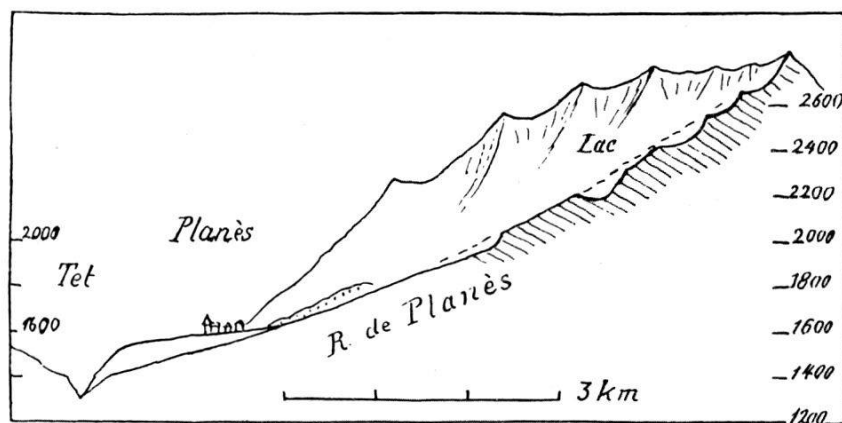


Abbildung 32. Längsprofil des Tales von Planès.

d. Das 10 km lange Tal von Valaguer weist ähnliche morphologische Verhältnisse auf wie das eben beschriebene von Carança. Es fällt stufenförmig vom 2800 m hohen Hauptkamm ab, besitzt typische Ursprungskare und unterhalb von Karstufen Trogform, die jedoch nach kürzerer Erstreckung in V-Form übergeht, auf welche schliesslich eine 3 km lange Mündungsschlucht folgt. Die wichtigeren Talstufen befinden sich in 1400, 1760 und in 2200 m, so dass auch hier auf eine mehrmalige erneute fluviatile Eintiefung geschlossen werden darf:

Das älteste und höchst gelegene Tal würde nach dem hier gegebenen Profil eine Talbodenhöhe im Tal der Tet von 1560 m voraussetzen, das ist ein Wert, der mit der Höhe des Planès-La Perche-Niveaus gut übereinstimmt.

Moränen eines 7 km langen Lokalgletschers reichen, wie auch die geologische Karte verzeichnet, bis 1700 m hinab. Dazu kommen Moränen im oberen Talgebiet vor, die während einiger Rückzugsphasen abgelagert wurden.

e. Eigenartige morphologische Züge besitzt das 7,5 km lange Tal von Planès, in dem in der Eiszeit auch ein Gletscher lag. Seine untersten Endmoränen lassen sich in der Nähe dieses Dorfes in 1600 m Höhe feststellen; danach besass der Gletscher eine Länge von 6 km und entwickelte sich bei einer Schneegrenzhöhe von 2100—2200 m. Er nahm seinen Ursprung in einem grossartigen, heute stark mit Schutt erfüllten Treppenkar, das genau auf der Nordseite des 2832 m hohen Pic de Llouzes eingetieft ist. Weitere Stufen liegen in 2192 m und in 2000 m Höhe. Auch unterhalb des Dorfes wird das Gefälle grösser, wo das Tal mit einer Mündungsschlucht nach dem Haupttal ausgeht (s. Abbild. 32).

Abgesehen von dieser untersten Strecke weist das Tal von Planès ein ziemlich gut ausgeglichenes Längsprofil auf, dem sich die angegebenen höheren Stufen einordnen, ohne dass man

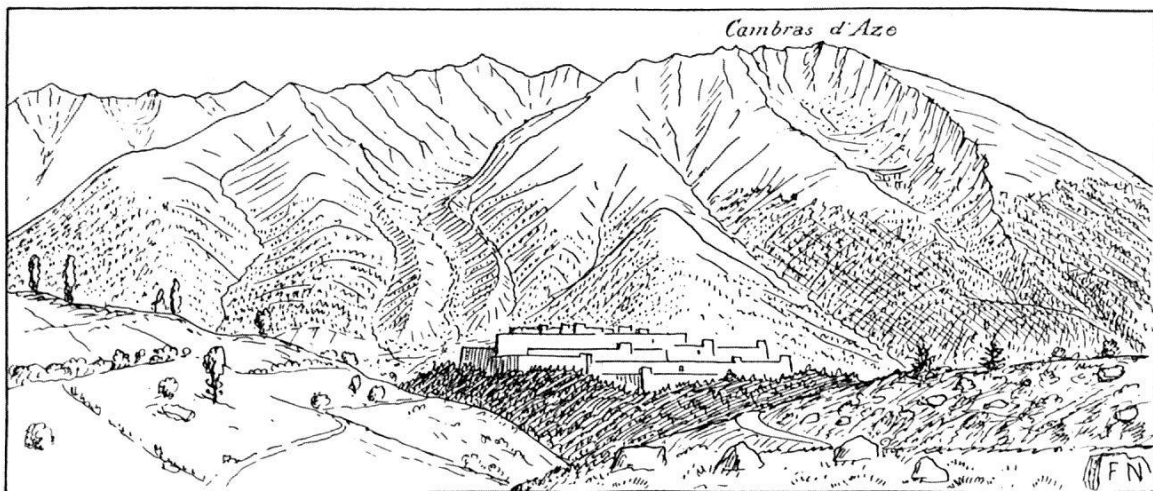


Abbildung 33.

Die alte Festung Mont Louis mit Blick gegen S. auf die Endmoränen und das Trogtal von Planès und auf das Kar am Cambres d'Aze.

mehrere ältere Talböden über dem rezenten zu rekonstruieren vermöchte. Die Stufen erscheinen hier als untergeordnete Erscheinungen und lassen sich im wesentlichen durch glaziale Erosion erklären, was namentlich im Bereich des grossartigen Treppenkar auf der Hand liegt; denn wie *Ed. Richter* gezeigt hat, muss sich durch lokale Vergletscherung zuoberst in einem Talschluss eine Nische, ein Kar mit flachem Boden bilden, dem talabwärts stets eine Stufe folgt.

Wie erklärt sich nun das relativ einfache Talprofil von Planès? Da die Erosionsbasis des Talbaches von jeher entsprechend der Höhe des Planès-Niveaus des Haupttales relativ hoch lag und sich die Tet, wie wir bereits ausgeführt haben, durch seitherige rückschreitende Erosion in der Gegend von Planès-Mont-Louis noch kein ausgeglichenes Gefälle zu schaffen vermochte, so konnte es im Tal von Planès nicht zu einer mehrmaligen Eintiefung kommen, wie dies in den benachbarten Tälern von Valaguer, Carança und Nyer der Fall war, deren Flüsse jeweilen, wie wir sahen, den dort gut entwickelten Eintiefungsphasen des Haupttales folgten und sich durch rückschreitende Erosion in die älteren, nun gehobenen Talböden einschnitten. Von dem erwähnten Pic de Llouzes zweigen mehrere niedrigere Seitenketten ab, von denen die nordwestliche mit der 2750 m hohen Cambres d'Aze endet. Sie zeigt auf ihrer Nordflanke, die wie eine dreieckige Facette aussieht, eine tiefe Einkerbung, nämlich ein prächtig entwickeltes Kar, dessen Formen von Mont-Louis aus sehr gut überblickt werden können. Unterhalb einer grossen Stufe ziehen sich mächtige blockreiche Moränenwälle eines ehemaligen Lokalgletschers bis auf 1700 m hinab; sie sind

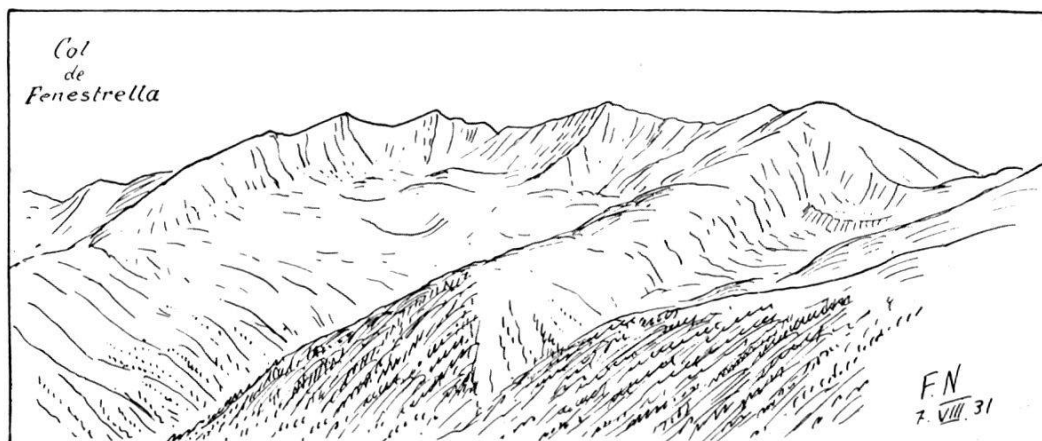


Abbildung 34. *Karformen auf der Nordseite der Puigmal-Gruppe.*

heute von dichtem Nadelwald bewachsen und stellen eine fast unzugängliche Wildnis dar (s. Abbild. 33).

Eigentümlicherweise treten die glazialen Formen im nähern Bereiche des Puigmal stark zurück. Einzig im Tal von Eyne lassen sich deutliche Moränen eines ehemaligen Talgletschers erkennen. Weiter westlich aber können nur Karformen an den etwas zugeschräkten Kämme und Gipfeln festgestellt werden, die beim Col de Fenestrelles doch bis in 2830 und 2910 m Höhe aufragen (vergl. Abbild. 34). Lokalmoränen reichen bis zirka 2000 m herab. Die Schneegrenze muss, danach zu schliessen, hier bis auf 2300 bis 2400 m angestiegen sein.

4. Morphologische und glazialgeologische Beobachtungen auf der Südseite der Puigmal-Kette.

Ebenso reich wie die Nordseite ist auch die südliche Abdachung der Puigmal-Canigou-Kette gegliedert. Zahlreiche längere und kürzere Seitenketten zweigen in vorwiegend südlicher Richtung vom Hauptkamm ab, an dem ebenso viele grössere und kleinere Gewässer entspringen und in meist gestuften Tälern abfliessen. Diese Abdachung besteht vorwiegend aus metamorphen Schiefern und Kalken, mit ost-westlichem Streichen. Mehrere Flüsse haben hier ihre trichterförmigen Einzugsgebiete, aus denen ihnen viele Gebirgsbäche zuströmen, so der Rio de Fresser, der Ter, der Llobregat und der Tech. In allen diesen am Hauptkamm beginnenden Hochtälchen finden sich ebenfalls, wie auf der Nordseite, Spuren lokaler eiszeitlicher Gletscher; ihre frühere Ausdehnung wird durch gut erhaltene Moränen erwiesen; aber keiner von ihnen erreichte die Grösse der Talgletscher, wie wir sie in den Tälern von Carança, Valaguer und Planès kennen ge-

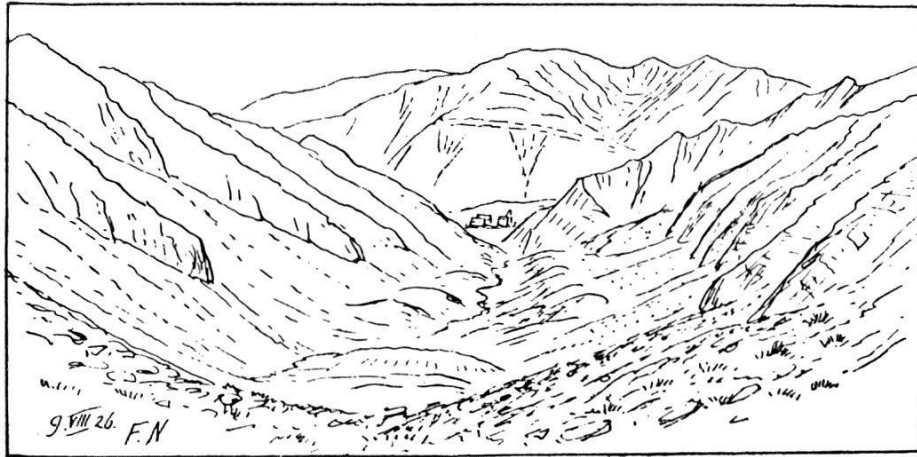


Abbildung 35. *Blick vom Col des 9 Croix ins Tal von Mulleren gegen N. D. de Nuria.*

lernt haben; auch liegen die untersten, gut erkennbaren Endmoränen allgemein bedeutend höher als in den Tälern der Nordseite. Der geringeren Gletscherbildung, welche durch eine höhere Lage der Schneegrenze bedingt war, entspricht auch die geringere Entwicklung der glazialen Erosions- und Abtragungsformen. Lediglich Kare und breite Nischen von Hängegletschern lassen sich überall feststellen.

Aus einer solchen Karnische stieg ein knapp 4 km langer Gletscher am Südhang des Puigmal im Einzugsgebiet des Rio de Fresser bis zum Wallfahrt-Kloster Notre Dame de Nuria auf 1800 m hinab. Unterhalb der wallförmigen Moränen, die in ziemlich breitem Talgrund liegen, weist das von da an in Augengneis eingeschnittene Tal ein enges V-Profil auf.

Ein zweiter Gletscher lag in dem benachbarten, muldenartig erweiterten Tal von Mulleren, das vom Col des Neuf Croix nach Nuria hinabführt. Es zeigt eine schwache Stufung durch Felsbänke und reichliche Rückzugsmoränen (s. Abbild. 35).

Glaziale Ausweitung mit deutlichen Karformen weist sodann das Hochtal von Goueil de Ter auf, in dem ein zirka 3 km langer Gletscher lag. Eine Abbildung dieses Hochtales findet sich bei P. Birot (Lit. cit. p. 14 [39]).

Für diese kleinen Gletscher, die auf der Südseite des hier über 2800 m hohen Hauptkammes lagen, ergibt sich eine Schneegrenzhöhe von 2300 m.

Dazu gesellen sich einige kleine Gletscher im Einzugsgebiet des Tech, die an dem dort wesentlich niedrigeren Hauptkamm lagen. Ihre Moränen reichen in dem Tälchen von Pareigou nur bis 1800 m hinab, in dem von Coleabous dagegen bis 1600 m.

5. Ergebnisse hinsichtlich der diluvialen Vergletscherung der Canigou-Puigmalkette.

Aus dieser Zusammenstellung ergeben sich insofern bemerkenswerte Tatsachen, als es sich hier um eine ausgesprochene Längskette handelt, die sich in vorherrschend west-östlicher Richtung hinzieht; demgemäss ist anzunehmen, dass sich in den Klimaverhältnissen bestimmte Unterschiede zwischen den beiden Abdachungen auch in Hinsicht auf die eiszeitliche Vergletscherung eingestellt haben werden. Dies geht in der Tat aus den nachfolgenden Angaben hervor.

a. Nordabdachung.

Gletscher	Exposition	Länge	Ende	Schneegrenze
Gl. du Mt. Canigou . . .	N	2,5 km	1600 m	2100 m
Gl. de Velmanya . . .	NO	3 km	1380 m	2000 m
Gl. de Cady . . .	W	4 km	1740 m	2150 m
Gl. de Py . . .	N	3,5 km	1750 m	2100 m
Gl. de Mantet . . .	NO	5 km	1400 m	2060 m
Gl. de Carança . . .	N	8 km	1600 m	2150 m
Gl. de Valaguer . . .	N	7 km	1700 m	2250 m
Gl. de Planès . . .	N	5 km	1600 m	2100 m
Gl. du Cambre d'Azes	N	2,5 km	1700 m	2200 m
Mittel		4,5 km	1620 m	2110 m

b. Südabdachung.

Gletscher	Exposition	Länge	Ende	Schneegrenze
Gl. de Nuria . . .	S	3 km	1800 m	2250 m
Gl. de Mulleren . . .	SW	3 km	1820 m	2300 m
Gl. du Fresser . . .	S	3,5 km	1750 m	2250 m
Gl. du Ter . . .	S	3 km	1800 m	2300 m
Gl. de Coleabous . . .	SO	4,5 km	1600 m	2250 m
Gl. de Pareigout . . .	SO	3 km	1800 m	2300 m
Mittel		3,3 km	1760 m	2275 m

Es zeigt sich somit, dass die diluviale Schneegrenze auf der Nordseite im Mittel um 165 m tiefer lag, dass daher die Gletscher hier durchschnittlich 1,2 km länger waren und um 140 m tiefer hinabreichten, als dies alles auf der südlichen Abdachung der Fall war.

C. Das Hochland der Cerdagne.

I. Ueberblick.

(Siehe die Uebersichtskärtchen Abbildungen 2 und 3.)

Unter diesem Hochland verstehen wir das Gebiet der Cerdagne im weiteren Sinn, nämlich die beiden hochgelegenen Beckenlandschaften der Cerdagne und des Capcir und die sie im Norden und Süden bzw. Westen umrahmenden Gebirgslandschaften. Es sind dies nördlich der eigentlichen Cerdagne das Carlitte- und das Puig Pedros-Massiv, im Süden zunächst die westlichen Ausläufer der Puigmalkette, an die sich sodann westlich des Col de Tosas die 2530 m hohe Tossa de Alp und hierauf der isoklinale Längskamm der Sierra del Cadi anschliessen.

Dieses Hochland, dessen Becken in 1100 bis 1600 m Höhe ü. M. liegen, während die randlichen Gebirge Höhen von 2660 bis 2921 m erreichen, ist das Quellgebiet mehrerer bedeutender Flüsse, die nach verschiedenen Richtungen abfliessen; so die Tet nach Osten, der Aude erst gegen Norden, um sich im Unterlauf ebenfalls ostwärts dem Mittelmeer zuzuwenden, während die Ariège und die Oriège sich in die Garonne und somit in den Atlantik ergiessen; demnach verläuft über das Carlitte- und Pedros-Massiv die europäische Wasserscheide zwischen Atlantik und Mittelmeer; dem letzteren strömt überdies noch der Segre zu, der in der Puigmalkette entspringt, aber von allen übrigen Gebirgsgruppen zahlreiche Nebenflüsse erhält, von denen noch die Rede sein wird. Unter ihnen sei hier schon der von rechts einmündende Rio Carol genannt, der das nordsüdlich verlaufende grosse Quertal durchzieht, dem sowohl in orographischer Hinsicht wie verkehrs-geographisch eine besondere Bedeutung zukommt.

Eigenartig ist der Umstand, dass die drei Hauptflüsse unseres Hochlandes, der Segre, die Tet und der Aude dieses Gebiet mit starkem Gefälle in Engtälern und Schluchten verlassen und damit in die Mittellaufstrecke eintreten; von der Talbildung der Tet unterhalb Mont-Louis war bereits die Rede; weit grossartiger ist das Engtal des Aude, das der Fluss nördlich des Capcir durchmisst; es sind die Gorges de St. Georges, die eine Länge von 25 km besitzen und die aus dem Grunde sehr aus-



Abbildung 1. *Die Landschaft am Col de la Perche bei Bolquère.
Blick von der Moräne oberhalb Planès gegen NW.
Im Hintergrund Gipfel der Carlitte-Kette (Seite 87).*



Abbildung 2. *Die Landschaft westlich Mont-Louis bei Odeillo;
im Vordergrund Perche-Niveau mit Siedlungen
dahinter Verflachungen des Camporeils-Niveaus (Seite 88).*

(Aufnahmen des Verfassers.)



Abbildung 3. *Rundbuckel-Landschaft im Quellgebiet der Tet mit Blick auf den Stausee von La Bouillouse (Seite 90).*

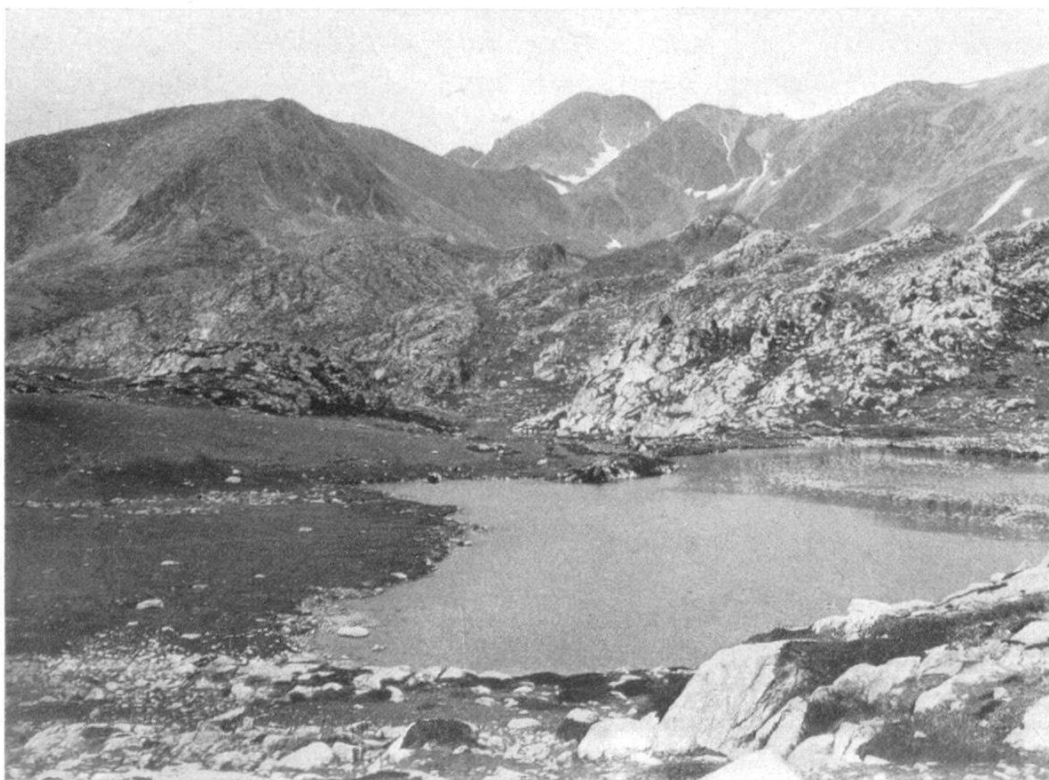


Abbildung 4. *Etang de la Dougnes mit Blick auf den Pic Carlitte (Seite 90).*

(Aufnahmen des Verfassers.)

geprägt sind, weil sie tief in die Plateaus des Donézan und von Bourgeat eingeschnitten sind. Die Anlage einer guten Poststrasse von Quillan nach dem Capcir durch diese Schlucht ist ebenso bemerkenswert wie die der Strasse durch das Tal der Tet nach dem Col de la Perche herauf. Die Talengen des Segre befinden sich zwischen Bellver und dem Becken von Seo de Urgell, und sie sind in 150 bis 200 m hohe Terrassen eingeschnitten, die wohl als Reste eines alten Talbodens gelten dürfen. Auch durch diese Engen ist in neuerer Zeit eine Strasse angelegt worden, an der der frühere Hammerschmiedeort Martinet eine nicht unwichtige Station bedeutet.

In diesem Zusammenhang sei auch der in nordsüdlicher Richtung durch das relativ dicht besiedelte Hochland der Cerdagne verlaufenden Verkehrslinien gedacht, nämlich der grossen Strasse, die aus dem Tal der Ariège über den Col de Puymorens (1931 m) durch das Tal des Rio Carol nach Bourg-Madame und Puigcerda und von hier südwärts über den Col de Tosas nach Ripoll und Barcelona führt. In gleicher Richtung verlaufen auch die 1928 und 1929 fertig erstellten normalspurigen Bahnlinien, nämlich die von Ax-Les-Thermes nach Latour de Carol und die von hier an nach der katalanischen Hauptstadt. Latour de Carol ist auch Endstation der schmalspurigen elektrischen Bahnlinie, die durch das Tal der Tet über den Col de la Perche führt. Leider haben der spanische Bürgerkrieg sowie der unmittelbar darauffolgende zweite Weltkrieg, durch den Frankreich eine besonders schwere Belastung und Heimsuchung erfuhr, die Benutzbarkeit und die Rentabilität der genannten, mit besonders grossen Kosten erstellten Pyrenäenbahnen ganz ausserordentlich beeinträchtigt.

Schliesslich sei noch auf die Tatsache hingewiesen, dass die nördlichen Randgebirge, namentlich das Carlitte-Massiv und das westlich des Quertales der Ariège aufragende Aston-Massiv, eine ausgesprochene Klimascheide darstellen. Hier stösst, wie namentlich *H. Gaussen* (Lit. 1) ausgeführt hat, das feuchte atlantische Klima Westfrankreichs, mit seinen starken sommerlichen Niederschlägen und häufigen Nebeln, mit dem vorwiegend sommertrockenen mediterranen Klima zusammen, was ganz besonders auffällig auch in der Verschiedenartigkeit des Pflanzenkleides zum Ausdruck gelangt. Dem dichten Waldbestand und dem weit hinauf reichenden Graswuchs der Bergweiden in den nördlichen Berggruppen stehen die dürftig bewachsenen z. T. steppenartigen Berghänge der eigentlichen Cerdagne und der südlichen Randgebirge gegenüber, wo Föhren und immergrüner Buschwald vorherrschen.

Der Hinweis auf die klimatischen Unterschiede, die andernorts noch näher erörtert worden sind (Lit. 2), erscheint aus dem

Grunde nicht ganz unwichtig, weil solche offenbar auch schon während des Eiszeitalters vorhanden gewesen zu sein scheinen; dies geht insbesondere aus der ungleichen Lage der damaligen Schneegrenze hervor (Lit. 3).

Obgleich die Becken der Cerdagne und des Capcir eine hohe Lage besitzen, haben wir es hier mit Verflachungen zu tun, die sich bereits in der jüngeren Miocänzeit im Zustand der Aufschüttung befanden, wenngleich damals ihre absolute Lage niedriger gewesen sein dürfte als heute. Zu den jungmiocänen, lakustren Bildungen (Lit. 4) sind sodann mächtige pliocäne und später auch diluviale Ablagerungen getreten, in die sich die Flüsse der Postglazialzeit mehrfach neu eingeschnitten haben. Daher tritt uns namentlich in der Cerdagne ein ganzes System von Terrassen entgegen, wodurch die Beckenlandschaft ein bezeichnendes Gepräge erhält; es wiegt demnach hier das Element der gestuften, meist nur niedrigeren Flachformen vor.

Im Gegensatz zu den Becken weisen die Gebirge überall die Merkmale weitgehender Talvertiefung und Abtragung auf. Eigentümlicherweise lassen die gerundeten Bergkämme fast überall Züge eines sanfter geformten Mittelgebirges erkennen, das von typischen Erosionstälern durchfurcht ist; aber zugleich treten uns in den höheren Zonen auch die Abtragungsformen der eiszeitlichen Gletscher nämlich Kare, Talstufen, Riegel, Trogtäler und Seebecken, entgegen, und die tieferen Talabschnitte weisen vielerorts sehr gut erhaltene, langgezogene und landschaftlich stark hervortretende Moränenwälle der ehemaligen Gletscher auf.

Besonders lehrreich durch die Mannigfaltigkeit dieser verschiedenen Landschaftsformen ist vor allem das Massiv des Pic Carlitte.

II. Das Pic Carlitte-Massiv.

(Vergleiche hiezu die Abbildungen 36 — 45 und Taf. I—III.)

Die das Becken der Cerdagne im N begrenzenden Gebirgsgruppen erstrecken sich auf eine Länge von 50 km bis zum Quertal des Valira de Andorra; sie werden durch die 1931 m hohe Quersattelung des Col de Puymorens in zwei Hauptgruppen geteilt, in eine östliche, das Pic Carlitte-Massiv und eine westliche, das Puig Pedros-Massiv. Dieses besitzt eher eine west-östliche Längsausdehnung, während sich das Carlitte-Massiv in südwest-nordöstlicher Richtung bis zum Port de Paillères (1972 m) ausdehnt, der die wichtige Wasserscheide zwischen Aude und Ariège bildet. Nördlich von diesem Längssattel weist das

Gebirge vorherrschend Mittelgebirgscharakter auf; nur wenige Gipfel erheben sich hier über 2000 m, und nach N hin nimmt die Höhe der Kämme und Bergrücken ziemlich regelmässig ab, so dass sich hier das Bild einer breiten Gipfelstufe ergibt, die aus einer Rumpffläche herausgeschnitten erscheint.

Aber auch bei den beiden eben genannten höheren Gebirgsgruppen lässt sich eine auffallende Uebereinstimmung der Gipfelhöhen feststellen. So tritt uns zunächst die Höhe des höchsten Gipfels des Carlitte-Massivs von 2921 m an dem fast gleich hohen Puig Pedros von 2914 m entgegen. Beide Gipfel überragen nur um 70 bis 100 m mehrere in ihrer Nachbarschaft aufragende Gipfel, von denen weiter unten des nähern noch die Rede sein wird. Betrachten wir zunächst die Anordnung der Ketten und Täler des Carlitte-Massivs.

1. Orographische Gliederung.

Es handelt sich hier um ein vielgegliedertes und stark durchtaltetes Massiv, bei dem wir zwei benachbarte, nahezu parallel zu einander verlaufende Hauptketten unterscheiden können, von denen je nur nach einer Seite hin mehrere Nebenketten abzweigen. Der östliche Hauptkamm, der den Pic Carlitte trägt, beginnt am Quertal des Rio Carol und erstreckt sich auf eine Länge von zirka 31 km bis zu dem bereits genannten Port de Paillères hin. Der westliche Hauptkamm setzt am Col de Puy-morens ein und endet mit 20 km Länge am Tal der Oriège; dies ist einer der beiden Flüsse, die in der zwischen beiden Hauptketten liegenden Längstalflucht entspringen; diese wird durch einen kurzen 2500 m hohen Querkamm unterbrochen, der die beiden Hauptkämme verbindet. Das nach SW abfließende Gewässer ist die Font-Vive, die im untern Talabschnitt als Rio de Carol bezeichnet wird. Im obersten Abschnitt der beiden genannten Flüsse liegen Bergseen, die zu den grössten der Pyrenäen zählen, so beispielsweise der Etang de Lanoux (Lit. 5).

Die orographische Westgrenze des Carlitte-Massivs wird durch das tief eingeschnittene Quertal der Ariège gebildet, nach welchem die Seitenketten des westlichen Hauptkammes steil abfallen. Dagegen dachen sich die Ausläufer des Ostkammes sanfter und allmählich breiter und flacher werdend zum Becken des Capcir und zum Plateau von Donezan ab, das ebenfalls von Nebenflüssen des Aude entwässert wird.

Der östliche Hauptkamm setzt sich aus den folgenden drei nach Richtung und Höhe verschiedenen Abschnitten zusammen:

- a) Vom 2586 m hohen Puncho, östlich Porta, in nordöstlicher Richtung über den 2806 m hohen Pic du Col Rouge und

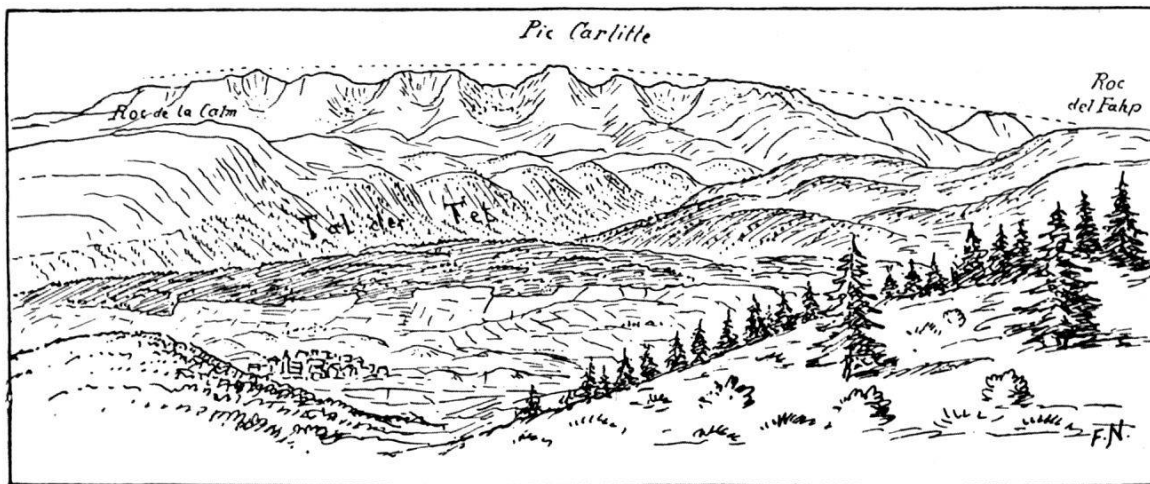


Abbildung 36. *Blick vom Pic de Tausses gegen W.
auf das Carlitte-Massiv (Gipfelkette).*

Im Vordergrund das Dorf Llagone, nördlich des Roc de la Calm
die Rundbuckellandschaft von Pradeille.

den Pic Carlitte (2921 m) zur 2397 m hohen Porteille de Lagrave; Länge 12 km.

- b) Von dem genannten Quersattel an in nordnord-östlicher Richtung über die Pique Rouge zum Pic de Camporeils, dem der 2870 m hohe Pic Péric südlich vorgelagert ist, zum Pic de Mortes, dem Pic de Moustier (2608 m); es folgen der Pic de Terres (2549 m) der Pic de Baxouillade (2554 m) und der Roc Blanc (2543 m), Länge 12 km.
- c) Von hier in nordnord-westlicher Richtung über den Pic de Balbonne (2322 m) den Pic de Las Liauses (2166 m) zum 2366 m hohen Pic de Tarbessou, der steil über den Pic de Mounégou (2099 m) zur Porteille Paillères abfällt; diese Strecke misst 7,5 km, der gesamte östliche Hauptkamm somit 31,5 km.

Abgesehen von der relativ tiefen Einsattelung der Porteille de Lagrave, die mitten in der Zone der bedeutendsten Gipfelhöhen auftritt und durch eine die Granitmassen durchziehende Schieferzone bedingt ist, zeigt die Kammlinie, die von SW her verhältnismässig stark auf 2921 m angestiegen ist, nordwärts ein fast gleichmässiges Abfallen auf 2608, 2554 bis auf 2322 und 2366 m.

Ein ähnliches Bild der von einer zentralen Erhebung, dem 2831 m hohen Pic Perdroux, nach beiden Seiten allmählich abnehmenden Gipfelhöhen weist auch die westliche Parallelkette auf, die am Col de Puymorens ihren Anfang nimmt. Hier treten in der Nähe des genannten höchsten Gipfels verschiedene Er-



Abbildung 37. *Der Pic de Tarbessou, von N. gesehen,
ein Karling mit ausgeprägten Karformen.*

hebungen in 2660 bis 2700 m Höhe auf, denen solche von 2420 bis 2500 m folgen. Während nun diese Kammzone sowie die von ihr westwärts abzweigenden Nebenketten vorherrschend durch schmale, steile Gipfel und z.T. gratförmige Kämme gekennzeichnet sind, treten an den Ausläufern der Carlitte-Kette, die sich ostwärts nach dem Capcir sowie südost- und südwärts gegen die Cerdagne hin senken, ausgesprochen breite Rückenformen, ja sogar plateauartige Verflachungen in 2200 bis 2400 m auf, die auf sehr alte, weitgehende Abtragungsvorgänge schließen lassen.

2. Rücken- und Plateauformen.

Auf die im Carlitte-Massiv vorkommenden alten Landformen ist in der Literatur mehrmals hingewiesen worden (Lit. 6, 7, 2); sie haben jedoch nirgends eine eingehende Darstellung gefunden.

Schon am Hauptkamm des Pic Carlitte lassen sich ausgesprochene Rückenformen erkennen; sie erscheinen südwestlich des Hauptgipfels bereits in der Höhe von 2835 m und senken sich mit dem Kamm zum Puncho auf 2586 m. Dieser Kamm ist auf der Südostseite durch mehrere Kare gegliedert, die offenbar aus früheren fluviatilen Einzugsstrichern hervorgegangen sind. Gleiches gilt auch für die meisten übrigen, meist mit kleinen Seen versehenen Kare, die vom Pic Carlitte an zu beiden Seiten des Kammes auftreten und sich in grosser Anzahl bis zum Pic de Tarbessou hin verfolgen lassen; vom Col de Lagrave an sind daher auch die Gipfel als steile, sich zuspitzende Karlinge ausgebildet. Ein gutes Beispiel eines Karlings bietet auch der Pic de Tarbessou (Abbild. 37). Aus kleinen Karseen gehen die Tet

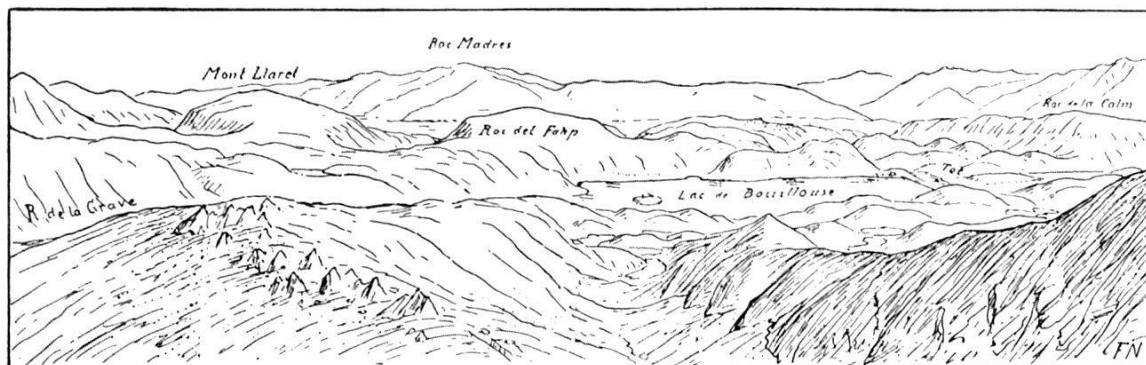


Abbildung 38. *Blick vom Pic Carlitte gegen O.*

Man erkennt beim Lac de Bouillouse Hochflächenreste (Mont Llaret. Roc del Fahp), südlich davon Rundbuckel, im Hintergrund das Roc Madres-Massiv.

der R. d'Angoustrine, der Rio Carol, der Aude, die Bruyante, die Oriège und viele ihrer zahlreichen Quell- und Zuflüsse hervor. Man gewinnt den Eindruck, dass die Karbildung im nördlichen Abschnitt des Carlitte-Massivs besser entwickelt sei als im südlichen. Viele dieser Kare sind überdies als Treppenkare ausgebildet; in Stufen fallen sie zu den ehemals vergletscherten meist trogförmigen Tälern ab, die 200 bis 300 m tief in flache Erhebungen eingeschnitten sind; diese Verflachungen stellen zufolge ihrer Höhenverhältnisse die Reste eines ehemals zusammenhängenden, senilen Reliefs dar. Es dürfte sich dabei keineswegs um ein flaches Gelände, sondern um eine Landschaft mit sanft abfallenden, niedrigeren Erhebungen gehandelt haben, deren Höhen um 200 bis 300 m differiert haben mochten. Dies ergibt sich aus den folgenden tatsächlichen Feststellungen:

So finden sich südlich und östlich des ersten Abschnittes der Carlitte-Kette, unmittelbar an den Hauptkamm angelehnt, Verflachungen in 2400 bis 2500 m, die auswärts stufenförmig zu tieferen, breiten Terrassen oder Plateaustücken abfallen. Beginnen wir im Westen des Hauptkammes, so stoßen wir hier auf die sanftwelligen Geländeteile des Col de l'Homme Mort in 2346 m, des Pic Padre in 2344 m, des Serrat des Loups in 2365 m und südlich des Pic Carlitte auf die breite, flach gewölbte Verebnung Las Tausas in 2538 m.

Diesen flachen Vorsprüngen, zwischen denen muldenförmige, wenig vertiefte Tälchen eingesenkt sind, ist eine um durchschnittlich 600 m tiefere Verebnungszone als breite Terrasse vorgelagert, deren Höhen bei Brangoly und Dorres in 1580 bis 1680 m liegen.

Nun folgt ostwärts das tief eingeschnittene Trogtal des R. d'Angoustrine; zwischen den Quellbächen dieses Flusses dehnen sich breite, leicht gewölbte und teilweise mit Rundbuckeln

versehene Verflachungen in 2460 m, 2290 und 2254 m aus; ihre Fortsetzung wird gegen SO hin durch die eigentümliche, sanft südwärts geneigte, wellige Hochfläche des Roc de la Calm, 2215 m, gebildet. Ihr ist auf der Südseite die von konsequenten Bachtälchen zerschnittene Terrasse in 1500 bis 1600 m vorge-lagert, auf der die Dörfer Targassonne, Egat, Odeillo und Bol-quère liegen. Diese Terrassenfläche, die mit einem zirka 200 m hohen Steilabfall den Nordrand des östlichen Cerdagne-Beckens bildet, setzt sich ostwärts in das Niveau des Col de la Perche bei Mont-Louis fort (s. Abbild. 39 und Tafel I).

Das genannte Plateau des Roc de la Calm fällt auf der Nord-seite steil zu dem glazial geformten Tal der Tet ab, das hier zwischen dem künstlich gestauten «Marais de Bouillouse» und Mont-Louis eine südöstliche Richtung besitzt, während der Fluss oberhalb von Bouillouse von Norden, vom Pic Péric herströmt. Oestlich dieses Talstückes und nördlich des andern Abschnittes erheben sich ebenfalls mehrere breite Rücken und Plateau-stücke, so der Roc del Fahp, 2147 m, der Mont Llaret, 2370 m, und der 2474 m hohe «Pic de la Palme», der alles andere als ein scharfgeformter Gipfel ist. Hier schliesst sich gegen NW hin das von zahlreichen kleinen Seen belebte «Plateau des Estangs de Camporeils» an, das in 2240 bis 2260 m östlich der Hauptkette vorgelagert ist. Die Seen von Camporeils, die von *L. Gaurier* näher untersucht worden sind (Lit. 5) werden von zwei Zuflüssen des Aude, nämlich vom R. de Lladure und dem R. de Galbe ostwärts entwässert.

Das trogförmige Tal des R. de Galbe wird auf der Nord-seite von einem 10 km langen Bergkamm begleitet, der von der Hauptkette, beim Pic de Baxouillade nach O abzweigt; seine von zahlreichen Bachgräben zertalten Hänge, die im Pic de Ginevra bis 2382 m hoch ansteigen, sind stark bewaldet; am Nordfuss des genannten Gipfels liegt ein schöner Karsee, der Etang de Quérigut, der von dem gleichnamigen Bach nach N hin entwässert wird.

Von diesem Bergkamm sowie von der Hauptkette zweigen mehrere kürzere, firstförmige Nebenkämme in nördlicher und nordöstlicher Richtung ab; sie gehen bald in niedrigere und breite bewaldete Rücken über, an die sich flachere Geländewellen des 1000 bis 1200 m hoch gelegenen Plateaus von Donézan anschliessen.

Dieses Plateau wird von ebenfalls relativ flachen Tälern des R. de Quérigut, de l'Artigue, der Bruyante und des R. de Paillères durchzogen. Wo sich diese Flüsse vereinigen, bevor sie in einem tiefen Engtal das Plateau verlassen, liegt das Dorf Rouze, westlich davon Mijanès, und im südlichen Teil des Plateaus stehen an den genannten Bächen die Ortschaften Arti-

gues, Le Pla und Quérigut. Mehrere Burgruinen erinnern an die Zeiten der Feudalherrschaft; bemerkenswert sind noch jetzt die Ueberreste des ehemals sehr stattlichen Chateau d'Usson, hoch über dem tiefen Engtale unterhalb Rouze.

Ueberblicken wir die Gesamtheit der betrachteten alten Landformen im Gebiet des Carlitte-Massivs, so erkennen wir zum mindesten zwei verschiedene Niveaus, ein höheres in 2200 bis 2400 m und ein tieferes in rund 1600 m Höhe. Das letztere entspricht in der Randzone des Cerdagne-Beckens dem Niveau des Col de la Perche; das höhere dürfte bedeutend älter sein und wird überdies noch von der eigentlichen Gipfelflur überragt.

Nach dem ausgedehnten Seenplateau von Camporeils sei es das Camporeils-Niveau genannt.

Im Plateau des Donezan dürfte die Höhe von 1100 bis 1200 m dem Perche-Niveau entsprechen.

Ueber die Altersfrage dieser Abtragungsformen werden wir uns nach Betrachtung der übrigen Formen und Gebiete des Hochlandes der Cerdagne noch näher äussern.

Vorerst sollen zu den bereits aus der Literatur bekannten Angaben noch einige Erörterungen über die Talbildung und die eiszeitliche Vergletscherung des Carlitte-Massivs gebracht werden.

3. Talbildung und Eiszeit.

Wie in der Literatur mehrfach erwähnt wurde, lassen sich im Hochlande der Cerdagne, speziell im Carlitte-Massiv, unzweifelhafte Spuren einer namhaften Vergletscherung in der Eiszeit nachweisen. Aeltere Darstellungen geben hiefür in erster Linie wohlerhaltene Moränen bei Mont-Louis, bei Angoustrine, bei Fourmiguères und bei Latour de Carol an, und es werden demnach mehrere Talgletscher von bedeutender Längenausdehnung angenommen (Lit. 8). Der Verfasser konnte sodann zahlreiche Rundbuckel, abgeschliffene Felsriegel und namentlich Kare und Seebecken als weitere Zeugen eiszeitlicher Gletscher aufführen und für das eigentliche Carlitte-Massiv eine diluviale Schneegrenze von 2100 bis 2200 wahrscheinlich machen. Ferner wurden ausser den grossen eigentlichen Talgletschern auch zahlreiche kleine Hänge- und Kargletscher nachgewiesen (Lit. 10, 2).

Bei der angegebenen Höhe der diluvialen Schneegrenze ragte weitaus der grösste Teil des 31,5 km langen östlichen Hauptkammes in das eiszeitliche Firngebiet empor und gab in Verbindung mit den vorgelagerten hohen Verflachungen Anlass zu einer sehr bedeutenden Vereisung und zwar sowohl auf der östlichen Abdachung wie auch in der zentralen Längstalflucht und in den westlichen Gebirgsgruppen. Dabei kam es auf der

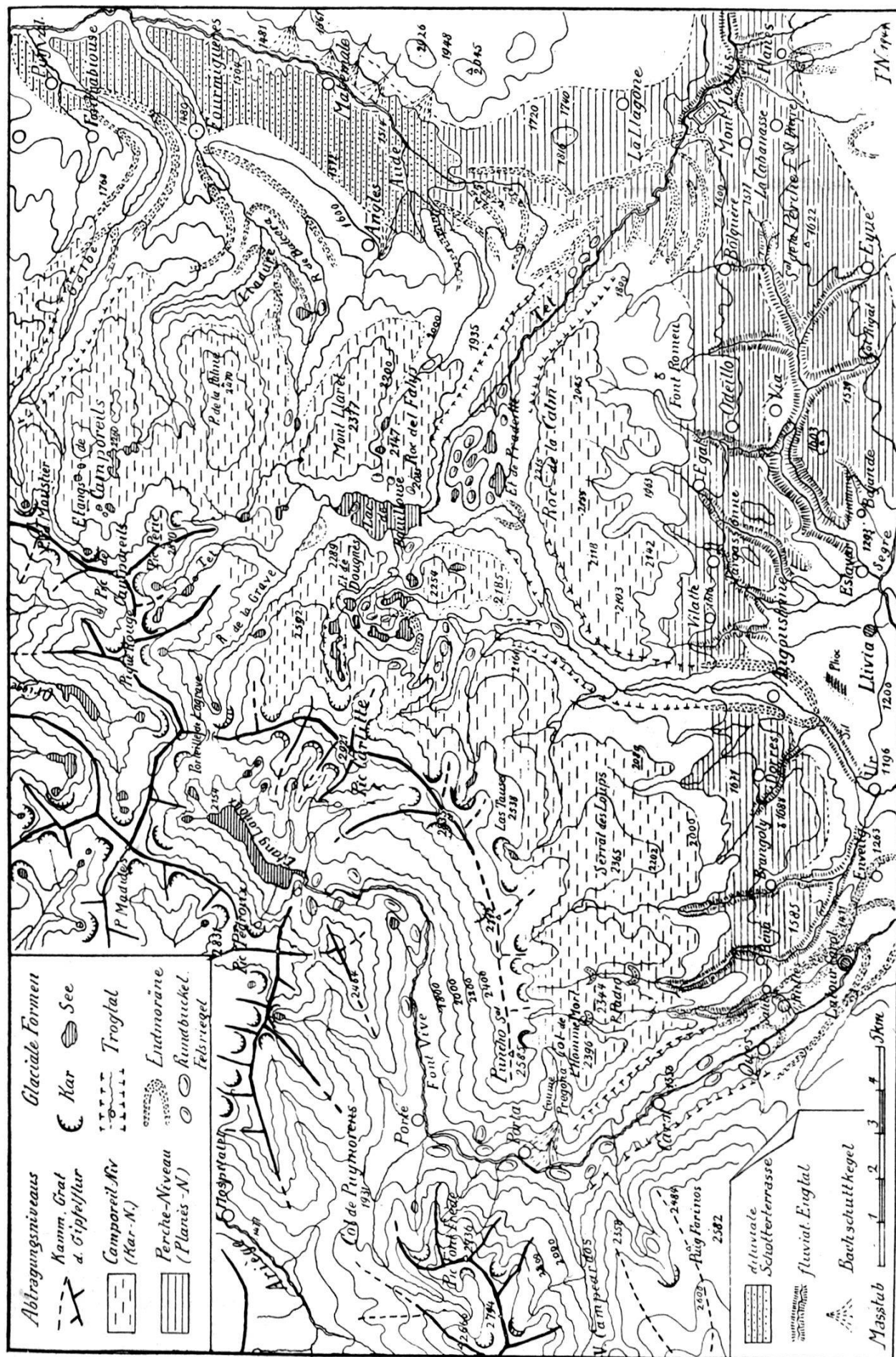


Abbildung 39. *Morphologische Kartenskizze des Pic Carlitte-Massivs.*

Ostseite des Carlitte-Massivs in zwei Gebieten geradezu zu einer Art Plateauvergletscherung, indem von ausgedehnten Firngebietten das Eis nach verschiedenen Seiten abfloss und die Bildung mehrerer Gletscherzungen bewirkte, die sich nach verschiedenen Tälern und Flussgebieten hinabbewegten.

Ein besonders bemerkenswertes derartiges Gebiet befand sich östlich der Hauptkette, vom Pic Occ. de Col Rouge (2835 m) auf eine Länge von 10 km bis zur Pique Rouge, und die von hier abfliessenden Eismassen ergossen sich in die bereits vorhandenen Täler des R. d'Angoustrine, der Tet, des Aude und des R. de Balcera, eines Seitenbaches des R. de Lladure. Es entstanden demnach verschiedene Bifurkationen über vertiefte Wasserscheiden, die in der Tat, wie man beispielsweise im Quellgebiet des Aude und der Balcera, nördlich des Roc de Fahp und des Roc Llalet sehen kann (s. Abbild. 38), in abgeschliffenen Felsbuckeln die deutlichsten Spuren des übergeflossenen Eises aufweisen. Dementsprechend ist auch das gegenwärtige Gewässernetz in diesem Gebiet ziemlich verwickelt, und der Verlauf der verschiedenen Talzüge lässt verschiedene Möglichkeiten ihrer Entwicklung zu.

Von den 8 auf der topographischen Karte eingezeichneten Quellbächen, die auf der oben angegebenen Strecke der Hauptkette entspringen, machen 4 den R. d'Angoustrine, 3 die Tet aus, und einen haben beide Flüsse gemeinsam, indem die Wasserscheide zwischen ihnen durch den kleinen, in einem Felsbecken gelegenen Etang de Dougues verläuft, der zwei Ausläufe besitzt. Dieser Etang liegt in einer wahren Seenplatte; denn er befindet sich in unmittelbarer Nachbarschaft von 9 andern, in ungefähr 2100 m Höhe gelegenen, kleinen Seen, die ganz ausgezeichnet zu der glazial geformten, mit Rundbuckeln, Moränen und Findlingen übersäten, fast kahlen Granitlandschaft gehören (Abbild. 39 und Tafel II, 4).

Eigenartig ist sodann der Charakter des Tettalles ober- und unterhalb des Staudammes von La Bouillouse. Als ziemlich breites Trogtal erscheint im obersten Abschnitt das Tal des R. de La Grave als eigentliches Haupttal, in welches die Tet in gewundenem Lauf von N her mit einer Stufe einmündet. Das fast geradlinig in südöstlicher Richtung verlaufende Tal des R. de La Grave biegt nun nach 5,5 km langer Strecke in 2040 m Höhe nach Süden um, weist hier noch zwei flache, durchschnittene Felsriegel auf und erweitert sich dann zu dem ehemaligen «Marais de Bouillouse». Südlich davon setzt sich nun das breite Tal in gleicher Richtung fort, nimmt dann einen kleinen Quellfluss des R. d'Angoustrine auf und wird schliesslich zum östlichen, trogförmigen Seitental dieses Flusses. Die Tet aber biegt unterhalb von La Bouillouse gegen SO um und

durchbricht hier in gestuftem Engtal eine ausgeprägte Rundbuckellandschaft, in der neben erloschenen auch einige wirkliche Seen in Felsbecken vorkommen, so der Lac de Pradeille, der Etang Noa und der Et. Long (siehe Abbild. 36). Unterhalb dieser von Nadelwald bestandenen Rundbuckellandschaft wird das Tal der Tet stellenweise etwas breiter, weist einige Verebnungen, sogenannte «Pla», aber noch zahlreichere Rundbuckel auf, und unterhalb P. 1660 folgen mehrere Rückzugsmoränen, während die äussersten Endmoränen bekanntlich unmittelbar westlich Mont-Louis liegen.

Diese unterschiedlichen Talformen und ihre eigenartige Verbreitung im Gebiet der Tet lassen den Gedanken aufkommen, dass vor der Eiszeit die gesamte 12 km lange, oben erwähnte Strecke des Hauptkammes einzig vom R. d'Angoustrine entwässert worden sei, dass die Tet, ähnlich wie der Aude, erst am Aussenrand des Massivs ihre Quellen gehabt habe, und dass die Rundbuckellandschaft von Pradeille nichts anderes sei als eine stärker, als dies beim Aude der Fall war, vom transfluierenden Eise niedergeschliffene Wasserscheide zwischen Tet und R. d'Angoustrine, welch letzterer bekanntlich dem Segre tributär ist; denn dass der R. d'Angoustrine durch rückschreitende Erosion seine Täler im Einzugsgebiet stärker vertiefen konnte als die beiden andern Flüsse, ist wohl auf die bedeutend tiefere Lage seiner Erosionsbasis in 1200 m, gegenüber 1600 m an der Tet bei Mont-Louis, zurückzuführen.

Ohne Zweifel bestand das Tal der Tet oberhalb Mont-Louis bis zur Gegend von Pradeille lange vor der Eiszeit, mindestens auf eine Länge von 9 bis 10 km; mit einem mittleren Gefälle von 35 bis 40 ‰ mündet es bei Mont-Louis auf das Niveau des Col de la Perche aus, das bereits vor der Pliocänzeit existierte. Ähnliches gilt für den Oberlaufteil des Audetales, das in 1600 m Höhe ins tertiäre Becken von Capcir einmündet.

Ein zweites Gebiet einer ansehnlichen Plateauvergletscherung war das bereits mehrfach erwähnte in 2250 bis 2400 m Höhe gelegene Seenplateau von Camporeils, das sich über eine Fläche von zirka 25 km² ausdehnt. Das Eis bewegte sich von hier ostwärts in die drei Täler der Galbe, der Lladure und der Balmette hinab, die gegen das Dorf Fourmiguères hin konvergieren, wo sich auch prachtvoll erhaltene Moränenwälle zweier Talgletscher zusammenschliessen. Bis zu den äussersten, bis 1500 m hinab reichenden Moränen betrug die Länge der Gletscher 10 bis 12 km. Ihre Moränen, die sich 4 bis 5 km weit bergwärts verfolgen lassen, überragen das östliche flache Gelände und die Sohlen der alten Gletschertäler um 100 bis 150 m. Allerdings ist sehr wohl denkbar, dass diese Mächtigkeit zum Teil auch auf einen Sockel aus anstehendem Gestein

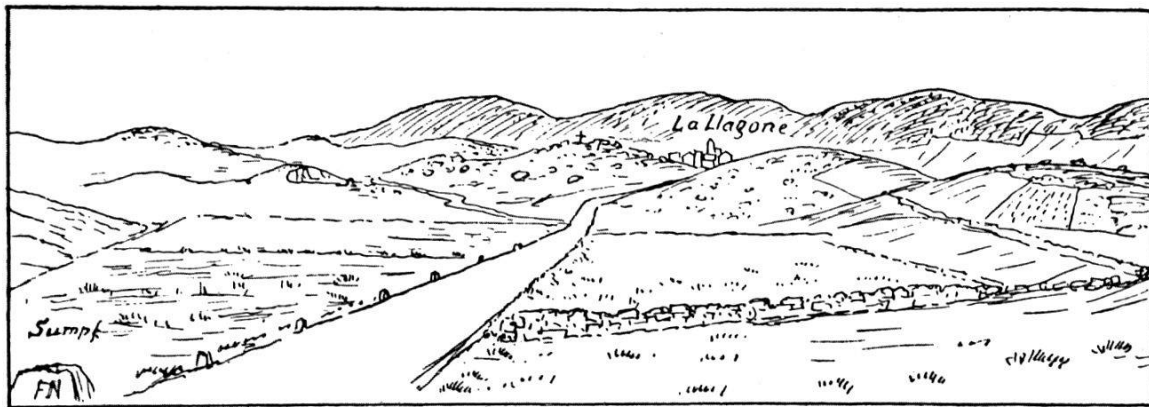


Abbildung 40. *Landschaft nördlich von Mont-Louis,
mit der Wasserscheide bei Llagone.*

zurückzuführen ist, der namentlich in den höher gelegenen Teilen, wo die Wälle beginnen, zutage tritt (s. Tafel III, Bild 5).

Oberhalb des erwähnten Dorfes Fourmiguères finden sich sodann im trogförmigen Tal des Lladure mehrere gut erkennbare Rückzugsmoränen, so namentlich bei den Quoten 1636 und 1722. Im Endmoränengebiet des Galbe-Gletschers liegt das Dorf Fontrabieuse, von wo sich eine Schotterterrasse nortostwärts bis zum Dorf Puyvalador hinab verfolgen lässt, in die sich der Fluss 10 bis 15 m tief eingeschnitten hat. Eine gleiche Bildung zeigt sich auch unterhalb Fourmiguères, sowie im obern Teil des Capcir-Beckens, wo eine sehr breite Schotterterrasse von den Endmoränen des Aude-Gletschers weg sich ausdehnt; auf ihr steht westlich von Matemale der Wald «Forêt de la Matte». Ueber diese Schotterterrassen, die sich über 10 km weit in süd-nördlicher Richtung ausdehnen, führt die grosse «Route Nationale Nr. 118», welche die genannten Dörfer miteinander verbindet und die in südlicher Richtung über die in 1720 m Höhe gelegene breite Wasserscheide zwischen Aude und Tet nach Mont-Louis führt (siehe Abbild. 40). Diese Gegend, mit dem Dorf Llagone, ist durch eine aus Granithügeln gebildete Landschaft gekennzeichnet, in der der anstehende Fels alle Anzeichen einer starken mechanischen Verwitterung aufweist und an mehreren Orten nur Anhäufungen von Felsblöcken darstellt. Die gleiche Erscheinung von «Wollsackformen» findet sich auch westlich des Dorfes Targassonne bei dem Weiler Vilate, dort unter der Bezeichnung «Le chaos» bekannt (s. Tafel III, Abb. 6).

Unmittelbar westlich von dieser Blockbildung verläuft die linke Ufermoräne des ehemaligen Angoustrine-Gletschers in südlicher Richtung; auf der andern Talseite reicht ein gleicher mächtiger, an Granitblöcken reicher Wall beim Dorf Villeneuve in die Talsohle von 1310 m hinab, während östlich dieses Dorfes Gletscherschutt teils anstehende alte Schiefer, teils geschichtete

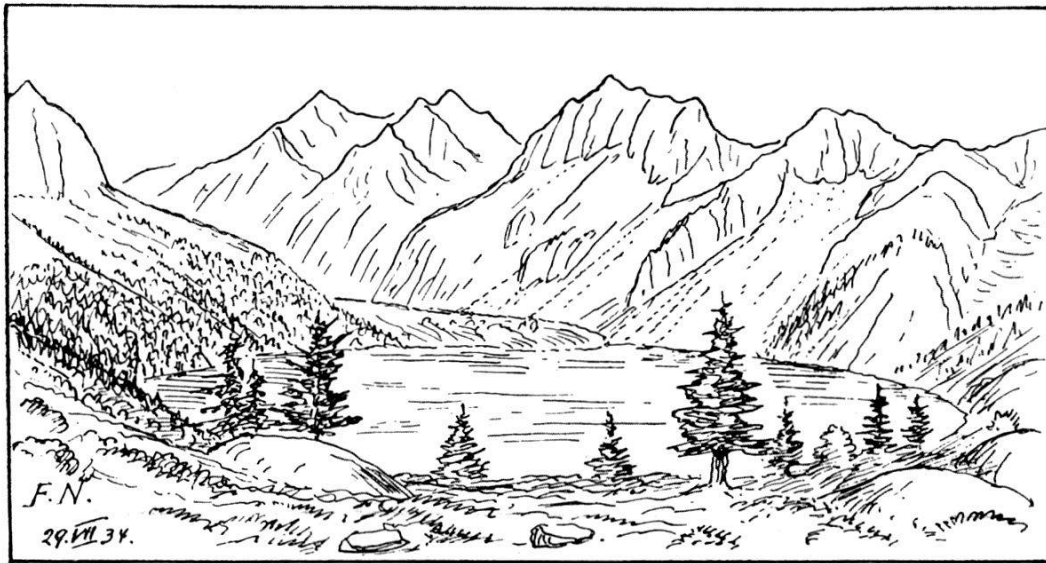


Abbildung 41. *Der Etang de Laurenti im Tal des
R. d'Artiques, Donézan.*

Schotter des pliocänen Cerdagne-Sees überlagert; diese ihrerseits ruhen obermiocänen, kohlenführenden Sedimenten auf.

Im Gegensatz zu den beiden eben betrachteten Gebieten einer ehemaligen Plateauvergletscherung befanden sich im Donezan mehrere ansehnliche Gletscher von eher alpinem Typus, deren Firne in 6 verschiedenen von steilen felsigen Kämmen eingefassten Bergkesseln lagen; in diesen finden sich verschiedene typische Karseen, wie der bereits genannte Et. de Quérigut, sodann um nur die grösseren zu nennen, der häufig besuchte Et. de Laurenti, die Etangs von Balbonne, Estagnet und von Raboussoles; hier liegen drei Bergseen, die seinerzeit auch von *L. Gaucier* untersucht worden sind, in verschiedenen Stufen eines ausgesprochenen Treppenkar (Lit. 5).

Auch die übrigen Bergseen befinden sich in Karen, die mit ausgeprägten Stufen talwärts abfallen. In den auf sie folgenden Talstrecken ist zwar das Querprofil sehr unregelmässig, vorwiegend V-förmig; doch treten überall auch abgeschliffene Riegel auf.

Der eben genannte Etang de Laurenti befindet sich bei näherer Betrachtung zwar wie ein Karssee oberhalb einer sehr deutlichen, abgeschliffenen Talstufe, aber zugleich am untern Ende eines durch einen Felsriegel abgeschlossenen, 2 km langen Hochtählchens; dieses wird auf beiden Seiten von Kämmen begleitet, die mit ihren steilen, spitzigen Gipfeln und schmalen Gräten durchaus alpinen Formcharakter aufweisen, der ohne Zweifel zur Hauptsache auf langandauernde nivale Abtragungsvorgänge während der Vergletscherung zurückzuführen ist (vergl. Abbild. 41).

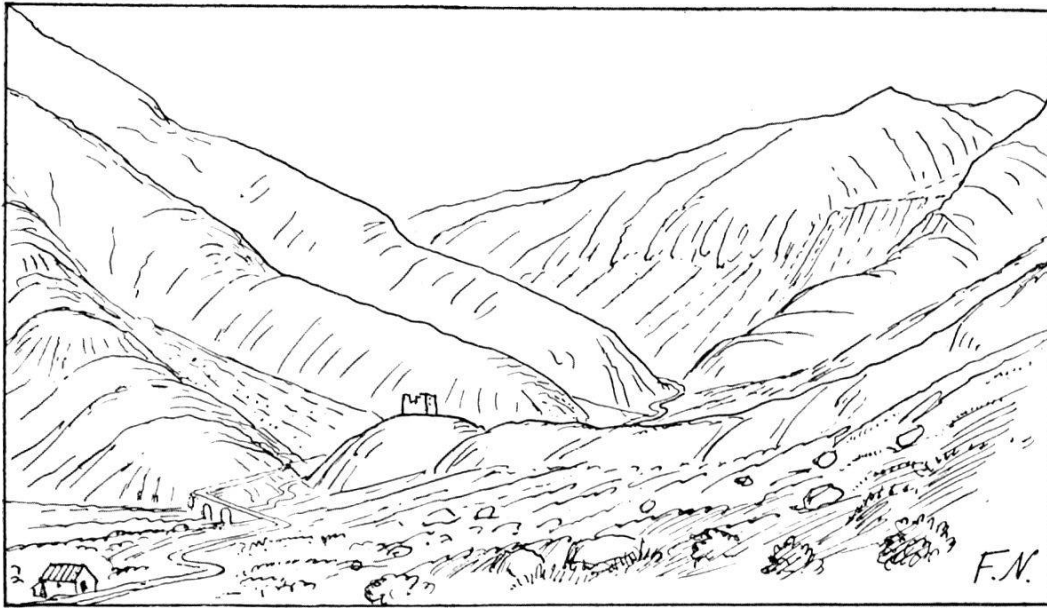


Abbildung 42. *Das Tal des Rio de Carol unterhalb Porté, mit Felsriegeln. Blick talabwärts.*

Besonders wohl entwickelt sind nun die Moränen jener alten Gletscher, von denen der grösste, der im Tal der Bruyante, eine Länge von 11 km besass und dessen Endmoräne 1 km unterhalb des Dorfes Rouze in 840 m liegt. Weiter talaufwärts folgen verschiedene deutliche Rückzugsmoränen. In seiner maximalen Ausdehnung der letzten Eiszeit setzte sich der Bruyante-Gletscher aus 4 verschiedenen Komponenten zusammen, während der Artigues-Gletscher, dessen Endmoränen bis zu den Dörfern Artigues und le Pla reichen, aus zwei Firmulden hervorging. Auch in diesem Tal kommen mehrere Rückzugsmoränen vor. — Die langgezogenen Moränenwälle dieser Gletscher bilden ein wichtiges Element in der welligen Plateaulandschaft des Donezan.

Auffällig ist nun der Umstand, dass in diesem Gebiet nur in zwei vereinzelt Gipfeln die Höhe von 2550 m erreicht wird, dass die mittlere Kammhöhe zirka 2300 m beträgt, und dass demnach die eiszeitliche Schneegrenze hier auf keinen Fall höher als 1800 m angesetzt werden darf; das arithmetische Mittel aus Bergumrahmung und Gletscherende ergäbe beim Artigues-gletscher, der in zirka 1100 m Höhe endete, sogar nur 1700 m.

Es zeigt sich demnach, dass in diesem nördlichen Teil des Carlitte-Massivs die diluviale Schneegrenze wesentlich tiefer lag als im zentralen und südlichen Teil.

4. Das Tal von Carol.

Unter den genannten Tälern des Hochlandes von Cerdagne verdient auch das Tal von Carol nach seiner Lage und seiner Formgestaltung die Aufmerksamkeit des Beobachters. Vor allem



Abbildung 43. Blick vom Hochtälchen von Pregona (östlich Porta) gegen W. auf das trogförmige Seitental Campcardos (Mitte), sowie auf die kleineren, karförmigen Hängetäler von Malfoural (links) und am Pic Font Frède (rechts); hier ist eine wagrechte Terrasse sichtbar, die durch die rechtsseitige Ufermoräne des Carolgletschers gebildet wurde.

Im Val Campcardos erkennt man deutlich eine Schliffkehle am südlichen Hang, am Ausgang Rundbuckel.

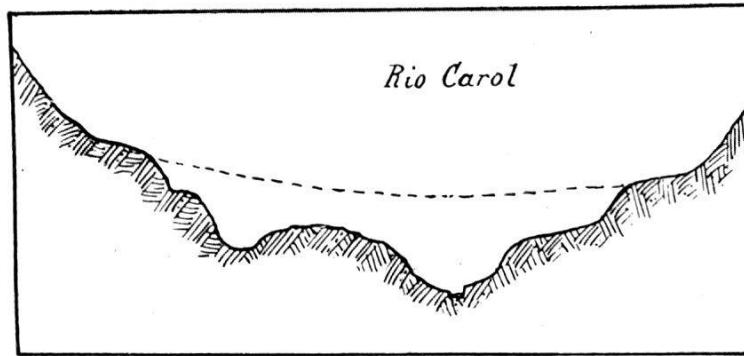


Abbildung 44. *Querprofil des Caroltales bei Quès mit Felsriegel.*

ist es durch sehr auffällige Züge der bodengestaltenden Wirkung der eiszeitlichen Gletscher gekennzeichnet. Nicht nur weist es oberhalb des Grenzstädtchens Puigcerda gut entwickelte, weit-hin verfolgbare End- und Ufermoränen auf, an die sich breite Schotterterrassen anschliessen, sondern auch das weiter aufwärts gelegene Tal zeigt in seiner Trogform und seinen zahlreichen abgeschliffenen Rundbuckeln und Felsriegeln die abtragende und abschleifende Wirkung des ehemaligen Gletscher-eises. Und das östliche Einzugsgebiet ist eine weitgeöffnete Beckenlandschaft mit dem 2 km langen, in den Felsboden eingetieften Lac de Lanoux, zu dem sich auf drei Seiten zahlreiche, mit kleinen Seen versehene Kare, darunter mehrere Treppenkare öffnen.

Der Carol-Gletscher, der in der maximalen Ausdehnung der letzten Eiszeit bei Enveitg, unweit der heutigen spanisch-französischen Grenze, endete, in einer früheren Vereisung sich noch etwas weiter südwärts ausdehnte (Lit. 2), besass eine Länge von 27 km und bei Carol eine Mächtigkeit von zirka 500 m. Diese Grössenentwicklung war offenbar durch das bedeutende und hochgelegene Einzugsgebiet bedingt, das sich einesteils über das östlich des Col de Puymorens gelegene Längshochtal mit dem genannten Lac de Lanoux, andernteils auch westlich des erwähnten Passes über die östlichen Ausläufer des Puig Pedros-Massivs ausdehnte.

Das Haupttal setzt sich aus zwei Hauptabschnitten zusammen, einem oberen 12 km langen Längstalstück, das in einer Schieferzone gelegen, sich vom Col de Lagrave bis zum Dorf Porté (1610 m) am Fusse des Col de Puymorens hin erstreckt und in seinem obersten Teil den erwähnten Lac de Lanoux birgt.

Der zweite Hauptabschnitt umfasst das 15 km lange Quertalstück Porté-Enveitg, dessen mittleres Gefälle 30 ‰ ausmacht.

Mit bedeutender Stufe fällt das obere Talstück von den mit schönen Gletscherschliffen bedeckten Felsriegeln unterhalb des



Abbildung 5. *Trogtal mit mächtigen Ufermoränen oberhalb Fourmiguères, Blick nach W. (Seite 92).*



Abbildung 6. *Verwitterungs-(Wollsack)formen des Granits «Le Chaos» bei Targassonne (Seite 92).*

(Aufnahmen des Verfassers.)



Abbildung 7. *Das Tal des Rio de Carol bei Enveitg
Blick von der rechten Ufermoräne gegen Osten* (Seite 133).

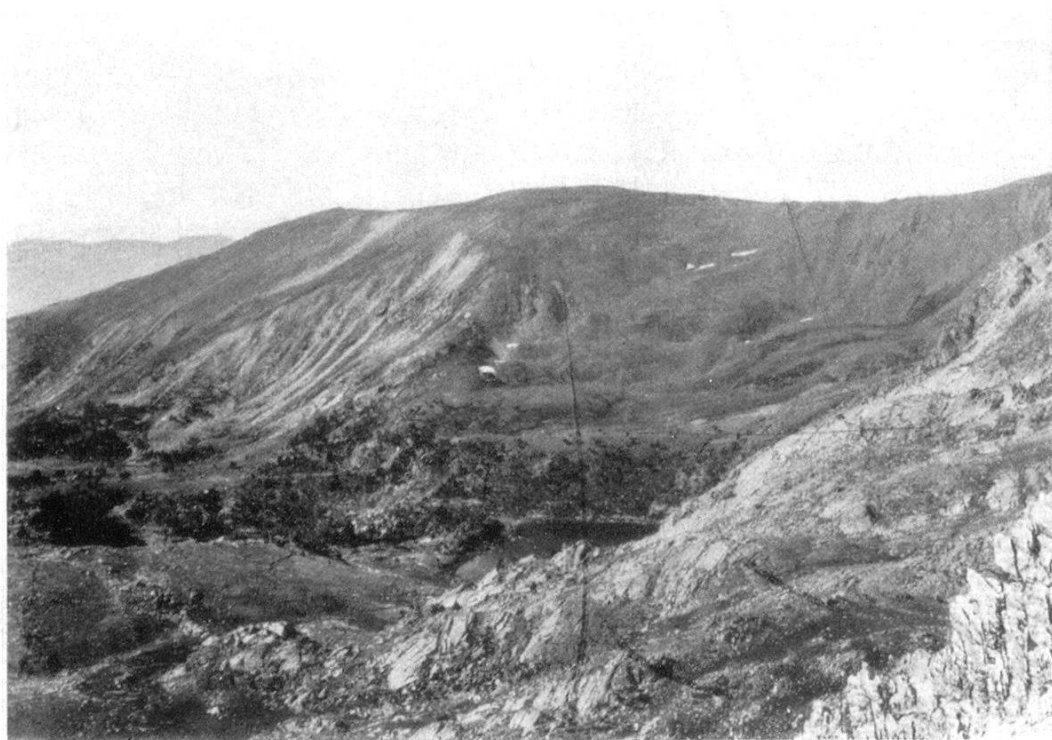


Abbildung 8. *Landschaft mit Kar auf der Südseite
des Port de Perafita, Puig Pedros-Massiv* (Seite 109).

(Aufnahmen des Verfassers.)

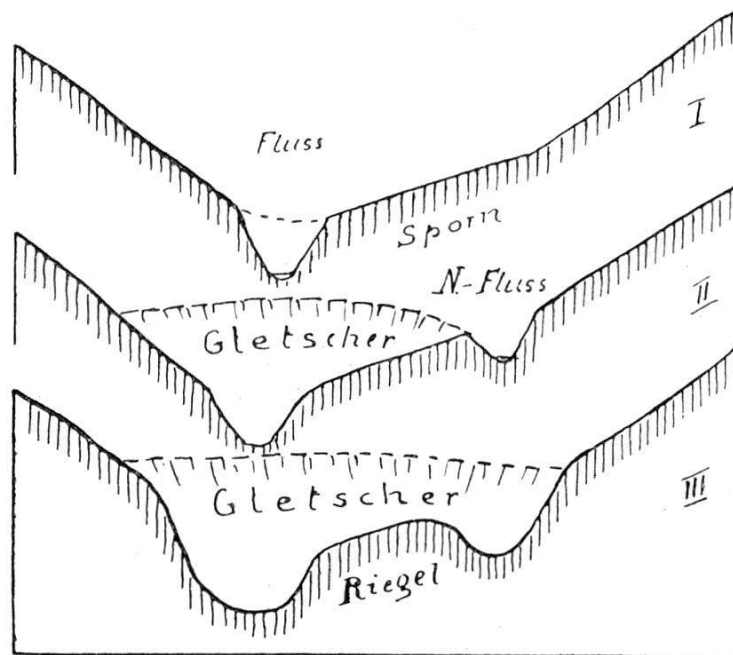


Abbildung 45. Die Entstehung von Felsriegeln aus Bergspornen durch Fluss- und Gletschererosion.

Lac de Lanoux ab; es weist mehrere Verengungen und beckenförmige Weitungen auf, und sein Gefälle beträgt auf 8 km 67 ‰. An seinem linken, südlichen Talhang erkennt man in zirka 400 m relat. Höhe eine schön entwickelte Schliffkehle. Der Fluss heisst in diesem Abschnitt Font Vive; der Name ist auch einem kleinen See gegeben, der auf der rechten Talseite in einer muldenförmig vertieften Terrasse liegt.

Bei Porté vereinigen sich drei Hängetäler mit dem Haupttal, das hier nach S umbiegt und zugleich durch einen mächtigen, über 100 m hohen Felsriegel eingengt wird (s. Abbild. 42).

Damit beginnt der zweite Abschnitt, das Quertal des Rio Carol. Dieses weist zwar an vielen Stellen deutliche Trogformen mit Uebertiefungsmerkmalen auf, an mehreren Orten wird es aber durch Bergvorsprünge oder Querriegel eingengt, auf die wieder Talweitungen folgen. In solchen Weitungen liegen die meisten dorfartigen Siedlungen wie Porta, Carol, Courbassill, Quès, Riutès. Die Felsriegel bestehen, wie die benachbarte vom Tal durchquerte Zone, aus Granit, dem südlich Quès wieder eine Schieferzone folgt. An mehreren Orten erkennt man deutlich, dass die Querriegel aus seitlichen Spornen oder Bergvorsprüngen hervorgegangen sind. Ihre Abtrennung ist in erster Linie einem Flusse zuzuschreiben, der durch einen vorstossenden Gletscher auf die Seite gedrängt worden war. In einem späteren Stadium hat der grösser gewordene Gletscher die frühere und die neu entstandene fluviale Rinne durch Ausschleifung vertieft oder doch ausgeweitet (siehe Abbild. 44 u. 45).

Die Hänge des Trogtales sind relativ wenig gegliedert. Auf der linken Talseite münden auf einer Strecke von 12 km nur zwei kleinere Seitentäler ein: Ein solches ist das kurze Hängetal von Pregona, dessen Bach vor Zeiten einen mächtigen Schuttkegel bei Porta abgelagert hat. Das meiste Material dieses Schuttes stammt aus einer seitlichen Moräne des Hauptgletschers, der hier bis 500 m über die Talsohle hinauf gereicht hatte. Weiter oberhalb folgen zwei Kare am Südabhang des 2586 m hohen Puncho (s. Abbild. 39).

Das zweite Tälchen zeigt in seiner Lage sehr deutlich die Ablenkung durch den linken Rand des diluvialen Carol-Gletschers; vom R. de Salit durchflossen, nimmt es seinen Ursprung ebenfalls in einer Karnische des gleichen Kammes, verläuft dann 5 km weit parallel zum Haupttal, aber hoch über dessen Abhang und mündet schliesslich bei Riutès mit hoher Stufe ins übertiefte Haupttal ein.

In ebenso ausgeprägter Weise ist auch das unmittelbar östlich des Salittälchens gelegene 11 km lange Tal von Béna durch den früheren Gletscher und dessen Moräne nach S abgelenkt worden.

Auf der rechten, westlichen Talseite lassen sich ähnliche Lageverhältnisse bei einigen Seitentälchen feststellen; auch diese münden stufenförmig ins Haupttal ein. Unter ihnen ist das vom Puig Pedros-Massiv herabführende Hochtal von Campcardos besonders bemerkenswert. Es verläuft bei einer Länge von 8 km westöstlich, mündet also fast rechtwinklig und mit 120 m hoher Stufe ins Haupttal ein. Es besitzt, wie die Abbild. 43 zeigt, gut ausgesprochene Trogform und beherbergte in der Eiszeit einen bedeutenden Seitenarm des Carol-Gletschers. Das Tal von Campcardos ist gestuft, birgt im obern Teil auch einen kleinen See, und an seinen beidseitigen Hängen öffnen sich mehrere Kare. Ein solches mündet mit einer über 200 m hohen Stufe, wird vom R. de Malfoural durchflossen und liegt südlich von Campcardos, ein zweites nördlich davon am Pic de Font Frède (rechts auf der Abbild. 43); durch eine zirka 500 m hoch gelegene mächtige Ufermoräne des Carol-Gletschers ist hier eine wagrecht verlaufende Terrasse oder Stufe entstanden, die weithin deutlich erkennbar ist. Es handelt sich bei dieser Moräne um ein Gegenstück zu derjenigen im Tälchen von Pregona, östlich Porta.

Ohne Zweifel existierten diese drei genannten westlichen Hochtälchen schon vor der Eiszeit, erhielten aber durch diese ihre heutigen Formen. Ihre hohen Stufenmündungen sind durch die bedeutende Uebertiefung des Haupttales, die bei der Einmündung des Tälchens von Malfoural auf 220 m festgestellt wurde, bewirkt worden.

Südlich vom Hochtälchen des R. de Malfoural nehmen an den 2580 bis 1750 m hohen Bergkämmen mehrere Bäche ihren Ursprung, die südostwärts abfließen, aber dann, ähnlich wie der R. de Salit auf der Ostseite, durch den mächtigen Ufermoränenwall eine Strecke weit gegen S abgelenkt werden, bevor sie sich ins Haupttal ergießen.

Es stellt sich nun die Frage, ob die oben nachgewiesene, bis 220 m ausmachende Uebertiefung des Haupttales glazialen Ursprunges sei oder ob nicht auch fluviatile Talvertiefung dabei mitgewirkt habe.

In dieser Hinsicht ist zunächst darauf hinzuweisen, dass die Erosionsbasis des Rio Carol bei Puigcerda in 1200 m liegt, und dass das Becken der Cerdagne bereits seit dem Miocän existiert, so dass der fluviatilen Eintiefung des Caroltales vor der Eiszeit eine sehr lange Zeit zur Verfügung stand. Nun befinden sich beidseitig des Tales zwischen Porta und Quès tertiäre Abtragungsflächen in 2200 bis 2300 m Höhe, während die Talsohle bei Carol in 1350 m liegt. Die während der Miocän- und der Pliocänzeit erfolgte Talvertiefung erreichte demnach hier den Betrag von zirka 850 m. So beschränkte sich die talbildende Wirkung des Flusses zur Hauptsache auf Tiefenerosion. Immerhin ging diese ohne Zweifel etappenweise vor sich; Bergsporne, Felsriegel und die Lage von Seitentälern lassen einen älteren Talboden in zirka 200 bis 250 m Höhe annehmen. Später, vielleicht im Pliocän, erfolgte eine neue fluviatile Vertiefung, die zugleich eine Uebertiefung des Haupttales gegenüber den Seitentälern bedeutete.

Diese Uebertiefung dürfte in der Eiszeit durch glaziale Erosion noch verstärkt worden sein; aber in welchem Masse dies der Fall war, lässt sich nicht angeben.

III. Das Puig Pedros-Massiv.

1. *Topographischer Ueberblick.*

Dieses Massiv erstreckt sich bei einer Länge von 35 km vom Col de Puymorens in südwestlicher Richtung bis zum Quertal des R. Valira, des Hauptflusses der Republik Andorra, der fast die gesamte Nordabdachung des Massivs entwässert. Nur dessen östlicher Teil, der vom 2852 m hohen Pic de Font-Nègre überragt wird, gehört den Einzugsgebieten anderer Flüsse, nämlich der Ariège und dem R. Carol, an. Die gesamte südliche Abdachung dagegen wird von mehreren Bächen und Flüssen entwässert, die alle in den Segre einmünden. Durch die von diesen Gewässern durchflossenen Talfurchen ist eine starke Gliederung

des Gebirges erfolgt, und zwar in der Weise, dass infolge der Lage des grössten der südlich gerichteten Täler, des 18 km langen Vale Llosa, eine Teilung in vier einzelne Gebirgsgruppen vorgenommen werden kann; es sind dies die folgenden:

- a) im Osten die eigentliche Puig Pedros-Gruppe, mit dem 2914 m hohen Pic Campcardos als höchstem Gipfel;
- b) im Nordosten die Gruppe des Pic de Font-Nègre, wo die Ariège ihren Ursprung nimmt;
- c) im Norden die Gruppe des 2865 m hohen Pic des Pessons, wo der R. de Valira entspringt und
- d) westlich des Val de Llosa die Gruppe der Tossa de Plana, die hier 2907 m Höhe erreicht, und sich bei einer Länge von 22 km bis zum Quertal des R. de Valira hin erstreckt; diese Gebirgsgruppe besitzt demgemäss, im Gegensatz zu den drei andern, eine ausgesprochene Längserstreckung mit einem ost-westlich streichenden Hauptkamm und mehreren von diesem gegen S abzweigenden und treppenartig abfallenden Seitenkämmen. Zwischen diesen liegen u. a. die Täler von Maranges, Llosa, Aransa und Bescaran, um nur die grösseren zu nennen.

Das ganze rund 500 km² umfassende Gebirgsmassiv ist auf keiner genauen Karte einheitlich dargestellt, weil in ihm die Grenzen dreier Staaten aufeinanderstossen, nämlich Frankreichs, Spaniens und der Republik Andorra. Der Dreiländerstein ist hier allerdings kein Gipfel, sondern die Portelle Blanche d'Andorre, die aus dem Val Campcardos nach dem Val de Llosa hinüberführt und zugleich die orographische Grenzlinie der beiden erstgenannten Gebirgsgruppen bildet. Dementsprechend sind nur einzelne Teile des Massivs in verschiedenen Kartenwerken genauer dargestellt worden, nämlich die Nordostgruppe und Teile der Campcardos-Gruppe auf der Carte de l'Etat Majeur de France, im 1:80 000, die nordwestliche Hälfte des Gebirges auf der Karte von *M. Chevalier*, «Les Vallées d'Andorre», im 1:50 000 und der Südwesten auf der neuen spanischen «Carta topografica militar» im 1:20 000, Hoja 86 (Bl. 1—7), von der mir allerdings nur die Bl. 1 Bescaran und Bl. 7 Bellver zur Verfügung standen. Die beiden topographischen Karten im 1:200 000, die Mapa itinerar militar von Spanien und die Carte de France, feuille n° 77, geben nur ein ganz ungenügendes topographisches Bild des Gebirges (vergl. p. 15 sowie die Uebersichtskarte Abbild. 1, p. 16).

Auffallenderweise kommen zwischen der französischen Generalstarbskarte und der Karte des *M. Chevalier* in den Höhenzahlen einiger Gipfel und Passhöhen nicht unerhebliche Unterschiede vor, so dass gewisse Zweifel an der Richtigkeit be-

ziehungsweise Genauigkeit der topographischen Höhenmessungen der genannten beiden Karten auftauchen können. Dies geht beispielsweise aus der Vergleichung der folgenden Höhenzahlen hervor, von denen die vorderen der französischen, die eingeklammerten der Karte von Chevalier entnommen sind: Pic de Cuvil 2839 (2798), Alt del Grio 2870 (2859), T. Robina 2846 (T. Bobina n. Ch. 2835), P. del Sirven 2816 (2836), Pte. Perafita 2750 (2756), Monturull 2752 (2761), P. Ponso 2524 (2492), Port de Vallcivera 2385 (2480), Port de Perafita 2566 (2640), Portelle Blanche d'Andorre 2519 (2515).

2. Geologischer Bau.

Auch über den geologischen Bau des genannten Gebirgsmassivs besitzt man noch keine in jeder Hinsicht befriedigende Darstellung. Immerhin geht aus den bekannten geologischen Uebersichtskarten von M. de Margerie und F. Schrader, von J. Roussel und von L. Bertrand übereinstimmend hervor, dass es sich hierbei um ein echtes geologisches Massiv handelt, dessen zentrale Teile aus einem Stock kristalliner Gesteine, vorherrschend Granit, besteht, während die randlichen Zonen in wechselnder Breite zur Hauptsache aus paläozoischen Schiefern und andern Sedimenten aufgebaut sind; ihre Lagerung ist offenbar durch die postkarbonische Faltung bedingt, die sich überall in der Zentralzone der Pyrenäen nachweisen lässt (vergl. Abbild. 3, p. 15). Die Karte von Bertrand, die von 1906 stammt, lässt grössere Gebiete des Massivs noch weiss, namentlich die Gegend zwischen Maranges und Bescaran im W, während seine Kartierung der übrigen Teile im allgemeinen mit der von J. Roussel übereinstimmt (s. Lit. p. 25 [2] und p. 26 [18]). Dieser Autor nimmt eine einzige zentrale Granitzone als Fortsetzung derjenigen vom Roc Madres- und Pic Carlitte-Massiv an; diese Zone spitzt sich zwar in südlicher Richtung zu und endet am Segrefluss bei Martinet, während nach Bertrand dieser Fluss auch unterhalb Martinet noch an 3 Stellen schmale Granitzonen schief durchschneidet, die hier mit paläozoischen Gesteinspaketen abwechseln, so dass auf einen schollenartigen Bau dieser Gegend geschlossen werden darf.

Nach J. Roussel treten demnach die alten Sedimente auf der Südabdachung des Massivs in zwei grösseren Gebieten auf, zunächst im Osten, am Südabhang der Campcardos-Gruppe, wo ihre westliche Grenzlinie bis mehrere Kilometer nördlich von Maranges verläuft und sich dann bis zum Unterlauf des R. de Bernera im Val Llosa ausdehnt; sodann im Westen, wo die Zone dieser Gesteine den grössern Teil des Talgebietes von Bescaran umfasst und sich bis jenseits des Quertales des R. Valira aus-

breitet. Von den sieben grösseren Talfurchen der Südabdachung des Puig Pedros-Massivs sind nur die zwei grösseren, das Val Llosa und das von Aransa, vollständig in die Granitzone eingetieft, die sich noch über den Oberlauf des Duran und des Bescaranbaches ausdehnt. Südöstlich von Maranges finden sich an den sanften Abhängen bis 1250 m hinauf grobklastische pliocäne Schuttbildungen, die auf eine lebhafte damalige Abtragung schliessen lassen.

Auf der nördlichen Abdachung des Massivs lässt sich die paläozoische Schiefer- und Sedimentzone des Lac de Lanoux vom Col de Puymorens in westlicher Richtung mit zunehmender Breite bis zu der Nordwestgrenze von Andorra hin verfolgen; in sie ist der bogenförmige Oberlauf des R. Valira eingetieft, während dieser Fluss unterhalb von Eucamps bis unterhalb Andorra-la-Vieja den westlichen Ausläufer der oben erwähnten zentralen Granitzone durchschneidet.

3. Ältere Abtragungsformen.

Wie wir schon bei andern Massiven der östlichen Pyrenäen gesehen haben, lassen sich auch beim Puig Pedros-Massiv alle Anzeichen alter, langandauernder Abtragungsvorgänge erkennen. Denn obwohl seine höchsten Erhebungen die Meereshöhe von 2900 m übersteigen, viele andere diese nahezu erreichen, haben wir es doch nicht mit einem Gebirge zu tun, das allgemein die bekannten Hochgebirgsformen aufweist, sondern mit einer Gebirgslandschaft, die nach ihren vorherrschenden Formen weit eher an ein Mittelgebirge von der Art des um 1500 m niedrigeren Schwarzwaldes oder des hievor beschriebenen 2470 m hohen Roc Madres-Massivs erinnert. Seine Kämme und Gipfel zeigen in den grossen Profillinien die flach rundlichen Formen breiter Rücken und Kuppen, die sich über ausgedehnten, etwas niedrigeren Verflachungen erheben, und ihre Hänge fallen mit zunehmender Steilheit in meist schmale, V-förmige, tief eingeschnittene Flusstäler ab. Mit Ausnahme der Gebirgsgruppe des Pic de Font-Nègre, wo schärfer geformte Gipfel und gratartige Kämme aufragen, treten uns in den übrigen Gruppen des Puig Pedros-Massivs vorherrschend die Formen alter subaerischer Denudation in Verbindung mit jüngerer fluviatiler Tiefenerosion entgegen. Jedoch stellen sich bei näherer Betrachtung in den oberen Abschnitten der Täler deutliche Trogformen mit mächtigen Moränen lokaler Gletscher, und an den oberen Partien der höheren Kämme und Gipfel sind zahlreiche Karnischen und Felsbecken eingefressen, also alles Merkmale einer ehemaligen nicht unbedeutenden lokalen Vergletscherung, deren Spuren wir im einzelnen noch zu verfolgen haben werden.

Vorerst haben wir uns mit den Anzeichen älterer subaerischer Abtragung zu beschäftigen. Als solche treten uns vorerst eine ausgesprochene Gipfflur, ferner tieferliegende breite Rückenformen, sowie Hochflächen und Terrassen entgegen, welche letztere bis in Höhen von 150 und 200 m über den heutigen Talsohlen auftreten.

a. Die Gipfflur, die im 2914 m hohen Pic Campcardos ihren höchsten Punkt erreicht, lässt sich über alle vier genannten einzelnen Gebirgsgruppen des Massivs mit Höhen von 2800 bis 2910 m hin wie folgt erkennen:

aa) in der Campcardos-Gruppe:

P. Campcardos 2914 m, Puig Pedros 2910 m, P. des Moulinères 2819 m, P. d'en Gait 2818 m, P. d'en Gourts 2810 m;

bb) in der Pic Font-Nègre-Gruppe:

P. Font-Nègre 2852 m, P. de Bayette 2807 m;

cc) in der Gruppe des Pic des Pessons:

P. des Pessons 2865 m, P. des Llops 2858 m, P. de Cuvil 2839 m, Alt del Grió 2870 m, P. d'Ensagents 2824 m (Ch.);

dd) in der Gruppe der Tossa Plana:

Tossa Plana 2907 m, T. de la Muga 2848 m, T. Robina 2846 m, P. del Sirven 2816 m.

Von diesem Gipfel an senkt sich der durch Kare und fluviale Erosionstrichter gegliederte Kamm in westlicher Richtung zunächst nur schwach auf den 2756 m hohen Pic de Perafita, den Pic Monturull 2761 m und den Pic Nègre 2706 m, dann stärker auf die Hochfläche Pla de Claro 2602 m und von da in südwestlicher Richtung erst auf 2552 m Höhe, sodann auf die beiden Buckel P. de Caboreu 2229 m und Roc de Sarse (Rocas de Sarsel) 2155 m.

b. Hochflächen und Eckfluren. In ähnlicher Weise fallen auch die zahlreichen rückenförmigen Seitenkämme in südlicher Richtung auf 2400 und 2150 m ab, um von hier an abwärts in ausgesprochene Verflachungen überzugehen, die terrassen- oder treppenartig aufeinander folgen; so senkt sich der Hauptkamm westlich des eben genannten Roc de Sarse erst auf die Fläche des Pla de Llosas 2040 m, dann auf die des Bony de Pradal (Turo de Paradel) in 1920 m hinab, dem noch ein tieferer Eckflur La Serra in 1483 m (n. Chev.) vorgelagert ist. Erst von hier an stellt sich ein sehr steiler, teilweise terrassierter Abfall nach dem um 680 m tiefer gelegenen Quertal des Valira ein.

Die wellige Hochfläche in 1920 bis 2040 m, die westlich von Bescaran im Pla de Llosas sehr gut entwickelt ist, erscheint nach

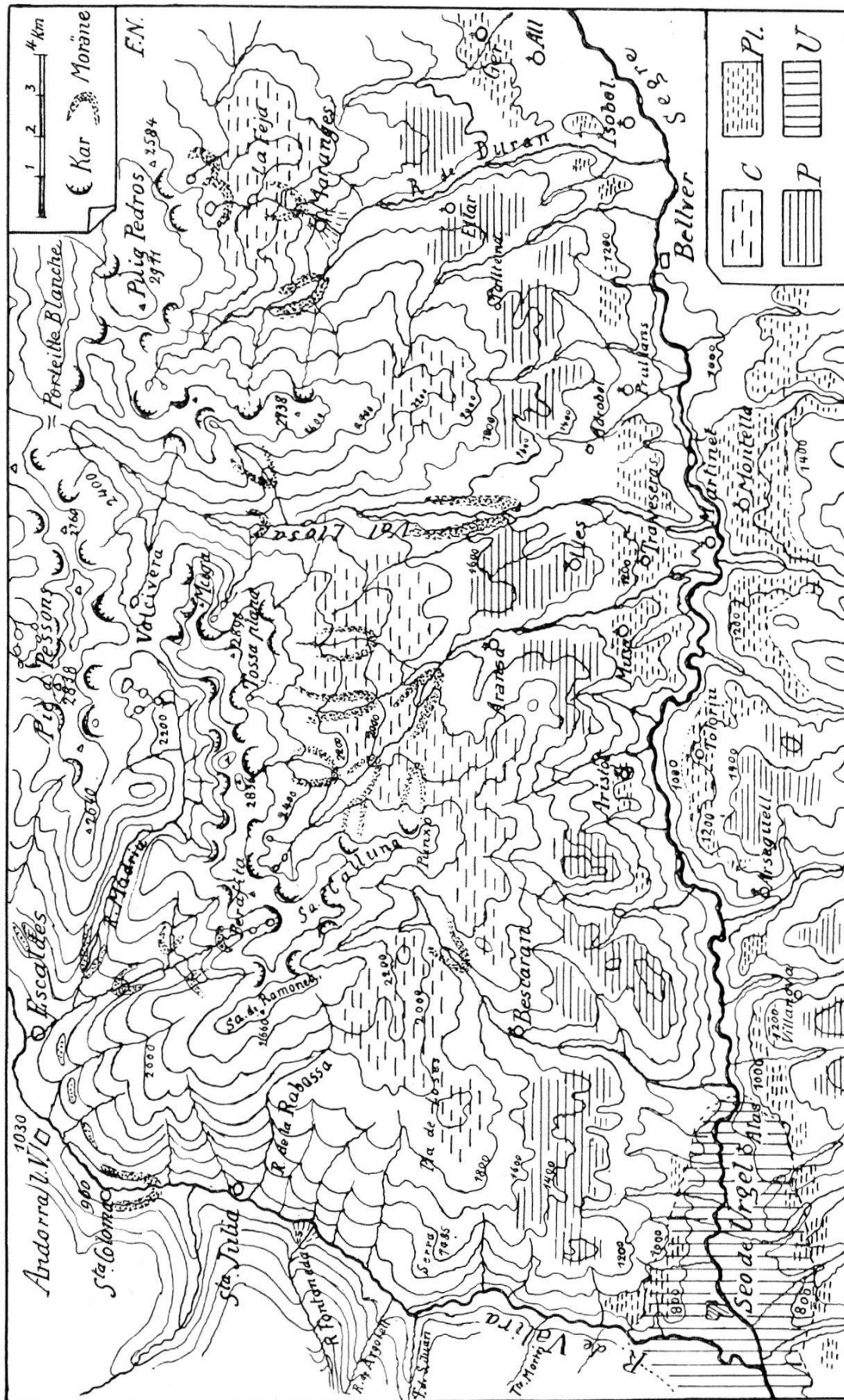


Abbildung 46. Morphologische Kartenskizze des Puig Pedros-Massivs.

C = Flächen des Camporeils-Niveau; P = Fluren des Perche-Niveau; Pl = Pliocene Terrassen; U = Becken von Seo de Urgel.

der spanischen Carta top. militar auch östlich des Bescarantales im Coll de Midos in 2023 m, und von hier fallen ihre südlichen Ausläufer treppenartig erst auf 1600 m, z. B. im Cerro de San Miguel, dann auf Eckfluren in 1400 m ab. Westlich und nördlich Bescaran finden sich in der Serra de Benat in 1440 m und in der Serra de Palomera in 1940 m Eckfluren.

Gut ausgeprägt sind ferner Hochflächen und treppenartige Eckfluren westlich und östlich des Talgebietes von Aransa (man vergleiche die Abbild. 46 und 48). So läuft die Sa. Albuna, der westlich des Aransatales absteigende Kamm, in Hochflächen beziehungsweise Terrassen aus, von denen die oberste, Pla de Llet genannt, in 2150 m Höhe, andere in 1500 m, 1325 m und in 1180 m liegen; auf der von 1325 m steht das Dorf Mussa, von wo sich uns ein guter Ueberblick nach Osten und Süden über die gesamte Landschaft zwischen der Tossa Plana und der Sierra del Cadi bietet (vergl. Abbild. 51 und 52).

Von hier aus nehmen wir deutlich die Eckflurenlandschaft östlich des Aransatales wahr, wo sich zunächst das Dorf Lles in 1455 m, weiter abwärts die Ortschaft Travesserres in 1167 m befinden. Östlich des Llosatales ist die Eckflurentreppe durch die Lage der Ortschaften Coborriu in 1515 m, Talлтendre 1558 m, Orden 1500 m, Ordobol 1340 m und La Serra 1150 m gekennzeichnet. Auch *Pau Vila*, dem wir mehrere dieser Höhenzahlen verdanken (Lit. 12), sind die erwähnten, von Siedlungen, Dörfern und Weilern überbauten Verflachungen aufgefallen. So sagt er über die Lage von Mussa:

«L'agrupament apretat que formen les seves 34 cases es troba en el replà d'un estrep de la curena granítica que separa la Cerdanya de l'Urgellet, molt en sobre del riu d'Aransa.»

Ueber die Lage von Lles lesen wir bei ihm: «Unes 30 cases, que s'apleguen en un replà ben coureat de l'estrep granític que, arrencant de la Tossa Plana de Lles, termenal fronteris d'Andorre, fineix a l'engorjat del Forat de La Seu, possat en relleu per les canals dels rius de la Llosa i d'Aransa.» —

Ebenso sind solche Eckfluren nördlich des Segretals bei Bellver und Prullans sowie östlich des unteren Durantales (Maranges) gut entwickelt; sie treten uns, wie uns Bl. Bellver der Carta topogr. milit. sehr deutlich erkennen lässt, in den abgeflachten Vorsprüngen zwischen dem Serrat de C. Bolvir in 1300 m, im Pla las Sisas in 1360 m, im Serrat de Cardins in 1240 m, 240 m über der Talsohle des Segre und im Vorsprung nordöstlich La Fargavella in 1250 m entgegen; östlich des Durantales finden sich solche Verflachungen beim Tosal de Isobol in 1270 bis 1280 m, beim Dorfe Guils in 1382 m und schliesslich beim Weiler Niula in 1472 m.

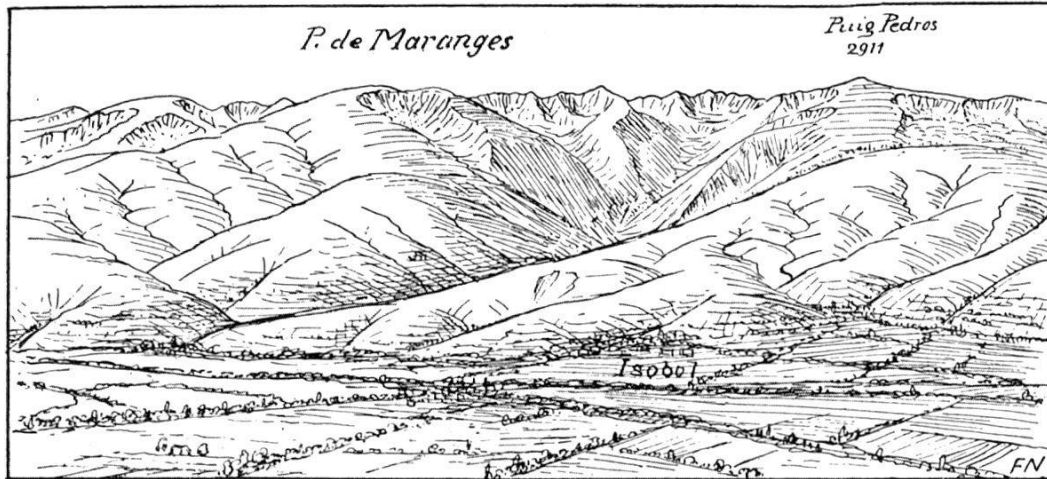


Abbildung 47. Die Puig Pedros-Gruppe, von S.,
von der Tossa de Alp aus gesehen.

Noch höher, nämlich in 2225 bis 2250 m, liegt eine in Granit erhaltene Hochfläche am Südabhang des Puig Pedros, zu der man von Maranges aus in östlicher Richtung ansteigend gelangt, die Feja genannt.

Somit lassen sich auch im Puig Pedros-Massiv, ähnlich wie im Carlitte-Massiv, unterhalb der Zone der Gipfelflur allenthalben deutliche Verflachungen und Eckfluren erkennen, und es dürfte von Interesse sein, dieselben zeitlich zu gliedern und sie nach ihrer Lage in zwei oder mehr Abtragungssysteme einzuordnen. Wir haben versucht, auch in diesem Gebiet die zwei aus dem Carlitte-Massiv nachweisbaren Flächenniveaus zu unterscheiden und sie in der morphologischen Kartenskizze, Abbild. 46 darzustellen, nämlich das Camporeils- und das Perche-Niveau. Wurden für das erstere Verflachungen in Höhen von zirka 2000 bis 2250 m angenommen, so stellten wir die Fluren in 1400 bis 1600 m in das Perche-Niveau. Bemerkenswerter Weise war bereits H. Boissevain zu einer ganz ähnlichen Gliederung in diesem Gebiet gelangt (Lit. p. 14, 34).

Wie wir später sehen werden, korrespondieren die tiefsten Terrassen, die zirka 200 m über dem bei Martinet schmalen, tief eingeschnittenen Segretal liegen, mit solchen südlich dieses Tales, wie sie namentlich bei Montella in guter Entwicklung vorkommen.

4. Talbildung und Eiszeit.

a. Die Täler der Südabdachung.

Unter diesen betrachten wir zuerst das vom Duran-Fluss durchströmte Tal von Maranges, das am Südabhang der Campcardos-Gruppe seinen Ursprung nimmt und sich hier in mehrere Quellläste gliedert. Seine Gesamtlänge beträgt 15 km. Un-

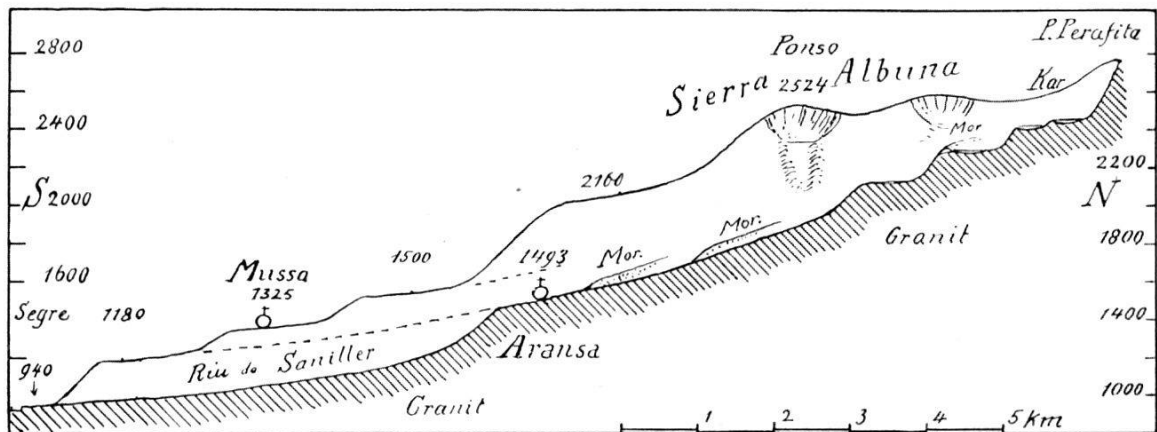


Abbildung 48. Längsprofil durch das Tal von Aransa.

gefähr die Hälfte entfällt auf den schmalen, V-förmigen unteren Teil, der 250 bis 300 m tief in ein höheres Niveau eingeschnitten ist; dieses tritt uns deutlich als sanfter abfallende Hügelflächen entgegen, auf der westlich des Tales die Kulturen der Gemeinde Ellar und in 1347 m das gleichnamige Dorf liegen. 8 km oberhalb der Mündung beginnt das Tal stärker anzusteigen, sich zu weiten und von hier an Trogform anzunehmen; in den breiteren Talboden haben sich Schuttkegel von Wildbächen vorgebaut; auf einem solchen liegt auf der Ostseite des Duran-Flusses in 1590 m Höhe das Dorf Maranges. Von hier erblickt man in nur 900 m Entfernung die wallförmigen Endmoränen des ehemaligen Durangletschers, der bei einer Länge von 5 km bis 1600 m herabgereicht hat und in dessen Einzugsgebiet sich mehrere mit Bergseen versehene Kare befinden. Auch an dem westlichen Seitenkamm haben sich am Pic d'en Gourts (2810 m) und am Pic de Maranges (Carabasa) 2739 m, je ein Kar am Ostabfall gebildet (vergl. Abbild. 47).

Der Wildbach, auf dessen Schuttkegel das Dorf Maranges steht, stammt aus einem in 2260 m Höhe gelegenen Bergsee; dieser füllt den Grund eines am Südfall des Campcardos eingetieften Kares aus und wird von einem mächtigen, aus Granitblöcken aufgebauten Moränenwall abgedämmt. Aus gleichem Material bestehen auch die Moränen, die den weiter abwärts aus Schiefern bestehendenn Abhang östlich Maranges überdecken und hier bis auf 1750 m hinabreichen.

Oestlich neben dem in 2260 m Höhe gelegenen See befindet sich ein zweiter, ähnlich beschaffener Bergsee, der Etang de Guils, dessen Abfluss sich südostwärts nach dem Tal von Carol hinab ergießt. Die Schneegrenze der beiden einst hier vorhandenen Kargletscher mag in 2250 m Höhe gelegen haben.

Aehnliche morphologische Züge wie das Tal des Duran-Flusses weist auch das Vall de Llosa, das längste dieser

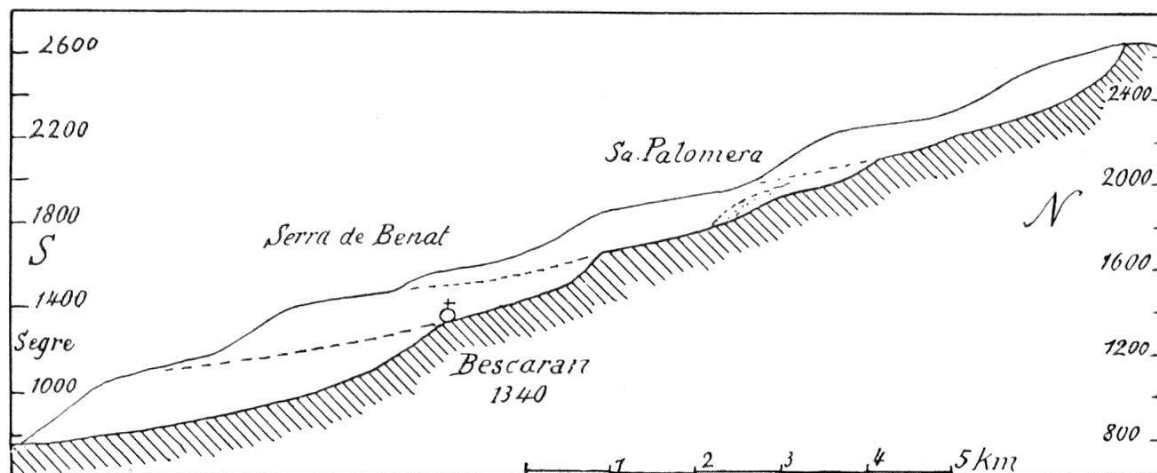


Abbildung 49. Längsprofil durch das Tal von Bescaran.

gegen S gerichteten Täler, auf; im unteren Teil auf 8 km Länge schmal, V-förmig und tief in die benachbarten Eckflurentreppen eingeschnitten, weist es talaufwärts ebenfalls Trogform auf und steigt stufenförmig an. Im Einzugsgebiet gabelt sich das Tal in zwei Aeste, einen nördlichen und einen, der nach Westen abzweigt und zu dem 2385 m hohen Längspass, genannt Port de Vall Civera, hinaufführt, über den man nach dem ostwestlich gerichteten Längstal von Civera gelangt. In beiden Quelltälern des Vall de Llosa geben mit Bergseen geschmückte Kare der Gebirgslandschaft das typische glaziale Gepräge; diese kleinen Seen kommen in Höhen von 2400 bis 2500 m vor. Der hier entstandene eiszeitliche Llosa-Gletscher besass in seiner maximalen Ausdehnung eine Länge von 10 km, und seine wohlentwickelten Endmoränen reichen bis auf 1400 m Meereshöhe hinab. Auf dem rechten Moränenwall stehen, wie bereits Pau Vila bemerkt hatte, in 1625 m die wenigen Häuser des kleinen Weilers Viliella. Ein anderer etwas kleinerer Talgletscher lag in dem westlichen Seitental, das von der Tossa Plana herabführt und dort ebenfalls mit einem typischen Kar mit 2 Bergseen in 2580 m Höhe beginnt.

Westlich von diesem Kar folgen nach der Karte von M. Chevalier am Südabhang dieses Kammes noch weitere 5 solche Nischen, von denen vier kleine Seen aufweisen; das zweitletzte dieser Kare befindet sich in typischer Ausbildung, mit 2 Bergseen in 2400 m Höhe, am Südfuss des Pic de Perafita, und in ihm nimmt der Rin de Sanillers seinen Ursprung, der das Tal von Aransa durchfließt. Auch dieses ansehnliche und gegen 14 km lange Tal, das ich am 20. Juli 1927 kennen lernte, ist morphologisch den beiden eben betrachteten von Llosa und Maranges durchaus ähnlich. Oberhalb einer deutlichen Talstufe, wo sich in 1493 m das Dorf Aransa befindet, weitet es sich und ist weiter aufwärts, auf grössere Erstreckung hin, mit mäch-

tigem Gletscherschutt bedeckt; dieser setzt 0,7 km oberhalb des genannten Dorfes bei 1550 m ein; aber auch in 1700 m, in 2150 m und in 2300 m lassen sich deutliche Endmoränen des sich allmählich zurückziehenden Gletschers feststellen, der in seiner grössten Ausdehnung 7 km Länge besass. Von 2100 m Höhe an ist das Tal breit trogförmig und steigt in mehreren Stufen zum Ursprungskar an; so weist der Talboden in 2160 m einen Sumpf auf, von dem eine 140 m hohe Stufe zu einem von Endmoränen abgedämmten See hinaufführt; oberhalb desselben folgt die oberste Talstufe zu den genannten Karseen (s. Abbild. Tafel IV, 8). Aber auch am westlichen Seitenkamm, der Sa. Albuna, die den rundlichen, 2524 m hohen Gipfel des Ponso trägt, lassen sich Kare erkennen, aus denen stark bewaldete Moränenwälle führen (s. Abbild. 48). Die Landschaft oberhalb Aransa weist somit alle Züge eines durch die eiszeitliche Vergletscherung umgeformten Mittelgebirges auf, wobei sowohl die Karbildung wie auch die Umgestaltung der abwärtsführenden alten Flusstäler zu gestuften Trogtälern mit reichlicher Moränenüberführung in eindrucksvoller Weise zu erkennen sind.

Aus der Betrachtung des Längsprofils des Aransatales ergibt sich die grosse Bedeutung der Stufe unterhalb des genannten Dorfes. Ohne Zweifel gehört das obere Talstück einem früheren, wahrscheinlich tertiären Erosionszyklus an, als auch das Tal des Segre, das Haupttal, um 240 m weniger stark eingetieft war; denn die verlängerte Mittellaufstrecke oberhalb Aransa lässt sich mit der Terrasse in 1180 m Höhe in Verbindung bringen (vergl. Abbild. 48).

Ob auch zwischen den höheren Stufen eine Beziehung mit den höher gelegenen Eckfluren in 1325, 1500 und 2100 m Höhe bestanden hat, lässt sich, mangels genauer Kartierung, nicht feststellen, wohl aber annehmen. Sehr wahrscheinlich aber ist die letzte Ausgestaltung der Stufen mit den an ihrem Fusse vorhandenen Becken durch Gletschererosion bewirkt worden; ebenso die Bildung der hier typisch entwickelten Kare, die noch während längerer Zeit gegen das Ende der Eiszeit, als sich die Gletscher allmählich zurückzogen, von kleineren Gletscherindividuen eingenommen waren, wie aus den deutlichen Rückzugsmoränen zu schliessen ist. Im Maximum der letzten Eiszeit lag hier die Schneegrenze in 2200 m; später rückte sie naturgemäss immer höher hinauf.

Ohne Zweifel lag auch im westlichsten jener grösseren gegen Süden gerichteten Täler der Tossa Plana-Gruppe, im Tal von Bescaran, das in einem der 5 genannten Kare seinen Ursprung nimmt, in der Eiszeit ein selbständiger Lokalgletscher; Trogform und Stufenbau lassen einen solchen bei einer Schneegrenze von 2200 m bis auf 1800 m hinabreichend annehmen;

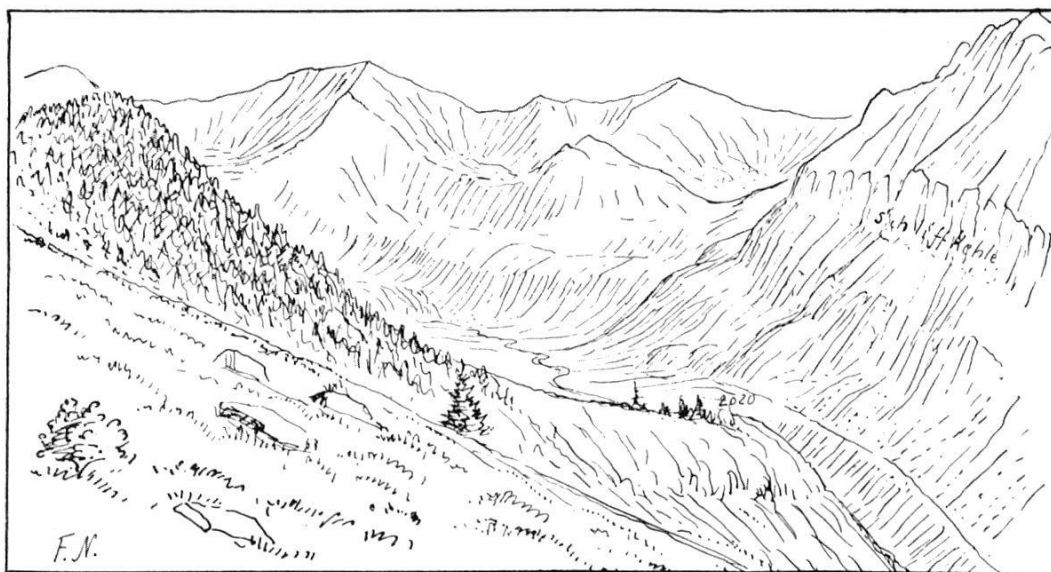


Abbildung 50. *Glacialgeformte Gebirgslandschaft
auf der Nordseite des Port de Perafita.*

gehen doch die obersten Talhänge an Bergkämme von 2600 bis 2760 m hinauf.

Der Stufenbau dieses Tales geht deutlich aus einem nach der Carta topograf. mil. Hoja 86 (Bl. 1) gezeichneten Längsprofil hervor. Auch hier erscheint der Unterlauf schmal, V-förmig in ein höheres Terrassen- und Eckflurensystem eingeschnitten, während die oberen Talstrecken mehrere Stufen aufweisen, die auf höhere Niveaus hinausgehen (man vergl. Abbild. 49).

So entsprechen auf der Westseite des allgemein steil abfallenden Tales die Verflachungen der Serra Palomera und der Serra Benat den höheren Stufen des Tales, dessen Anlage offenbar, ähnlich wie diejenige des Aransatales, in die Tertiärzeit zurückgehen dürfte.

Ueberblicken wir die Gesamtheit der talbildenden und eiszeitlichen Erscheinungen am Südabhang des Puig Pedros-Massivs, so können wir an einer Reihe von grösseren Tälern übereinstimmende morphologische Züge feststellen. Es sind dies fast überall zunächst der tiefe schmale, offenbar jugendliche, rein fluviale Einschnitt im Unterlauf und der Stufenbau, verbunden mit Trogform und Moränenbildungen, im oberen Teil der Täler. Der Stufenbau im Längsprofil dürfte im wesentlichen schon vor der Eiszeit bestanden haben als Folge erneuerter Hebung und Tiefenerosion; er ist später offenbar durch den glacialen Abtragungs- und Erosionsprozess verstärkt worden. Aus den Längsprofilen der untersuchten Täler ergibt sich eine deutliche Beziehung zwischen oberen alten Talstrecken und Eckfluren oder Terrassen, wie sie sich am unteren Ende der Seitenkämme vor-

finden, welche jene Abdachungstäler begleiten. Solchen Eckfluren kommt ohne Zweifel ein tertiäres Alter zu. Der jugendliche, fluviatile Einschnitt im Unterlauf dieser Täler ist durch das relativ junge Einschneiden des Hauptflusses, des Segre, bedingt, einen Vorgang, der sich unmittelbar vor der Eiszeit, frühestens im Pliocän ereignete. Damals bestand im Becken der Cerdagne, wie aus der Literatur bekannt ist und wie wir noch ausführen werden, ein flacher See, dessen Sedimente namentlich in der Umgebung von Puigcerda eine grössere Verbreitung aufweisen (s. Abschnitt V).

Sodann seien hier noch die wichtigsten Ergebnisse hinsichtlich der diluvialen Lokalvergletscherung der Südabdachung des Puig Pedros-Massivs übersichtlich zusammengestellt, um eine Vergleichung mit analogen Verhältnissen anderer Gebirgsgruppen zu erleichtern:

Gletscher	Exposition	Länge	Ende	Schneegrenze
Kargletscher . . .	S	3 km	1750 m	2250 m
n. Maranges				
Durangletscher . .	SSE	5 km	1600 m	2100 m
Llosagletscher . .	S	10 km	1400 m	2100 m
Tossa Planagletscher	S	4 km	1620 m	2150 m
Aransagletscher . .	SE	7 km	1550 m	2150 m
Bescarangletscher .	SSW	4 km	1800 m (?)	2200 m
Mittel			1620 m	2150 m

Es darf darauf hingewiesen werden, dass hier zum erstenmal genauere Angaben über die Ausdehnung der diluvialen Lokalgletscher des Puig Pedros-Massiv vorliegen.

b. Täler der Nordabdachung.

Wie wir bereits bemerkten, wird der grössere Teil der nördlichen Abdachung des Puig Pedros-Massivs vom R. de Valira, dem Hauptfluss der Republik Andorra entwässert. Dieser Fluss entspringt in der Gruppe des Pic des Pessons, aus welcher ihm noch etwa ein Dutzend Bäche zuströmen, von denen die grösseren in bemerkenswerten Tälern fliessen. Alle diese Täler nehmen nämlich, wie das des Valira, ihren Ursprung in sehr gut entwickelten Karen mit ausgeprägtem Stufenbau und mit Becken, in denen kleine Bergseen liegen. Diese glazialen Formen, die sich alle in granitischem Untergrund befinden, sind auf der erwähnten Karte des M. Chevalier von Andorra sehr gut zu erkennen, und ihr lassen sich auch die folgenden Höhenzahlen für Karseen und Talstufen entnehmen.

So steigt man über eine 200 m hohe Talstufe im Hintergrund des hier trogförmigen Valiratales zu der untersten Schwelle

eines über 1 km breiten Grosskares empor, in welchem 13 Bergseen in drei gestuften länglichen Eintiefungen liegen; diese bildeten offenbar vor der Vereisung drei Einzugsrinnen des Hauptflusses und wurden dann in Treppenkare umgewandelt, deren trennende Rücken oder Gräte der nivalen Wandverwitterung zum Opfer gefallen sind. Die unterste mit Seebecken versehene Stufe liegt in 2307 m; von da steigen die übrigen kleinen Seen in 3 bis 4 weitem Stufen bis auf 2480 m hinauf.

Im Einzugsgebiet des Valiraflusses finden sich weitere, aber meist schmalere, das heisst einfache Seekare noch am Nordhang des 2751 m hohen Pic de Montmalus und des um 60 m höheren Pic d'Envalira; ferner nördlich und westlich des Pic d'Ensagents (2824 m) und nördlich des Pic de Cuvil. Die aus diesen über Stufen liegenden Karen führenden Täler, in denen überall alte Moränen lokaler Gletscher vorkommen, fallen auch im untersten Abschnitt je mit einer Stufe ins Haupttal ab, so diejenigen des R. de Cortals, des R. d'Ensagents und des R. de Cuvil; es sind also Hängetäler, wie sie in ehemals vergletscherten Gebieten häufig sind.

Ähnliche morphologische Züge treten uns auch im grössten der linksseitigen Seitentäler des Valira, im Tal des Riu Madriu, entgegen. Dieses gegen 12 km lange Hochtal senkt sich auf der Nordseite des Tossa-Plana-Hauptkammes vom 2385 m hohen Port de Vall Civera in westlicher Richtung, weist im Mittellauf Stufenbau und Trogform auf und mündet mit zirka 300 m hoher Stufe beim Badeort Escaldes ins Haupttal ein. Seiner Richtung nach besitzt es durchaus den Charakter eines im Streichen des Gesteins liegenden Längstales; allein nach den geologischen Karten von J. Roussel und L. Bertrand ist es gänzlich in Granit eingetieft; jedoch ist es wahrscheinlich, dass seine Anlage auf eine tektonisch bedingte Ruschelzone bedingt ist; in ihrer östlichen Fortsetzung dürfte ferner das früher genannte Val Civera liegen (s. Abbild. 46).

Das Tal des R. Madriu nimmt wie das des R. Valira seinen Anfang in einem seenreichen treppenförmig gestuften Grosskar am Südhang des Pic des Pessons, mit mehreren Bergseen in 2295, 2385 und 2440 m Höhe. Ihr Abfluss stürzt in mehreren Fällen die fast 200 m hohe Stufe des Talschlusses hinunter. Auf der Südseite des muldenförmigen Hochtales öffnen sich 3 Kare, die am Nordhang des Tossa-Plana-Hauptkammes eingetieft sind.

In 1400 m Höhe, wo die Stufenmündung des Tales des R. Madriu einsetzt, mündet von S her das gestufte Hochtälchen des Riu Perafita ein, das sich bei 1935 m Höhe in 3 Quelläste zu spalten beginnt, von denen jeder in Stufen zu einem Kar hinaufführt; es sind hier bekannte Weidegebiete, von denen

das eine als die Conca de Claro, das andere als Conca de Perafita bezeichnet wird. Auch diese Kare sind, wie diejenigen auf der Südseite des gleichen Kammes, mit scharfgeschnittenen, steilabfallenden Wänden in eine ehemals kuppige Mittelgebirgslandschaft eingetieft (vergl. Abbild. 50). Aus ihnen ging ein kleiner Gletscher hervor, der sich bei einer Schneegrenze von 2100 m im Maximum der letzten Eiszeit mit dem Madriugletscher vereinigte, sodann später deutliche Rückzugsmoränen in 1850 und 2150 m Höhe ablagerte. Aber noch in 2300 m, unterhalb eines Bergsees, des Estangs de Perafita, vorkommender Gletscherschutt beweist, dass sich offenbar noch lange ein kleiner Kargletscher im Schatten hoher Felswände gehalten hat.

Ueber weitere Erscheinungen morphologischer Art, namentlich über Fragen der Talbildung und der eiszeitlichen Vergletscherung im Gebiet der «Täler von Andorra» werden wir uns in einem späteren Abschnitt näher äussern (s. S. 130).

IV. Die südliche Randkette.

Die südliche Gebirgszone der Cerdagne bildet orographisch eine vorherrschend west-östlich verlaufende, 68 km lange Hauptkette mit zahlreichen, meist verhältnismässig kurzen Nebenketten; sie setzt sich aus drei geologisch und morphologisch recht verschiedenartigen Gebirgsgruppen zusammen. Als erste ist der Westteil der Puigmalkette zu nennen, der sich in einer Länge von 15 km vom Col de Nuria über den 2909 m hohen Puigmal hinzieht, um von hier an gleichmässig bis zum Col de Tosas auf 1800 m Höhe abzufallen. Hierauf folgt die Gruppe der 2537 m hohen Tossa de Alp, die auf 18 km Länge die Hauptkette bildet; sie wird auf der Westseite vom 1780 m hohen Einschnitt des Col de Pendis und von den hier abzweigenden Quertälern begrenzt. Hier setzt nun die bis auf 2660 m Höhe ansteigende, 35 km lange Kette der Sierra de Cadi ein, die fast genau in ost-westlicher Richtung verläuft und am Quertal des Segre unterhalb des Beckens von Seo de Urgel endet.

1. Die Sierra de Cadi.

Diese Kette bildet einen ausgesprochenen Isoklinalkamm aus mächtigen, südwärts einfallenden Kreide- und Eocänkalken, während die beiden andern Gebirgsgruppen vorherrschend aus paläozoischen steilgestellten Kalken, Schiefern, Sandsteinen und Quarziten bestehen, wobei auffälligerweise das Streichen dieser Schichten W 25—30° N verläuft, also durchaus nicht mit der Hauptrichtung der genannten Gebirge übereinstimmt.

Die geologische Beschaffenheit der genannten südlich des Segre aufragenden Sierra de Cadi ist 1934 von *H. Boissevain* untersucht und in einer umfangreichen Abhandlung geschildert worden (Lit. p. 14, 34). Unterhalb des hohen Felsabsturzes bilden den Isoklinalkammes treten auf der Nordseite verschiedene, älteren Formationen angehörende Schichtenkomplexe zutage, deren Lagerungsverhältnisse bei der im allgemeinen spärlichen, teilweise steppenartigen Vegetation gut wahrzunehmen sind. Einen Einblick in den geologischen Bau der Gebirgsgruppe bietet uns eine Wanderung durch das schmale, in höhere Terrassen eingeschnittene Tal des R. de Bastanis, das sich südlich von Martinet am Segre öffnet (s. Abbild. 51). Da treten uns zuerst noch ein Granitaufläuffer des Puig Pedros-Massivs und hierauf eine ausgedehnte Serie paläozoischer Schiefer entgegen, in die ein schmaler Intrusionsstock von Porphyr eingelagert ist. Oberhalb Bastanis, einem kleinen Weiler im Talhintergrund, steigt man zunächst über zahlreiche Schichtköpfe von triasischen Kalken, roten Sandsteinen und ebensolchen Schiefern und Mergeln bis auf 1800 m Höhe hinauf an, über denen sodann widerstandsfähige, mächtige Urgonkalke liegen, die von eozänen, den Kamm bildenden Kalksteinschichten überlagert werden (s. Abbild. 52). Auf der Westseite des Tales von Bastanis hat bei Querforadat *H. Boissevain* eine aus gleichen mesozoischen Schichten gebildete Synklinale nachgewiesen, die wohl durch Faltung entstanden ist, zu der der isoklinale Hauptkamm den entsprechenden Südschenkel darstellt. Nach dem genannten Autor wird jene Synklinale auf ihrer Nordseite durch einen Bruch begrenzt, der sich mehrere Kilometer weit in ostwestlicher Richtung hin verfolgen lässt. Dem scharf geschnittenen, durch kahle Felsköpfe gebildeten und sehr steil abfallenden Hauptkamm stehen die zahlreichen, meist nur 5 bis 8 km langen nördlichen Seitenkämme gegenüber, die zufolge ihres anders gearteten geologischen Baues aus meist undurchlässigen Gesteinen rundliche Formen, Kuppen und Rücken, aufweisen und stark nordwärts abfallend an ihrem Ende in mehr oder weniger deutliche Terrassen auslaufen (vergl. Abbild. 51).

In diese Terrassen sind sowohl die vielen kurzen von der Sierra de Cadi absteigenden Quertäler wie auch das Tal des Segre zwischen den Becken von Bellver und von Seo de Urgel um 200 bis 300 m tief eingeschnitten. Es lassen sich dabei, nach der *Mapa militar de España*, Hoyas 86 y 62, im Masstab 1:100 000, höhere und tiefere Terrassensysteme unterscheiden; den höheren gehören z. B. der Monsech de Beixach 1392 m, der Serrat de la Matesa in 1318 m, die Terrassen in 1350 m östlich Ventureta, und in 1303 m von Las Cabanellas, sowie südwestlich von Bar eine in 1450 m Höhe gelegene Fläche an; einem tiefern Niveau

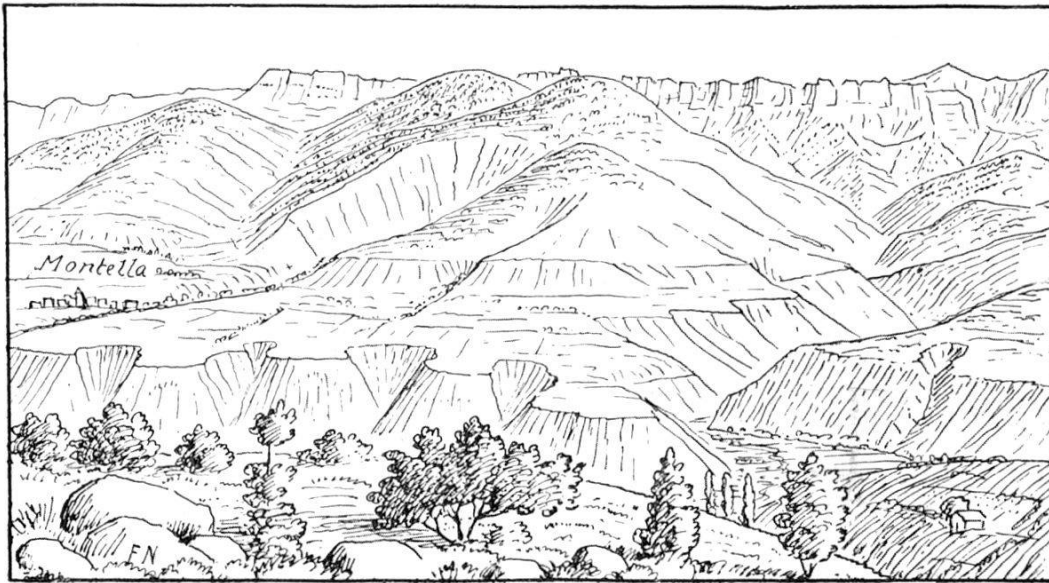


Abbildung 51. *Blick von Musa auf die Sierra de Cadi, das Tal von Bastanis und die Terrasse von Montella.*

sind die breiten Terrassen von Montella und von Toloriu, beide in 1150 m Höhe, die Flächen in 1050 m westlich von Arseguel und in 1200 m bei Villanova zuzurechnen. Auch südlich des Beckens von Bellver stellen sich 200 bis 250 m über dem Talboden gelegene Verflachungen beziehungsweise Eckfluren ein. Weniger gut entwickelt sind solche auf der Nordseite des Segre-ales; erst oberhalb Aristot, namentlich in der Umgebung von Martinet, konnten solche in guter Ausbildung nachgewiesen werden (vergl. Seiten 105, 129 und Abbild. 58).

Es ergibt sich, dass diese Terrassen als Reste eines Talbodens des Segre zu deuten sind, der von diesem Flusse zu einer Zeit durchflossen wurde, als die Einsenkung der Becken von Bellver-Cerdagne und von Seo de Urgel noch nicht so stark fortgeschritten war wie in der Quartärzeit. Der Eintiefung des Hauptflusses folgten naturgemäss auch die Seitenflüsse, und diese führen auf der Südseite des Segre-ales in zwar schmalen, aber fast ausgeglichenen Talfurchen zum Hauptkamm der Sierra de Cadi hinauf, wo durch das rinnende Wasser zahlreiche Erosionstrichter ausgewaschen worden sind. Nur an zwei Stellen sind solche Trichter in Karnischen umgewandelt worden, in denen lokale Endmoränen das Vorkommen diluvialer kleiner Gletscher verraten; solche Moränen reichen in dem Kar Prat del Cadi bis 1850 m und im Pla del Creu bis 1750 m hinab. Am Südabhang der Sierra konnten solche Gletscherbildungen in zirka 2100 m Höhe wahrgenommen werden; dementsprechend lag hier die damalige Schneegrenze in zirka 2300 m Höhe.

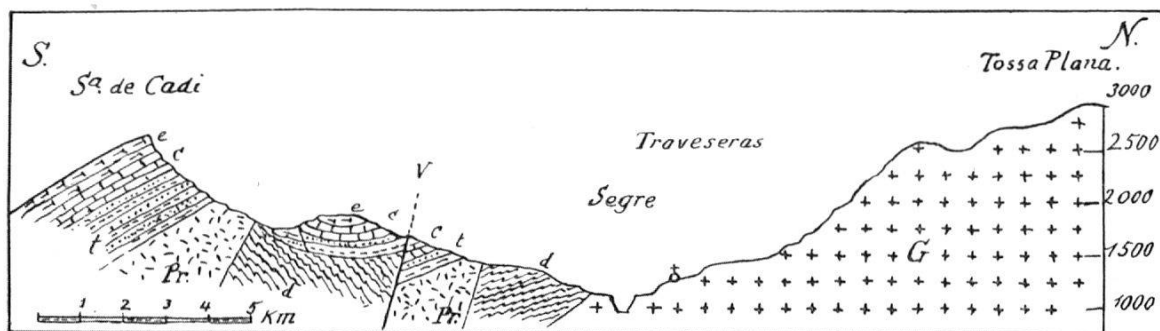


Abbildung 52. Geologisches Profil des Segretales und der Sierra de Cadi (nach H. Boissevain).

Im Gegensatz zur nördlichen Abdachung der Sierra de Cadi weist deren Südseite eine ganz andere orographische und geologische Beschaffenheit auf. Es fehlen hier die zahlreichen, regelmässig vom Hauptkamm abzweigenden Nebenketten. Ersterer fällt vielmehr, nur durch schwach vertiefte Erosionsfurchen gegliedert, verhältnismässig steil um 800 bis 1200 m tief zu ausgeprägten Längstälern ab, die sich teils gegen Osten, teils gegen Westen hin abdachen; nach dieser Seite hin werden sie durch den Rio de Bansa entwässert, der sich bei Organa in den Segre ergiesst, nach Osten fließen der Rio Bastareny und der Rio Saldès dem Llobregat zu. Diese Längsfurchen sind strukturbedingt; sie folgen den durch die Faltung bewirkten tektonischen Linien, die durch Verwerfungen und Faltenüberschiebungen hervorgerufen wurden. Südlich von dieser Längstalzone ist die Gebirgslandschaft durch mehrere 2000 bis 2250 m hohe, zum Teil abgeflachte Gebirgsgruppen gekennzeichnet, wie die Sierra del Port del Compte, die Sierra Verde, die Sierra Cataro, den Serrat Vutto u. a. Diese Erhebungen bauen sich nach O. Mengel, L. M. Vidal und P. Birot aus stark gefalteten Schichten des Mesozoikums und des ältern Tertiärs auf (Lit. 13, 14). Die Hauptfaltung dieser Gebirgszone erfolgte im Oligocän, aus welcher Zeit sowie aus dem Bartonien mächtige Konglomerate, ähnlich denen des Montserrat, stammen; von diesen soll später im Zusammenhang mit der morphologischen Entwicklung des Hochlandes der Cerdagne noch die Rede sein.

2. Die Tossa de Alp.

Der zwischen dem Col de Pendis (Pandis) und dem Col de Tosas aufragende, westöstlich gerichtete Kamm setzt sich aus mehreren rundlichen, oben abgeflachten Kuppen zusammen, unter denen die 2537 m hohe Tossa de Alp nicht nur die höchste, sondern auch die flächenhaft grösste dieser Erhebungen ist; sie ist demzufolge auch am stärksten gegliedert; denn nach

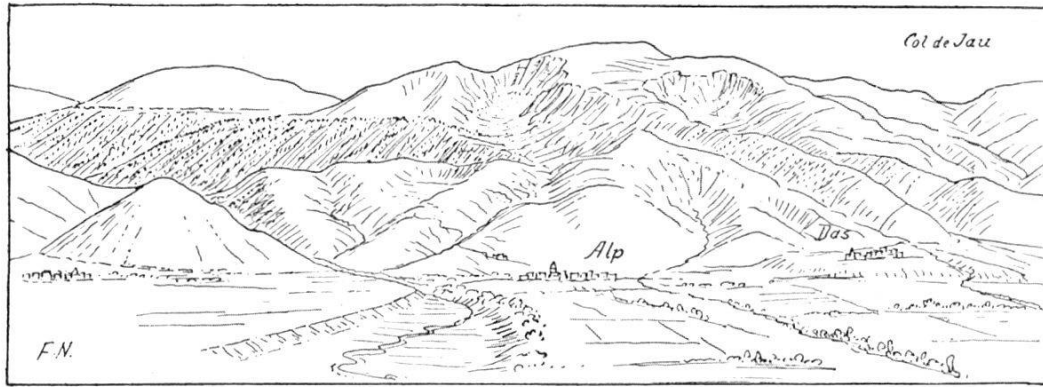


Abbildung 53. *Blick auf die Tossa de Alp von N gesehen*

Norden dehnt sie sich 5 km weit aus. Nach Osten fällt sie um etwas mehr als 200 m zu einem Sattel ab, wo das Tal des Torrente de Ringueta beginnt, das sich nordwärts zur Riera de Alp abdacht. Es folgen nun die einfacher geformten, weniger gegliederten Kuppen des Puig Llanzada von 2410 m und sodann des 1980 m hohen Sitjar östlich des Pla de Anyella.

Auf der Westseite der Hauptkuppe, der Tossa de Alp, führt der Kamm über den 2274 m hohen Rücken der Penas Altas zu dem bis 2045 m aufragenden Plateau «Plans de Muxerons» hinüber. Ähnlich wie die Sierra Cadi fällt auch die Gruppe der Tossa de Alp gegen S steil ab und zwar zu den Quellbächen des Llobregat.

Alle diese orographischen Verhältnisse lassen sich aus dem Blatt Das der Hoja 86 der Carta topogr. militar, im Masstab 1:20 000, ansehen; es enthält eine gute übersichtliche Darstellung in Isohypsen der gesamten Gruppe der Tossa de Alp.

Da diese Gebirgsgruppe, wie bereits angedeutet, ausschliesslich aus paläozoischen Gesteinen aufgebaut ist, und zwar aus steilgestellten Kalken, Schiefern, Sandsteinen und Quarziten des Devons und des Karbons, deren Lagerungsverhältnisse in keiner Weise mit der Oberflächengestaltung übereinstimmen, haben wir es hier samt und sonders mit Formen älterer und jüngerer Abtragungsvorgänge zu tun.

Den ältesten und den wohl auch am längsten andauernden Abtragungsvorgängen ist die Bildung der oben beschriebenen flachen Kuppen und Rücken zuzuschreiben, die in Höhen von 2040 bis 2530 m liegen. Von hier fallen die Hänge steil zu Verflachungen, «Pletas» genannt, ab, die sich in 1800, 1700 und 1600 m ausdehnen und auf die die meisten Hochtälchen und die höheren, schmalen Bachgräben einmünden. Als solche «Pletas» treten uns diejenige südlich Molina auf der Nordseite des Puig Llanzada in grösserer Breite in 1700 bis 1736 m, sodann am Nordhang der Tossa de Alp die Pleta de las Vacas, des Tosal de

la Fia und der Cap de Bach Gran in 1713 m entgegen; auf der Nordwestseite finden sich der Serrat de Creueta in 1760 bis 1800 m sowie der Collet de Mirabo oberhalb Urus vor.

Unterhalb der «Pleta»-Zone folgt im Vertikalausmass von 400 bis 500 m nochmals ein steilerer Abfall, durch das die tiefere Bergzone gekennzeichnet ist; dementsprechend weisen auch die dort tief eingeschnittenen, V-förmigen Bachtälchen ein grösseres Gefälle auf. Einige der grösseren münden auf eine aus Tertiärablagerungen aufgebaute Terrasse aus. Auf dieser Terrasse liegen in 1220 bis 1280 m die Dörfer Urus, Das und Alp. Die unteren und steileren Einschnitte jener Tälchen, so des Torrente de Fonllebrera, des T. de Canals und der Balira, sind offenbar jüngere Bildungen und als Folgewirkungen einer Hebung der bereits zum Mittelgebirge umgeformten Berggruppe zu betrachten, deren breite Rücken und flache Kuppen sehr wahrscheinlich schon in der mittleren Tertiärzeit durch subaerische Denudation entstanden waren.

Aber auch die an ihren Hängen eingeschnittenen Hochtälchen mussten schon vor der Eiszeit existiert haben; während derselben haben mehrere derselben Trogfornen und Kare erhalten; denn in diesen Eintiefungen machen erratische Schuttbildungen, Moränen und Blöcke das Vorkommen einiger diluvialer Hänge- und Kargletscher wahrscheinlich.

So lassen sich auf der Westseite des Tossa de Alp zwei Kare im Einzugsgebiet des Tte. de Fonllebrera mit Moränen in 1900 und 1960 m erkennen. Ein anderes Kar ist offenbar auf der Ostseite, am Abhang nach dem Tal des Tte. de Ringueta vorhanden, wo Moränen in Hufeisenform bis auf 2100 m hinabgehen. Besonders gut ausgeprägt und infolge der Bildung mächtiger, kahler Schutthalden von weitem erkennbar sind zwei Kare, die am Nordabhang der Tossa in 2400 m Höhe einsetzen. Das westliche führt vom Serrat de la Pedrusas abwärts und Endmoränen finden sich bei 1900 m; von hier an abwärts setzt sich das Tal mit V-förmigem Querprofil und gewundener Anlage in nordwestlicher Richtung fort und sein Bach ist einer der beiden Quellbäche des Arroijo de la Balira, der westlich von Das in die Ebene einmündet.

Die bisher erwähnten Vorkommnisse von Karen und lokalen Moränen lassen auf 4 Kargletscher schliessen, deren Schneegrenze in einer Höhe von 2150 bis 2200 m angenommen werden darf.

Eine bemerkenswerte Beschaffenheit weist das offenbar von einem etwas grösseren Gletscher eingenommene Hochtälchen auf, das sich vom Hauptgipfel weg direkt gegen N hinunterzieht und mit dem östlichen der beiden obern erwähnten Kare beginnt. In diesem liegt eine solche Menge postglazialen Verwitterungs-

schuttes, dass darin das abfliessende Wasser meistens versickert und erst weiter unten als kleiner Bach austritt, der sich 2 km oberhalb des Dorfes Alp in 1180 m Höhe in die Riera de Alp ergiesst. Steigt man in jenem in paläozoische Schiefer eingeschnittenen Bachtälchen aufwärts, so stösst man schon in 1400 m Höhe auf eigenartige Schuttbildungen, die sich in unregelmässigen Wall- und kleinen Hügelformen zunächst bis 1600 m hinauf verfolgen lassen; hier stellt sich nun eine Verflachung, ein fast ebener Boden ein, der bergwärts von einem halbkreisförmigen, aus Kalkstein bestehenden Steilabfall, einer 150 m hohen Talstufe, begrenzt wird. Jene bis 1400 m vorkommenden Schuttbildungen setzen sich aus ziemlich gemischtem kantigem Gesteinsmaterial zusammen, in dem zwar graue Kalksteine vorherrschen, daneben aber noch Quarzitkonglomeratstücke, sowie Blöcke aus rotem Schiefer und Sandstein anzutreffen sind. Da diese Schuttablagerungen bis in die Zone anstehender Schiefer hinabreichen, müssen sie von weiterher stammen, also entweder von einem Bergsturz, Erdrutsch oder von einem Gletscher herrühren. Die langgezogenen Schuttwälle und ihre Lage in der Richtung des Tales lassen eher auf Gletscherablagerung als auf Bergsturz schliessen. Allerdings wäre hierbei ein bis 4 km langer Talgletscher anzunehmen, mit einer Schneegrenze in 1800 m, einer Höhe, die gegenüber der bei den 4 Kargletschern festgestellten Firnlinie als zu niedrig erscheint.

Zur sichern Angabe, welcher Entstehung jene Schuttmassen sind, wären eingehende geologische Untersuchungen der Tossa de Alp und eine entsprechende Kartierung im Masstab 1:20 000 erforderlich, die bis heute leider nicht vorliegen.

Mit grösserer Sicherheit lässt sich dagegen die Moränennatur von Schuttwällen oberhalb jener oben erwähnten Talstufe in 1760 bis 1840 m erkennen, wo sich neuerdings eine Verflachung des Tales einstellt, die offenbar dem früher erwähnten Niveau des «Pletas» entspricht. Von hier führt eine 120 m hohe Stufe in das stark verschüttete Ursprungskar hinauf. Der bis 1760 m hinabreichende Gletscher besass eine Länge von 2,3 km und eine Schneegrenze von 2100 m, ein Wert, der dem oben gefundenen von 2150 bis 2200 m nahe kommt. Immerhin ist es denkbar, dass zeitweilig die Schneegrenze auf der Nordseite bis auf 1800 m gesunken war, wodurch sich der Gletscher bis auf 1400 m hinab entwickeln konnte.

3. Die Puigmalgruppe.

Von dem Hauptkamm, der sich vom Col de Tosas in nordöstlicher Richtung über den Puigmal zum Col de Nuria hinüberzieht, zweigen 7 rückenförmige Seitenkämme gegen Nordwesten ab, die sich in dieser Richtung senken und sodann fast auf

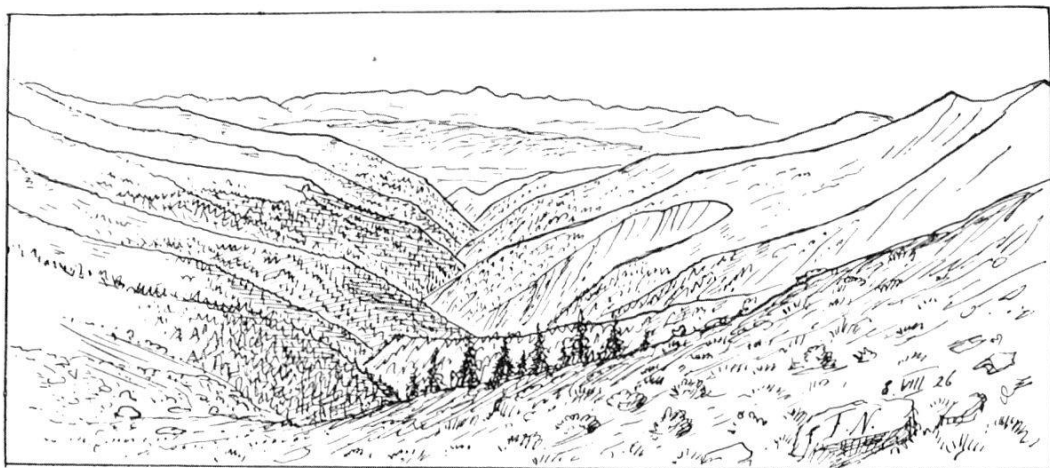


Abbildung 54. *Blick auf das Quelltal des Segre.*

gleicher Linie endigen; es handelt sich um eine tektonische Linie, einen Bruchrand, der sich auch gegen den Nordfuss der Tossa de Alp und der anschliessenden Berge hin fortsetzt. Zwischen jenen 7 Seitenkämmen liegen tief eingeschnittene, meist V-förmige Täler, die mit wenigen Ausnahmen am Hauptkamm mit steilen Erosionstrichtern beginnen. Es handelt sich um reine Erosionstäler, die der fluviatilen Auswaschung und der Denudation ihre Entstehung verdanken.

Wie in vielen andern Tälern der Pyrenäen treten uns auch hier Gehängeknicken entgegen, die auf eine dreimal wiederholte Talvertiefung schliessen lassen. Offenbar schnitten sich die Flüsse hier zuerst in eine wellige Landoberfläche ein, die in der Abflachung des Hauptkammes und der oberen Teile der Seitenkämme und in einer sehr gut ausgesprochenen Gipfelflur zum Ausdruck kommt. Diese steigt von W auf 11 km fast gleichmässig mit 70‰ nach dem Puigmal auf 2909 m an, um sich von hier an ostwärts wieder leicht auf 2830 m zu senken (vergl. S. 64). In jene wellige, offenbar schon in der mittleren oder älteren Tertiärzeit (Oligocän) durch lang andauernde subaerische Obtragungsvorgänge entstandene, senile Landoberfläche sind zunächst weit geöffnete V-Täler eingesenkt worden. In diese haben spätere Flüsse schmalere Täler mit etwas steileren Böschungen ausgewaschen; die heutigen Flüsse strömen in ganz schmalen, teilweise schluchtartigen Furchen, deren Jugendlichkeit ganz auffällig ist und durch das Vorkommen einiger seitlicher Hängetäler weiterhin dokumentiert wird (vergl. Abbild. 54). So sind die schmalen meist nur 7 bis 8 km langen Flusstäler beschaffen, die bei den Dörfern Villalovent, Palau, Osseja, Err und Llo aus der Gebirgszone heraustreten und in das flache Becken der Cerdagne einmünden. Nur das Tal von Eyne weist einige Kilometer oberhalb der genannten Ortschaft, wo es in Granit eingeschnitten ist, eine

zwar schmale Trogform auf, die offenbar durch einen eiszeitlichen Talgletscher verursacht worden ist, der deutliche, blockreiche Moränen beim Talausgang abgesetzt hat (Lit. 2). Geringfügiger als hier sind die Eiszeitspuren in den andern, eben genannten Tälern; so ist es im Einzugs- oder Quellgebiet des Segreflusses, auf der Nordseite des 2795 m hohen Pic de Segre, nur zur Bildung eines Hängegletschers gekommen, von dem bis 2250 m hinabreichende Moränen, eine deutliche Schliffkehle am linken Gehänge und ein Kar mit Stufen Zeugnis ablegen. Ein kleiner Kargletscher existierte sodann in einer flachen Nische am Nordhang des 2346 m hohen Pic de la Tossa d'Err.

Die geringe Erhaltung glazialer Spuren selbst an hohen Kämmen ist möglicherweise auf die vorherrschend schieferige Beschaffenheit des Untergrundes zurückzuführen. Andererseits ist dieselbe für die Bildung fluviatiler Abtragungsformen sehr günstig; aus diesem Grunde erklärt sich auch die reiche Verästelung der Täler und die grosse Verbreitung sehr kleiner Rinnale und Furchen. Durch solche Rinnen und Erosionstrichter sind alle Abhänge der genannten Seitenkäme reichlich gegliedert. Die Steilhänge der grösseren und kleineren Täler sind vielfach von Nadelwald bestanden; oberhalb der in 2100 m Höhe gelegenen Waldgrenze dehnen sich auf den sanfteren Böschungen und den Rücken karge Weiden aus. Demnach ist diese Berglandschaft für die Anlage von Kulturland und von Siedelungen sehr wenig geeignet; so findet sich nur ein einziges, kleines Dorf in einem dieser schmalen Täler, nämlich Valcebollère im Tal von Osseja, dessen ungünstige Lage auch darin zum Ausdruck kommt, dass seine Bevölkerung in der Zeit von 1911 bis 1931 von 302 auf 116 Seelen zurückgegangen ist.

V. Die Beckenlandschaft der Cerdagne.

1. Ueberblick.

Wie oben angedeutet durchzieht der Segre in seinem intramontanen Längstal zwei ausgesprochene Beckenlandschaften, diejenige der Cerdagne und die von Lo Seo de Urgel, die von einander durch das 21 km lange, enge, gewundene Durchbruchtal von Martinet getrennt sind (s. Abbild. 55).

Die Beckenlandschaft der Cerdagne, die sich vom Col de la Perche in westsüdwestlichen Richtung hin erstreckt, ist bei einer maximalen Breite von 8 km 36 km lang. Innerhalb dieser Ausdehnung möchte *G. Astre*, gestützt auf geologische und orographische Tatsachen, zwei Becken unterscheiden, nämlich das der Cerdagne im eigentlichen Sinn und das von Bellver, das sich

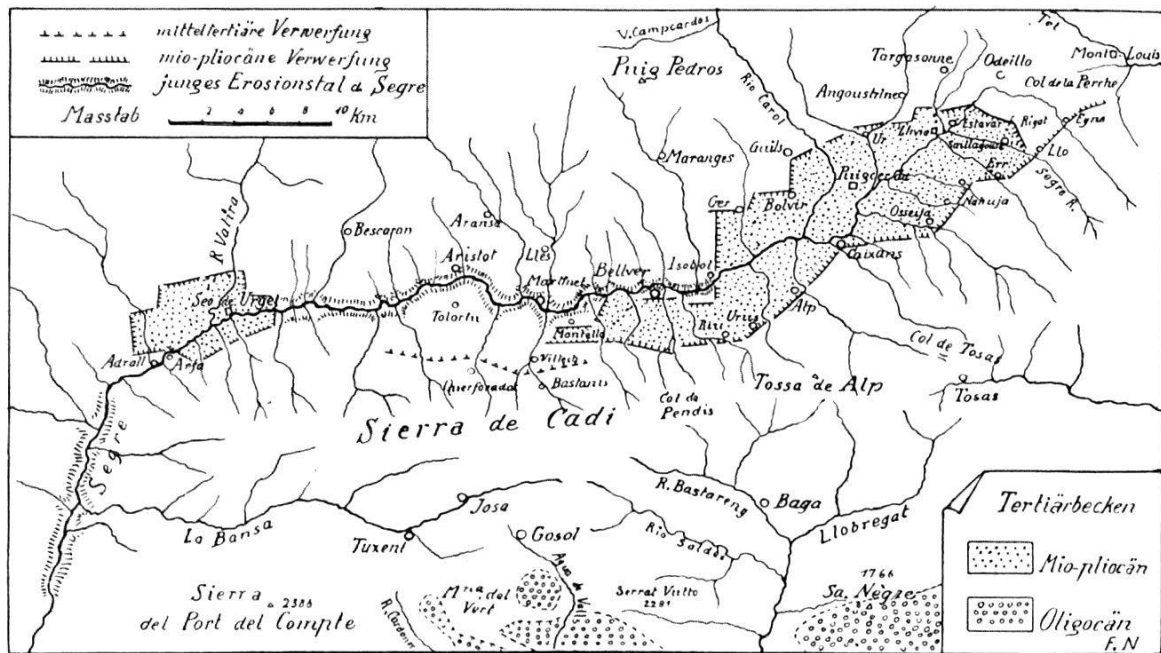


Abbildung 55. *Lage der Tertiärbecken im oberen Segretal und in Nachbargebieten.*

(Nach M. Chevalier, H. Boissevain, P. Birot und dem Verfasser.)

westlich des Riegels von Isobol in geringerer Breite und in vorherrschend ostwestlicher Richtung erstreckt (Lit. 15).

In diesen vom Segre durchflossenen Becken haben sich sowohl der Hauptfluss wie seine zahlreichen Nebenflüsse in teilweise recht ansehnliche tertiäre und quartäre, meist wenig verfestigte Ablagerungen eingeschnitten, wodurch ausgesprochene Terrassenlandschaften entstanden sind. Ueber die Lage und die geologische Beschaffenheit der verschiedenen Terrassen liegen Untersuchungen mehrerer Forscher vor, so dass wir über diese Verhältnisse gut unterrichtet sind. In neuerer Zeit wurden einzelne dieser Bildungen auch mit der gesamten morphologischen Entwicklung des Hochlandes der Cerdagne in Beziehung gebracht und dabei Auffassungen vertreten, die nicht unwidersprochen geblieben sind. Nach Darlegung der tatsächlichen Verhältnisse werden wir Gelegenheit finden, auf diese Diskussion näher einzutreten.

2. Die tertiären Ablagerungen.

Diese Bildungen, die in den Becken der Cerdagne und von Bellver eine Gesamtmächtigkeit von zirka 300 m und eine räumliche Ausdehnung von 30 km erreichen, sind bereits von einer ganzen Reihe von Geologen erwähnt oder untersucht worden, so von Ch. Lyell, Dufrénoy, A. Leymérie, Ch. Depéret, L. Rérolle,

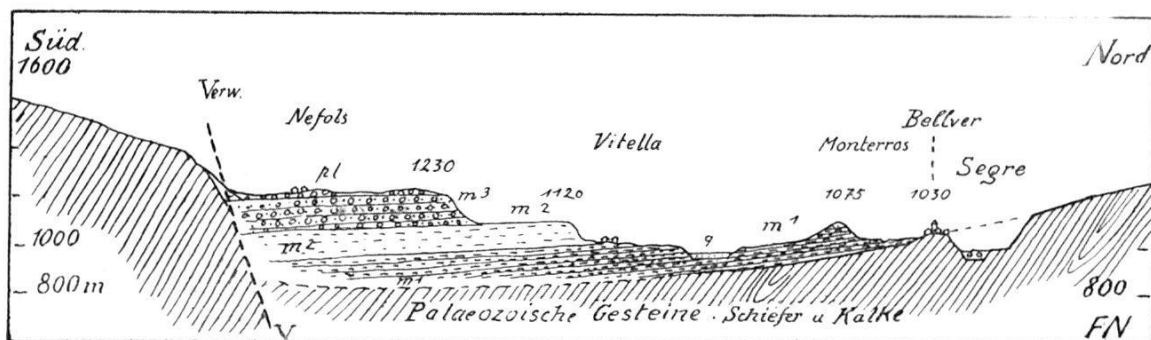


Abbildung 56. Geologisches Profil durch das Becken der Cerdagne in der Gegend von Bellver.

(Nach G. Astre und H. Boissevain: m^1 , m^2 , m^3 = ob. Miocän, pl = Pliocän, q = Quartär, Verv. = Verwerfung.)

O. Mengel, A. Penck, M. Chevalier, J. R. Bataller, J. Almera, G. Astre, H. Boissevain u. a. (siehe Lit. 4, 15, 16, 18, 19).

Nach diesen Forschern handelt es sich um miocäne und pliocäne Sedimente von verschiedener petrographischer Beschaffenheit und entsprechend abweichender Entstehung; neben lakustren, kommen Lignite führende Absätze ehemaliger Moore und darüber fluviatile und torrentielle Ablagerungen vor.

a. Bildungen der Miocänzeit.

Als unterste und älteste Sedimente erscheinen fossilreiche Kohlen führende Tone, Mergel und Sande, in denen Knochen von Mastodon, Hipparion grac., Dinotherium Cav., Amphicyon und von andern das Obermiocän kennzeichnenden Tieren aufgefunden wurden. Sehr reichhaltig und artenreich ist auch die der gleichen, durch ein warmes, feuchtes Klima ausgezeichnete Epoche angehörnde Flora, die in überaus zahlreichen und gut erhaltenen Blattabdrücken nachgewiesen werden konnte. Sodann finden sich Tone mit Süßwasser-Conchylien und darüber vorherrschend Sande und feine Kiese, die mit rötlichen Mergeln und Tonen abwechseln.

Die kohlenführenden tieferen Schichten wurden schon vor 100 Jahren an verschiedenen Orten ausgebeutet, nämlich bei Estavar, Sanabastre, Prats, Sa. Eugenia, Llivia und Das. Heute sind diese Bergwerke nicht mehr im Betrieb.

Während Depéret und Rérolle die von ihnen sorgfältig untersuchten miocänen Ablagerungen als lakustre Bildungen ansprechen möchten, wozu das Vorkommen von Süßwasser-Conchylien Anlass gibt, wies 1894 A. Penck, im Hinblick auf das Vorkommen von Ligniten und Säugetieren in den tieferen Lagen, darauf hin, dass wir es hier eher mit Absätzen zu tun haben,



Abbildung 57. *Blick auf die Terrassenlandschaft südwestlich von Bellver (links) im Tal des Segre.*

M = Tertiärhügel Monterros. Vit. = Vitella.

die in einem «versumpften Tal mit reichlichem Pflanzenwuchs und zahlreichen Altwässern, so etwa wie in dem heutigen Ennstal oberhalb des Gesäuses» entstanden seien (Lit. 9).

Die wechselnde Lagerung von kohlenführenden Tonen und von Absätzen mit Muscheln und Schnecken erinnert lebhaft an die Beschaffenheit zahlreicher in der Schweiz vorkommender Moore und von solchen umgebender Seen; Verhältnisse, wie sie namentlich von J. Früh und C. Schröter in ihrer umfangreichen Monographie über «Die Moore der Schweiz» eingehend geschildert worden sind.

Dass in der Cerdagne während längerer Zeit Seen und Sümpfe nebeneinander bestanden haben, geht auch aus der Darstellung von G. Astre über die höheren, dem Pliocän zugeschriebenen, allgemein recht mächtigen Ablagerungen hervor, die insbesondere im Becken von Bellver jene sehr gut entwickelten, 100 bis 170 m hohen Terrassen bilden, die von grobklastischen quartären Geschieben überlagert sind und auf denen die Dörfer Nas, Nefols und Sa. Magdalena stehen (siehe Abbild. 57).

Mit G. Astre hat auch M. Chevalier, dem wir eine eingehende Darstellung der analogen Bildungen im Becken von Lo Seo de Urgel verdanken, darauf hingewiesen, dass die beschriebenen tertiären Ablagerungen in den Becken der Cerdagne und von Bellver nach ihrer Bildung eine tektonische Störung, eine Senkung, verbunden mit einer gegen Süden gerichteten Schiefstellung von 10 bis 20° erfahren haben (Lit. 15). Diese Tatsache geht deutlich aus dem von Astre gezeichneten Profil hervor. Aber nicht recht ersichtlich ist bei dieser Darstellung, ob diese Schiefstellung durch eine Senkung des südlichen Randgebietes oder durch eine Hebung der nördlichen Gebirgslandschaft verursacht

worden sei. Nun hat seither *H. Boissevain* das Vorhandensein von Verwerfungen am Südrand der Terrassenzone nachgewiesen und gezeigt, dass dort diese Zone gesunken, beziehungsweise die südlich anstossende Gebirgsmasse sich gehoben habe, ähnlich wie dies von Pannekoek im Tal der Tet bei Prades nachgewiesen worden ist (vergleiche Seite 39 und Lit. p. 45, 1).

b. Pliocänbildungen.

An sechs Orten wurden Geröllablagerungen, die offenbar ins Pliocän zu stellen sind, auch auf der Nordseite des Beckens der Cerdagne nachgewiesen, nämlich bei Greixa in der Umgebung von Ger, ferner südlich von Bolvir bei La Corona, weiter ostwärts bei Saneja, bei Puigcerda, bei Enveitg und südlich von Angoustrine (vergleiche Abbild. 60).

Die Ablagerungen in der Umgebung von Greixa und Ger, die insbesondere an der neuen Strasse nach Maranges vor 10 Jahren gut erschlossen waren, sind damals sowohl vom Verfasser als auch von *H. Boissevain* notiert und untersucht worden. Letzterer vermochte hier an mehreren Stellen mehrere Brüche in diesen meist schwach verfestigten Ablagerungen festzustellen, bei denen Tone, Sande und Kiese, letztere mit deutlicher Deltastruktur, miteinander in Wechsellagerung stehen. Aus einem ähnlichen Profil bei Greixa geht hervor, dass die Bildung von Brüchen seit dem Absatz der untersten, kohlenführenden Tone bis gegen das Ende der Pliocänbildungen, die zuoberst aus groben Schottern bestehen, angedauert hat. Das Vorkommen von Verwerfungen auch auf der Nordseite des Cerdaner-Beckens, im Zusammenhang mit Brüchen zeigt uns an, dass es sich bei diesem Becken um einen Grabenbruch handelt; ferner erklärt sie uns das Auftreten pliocäner Ablagerungen in ungleichen Höhenlagen; danach liegen gleichaltrige Bildungen an den Rändern höher als gegen die Mitte zu.

Die zweite Oertlichkeit, von der in Zusammenhang mit Pliocänbildungen noch die Rede sein soll, ist der Hügel von Saneja, Puig de Saneja genannt, der sich westlich von Puigcerda und auf der Westseite des Rio de Carol etwa zirka 130 m hoch über dessen Talboden erhebt. Dieser Hügel ist auf seiner Oberfläche mit zahlreichen erratischen Granitblöcken übersät, die auf einer wenig dicken Moräne lagern. Diese wurde von *W. Panzer* und dem Verfasser als Moräne des risseiszeitlichen Carolgletscher erkannt (Lit. 17, 2). Auf der Ostseite des Hügels sind durch grössere Regenrisse gutgeschichtete Sand- und Kies-schichten mit kleinen Geröllen aufgeschlossen; diese Absätze weisen zum Teil Kreuzschichtung beziehungsweise Deltaschichtung auf. *W. Panzer* spricht die Vermutung aus, dass es sich

aus diesem Grunde sowie wegen der Feinheit der Absätze und einer gelblichen Färbung um eine Ablagerung handle, die älter sein könne als die auflagernde Moräne und vielleicht überhaupt nichts mit Eiszeitbildungen zu tun habe. Aehnliche gelbe, kiesige Ablagerungen fanden sich sodann bei einem andern, benachbarten Hügel, dem Serrat dels Fils, wo sie ebenfalls von erratischen Blöcken, beziehungsweise von Moräne bedeckt seien. Es kann sich demnach bei diesen feinkörnigen, wohlgeschichteten Bildungen des Puig de Saneja und des Serrat dels Fils kaum um andere als um solche des Pliocäns handeln, wie sie auch bei Puigcerda und Enveitg vorkommen.

Der Hügel, auf dem sich die kleine spanische Grenzstadt Puigcerda befindet, ist früher von verschiedenen Forschern als östlicher Endmoränenwall des Carolgletschers betrachtet worden. Nähere Untersuchungen haben jedoch ergeben, dass der Hügel durchaus aus geschichtetem, meist gut gerolltem Material besteht, und deswegen wurde er 1932 von *W. Panzer* als Fluvialglazial der Mindel-Eiszeit gedeutet (Lit cit.). Tatsächlich finden sich unmittelbar oberhalb der genannten Stadt zwei gute Aufschlüsse, in denen kantiges, gerolltes und teilweise geschichtetes Gesteinsmaterial, in denen kopfgrosse bis 1 m lange Blöcke vorkommen, zutage tritt; Granitgesteine walten gegenüber Schiefer vor. In den geschichteten Teilen ist dachziegelförmige Lagerung zu erkennen. Es handelt sich danach um eine fluvialglaziale Ablagerung, die 1937 vom Verfasser als verschwemmte Rissmoräne bezeichnet wurde, die aber eher die Benennung Hochterrasse verdiente. Sie lässt sich talaufwärts als Fläche des betreffenden Hügels bis zu echten Moränen in der Nähe von Enveitg hinauf verfolgen und setzt lediglich das obere Drittel des Hügels zusammen. In Liegenden dieses groben Schotters treten nämlich sowohl bei Puigcerda wie bei Enveitg wiederum sehr feinkörnige, zum Teil sandige und tonige Schichten auf, die denen des Hügels von Saneja ähnlich sind. Der eine dieser Aufschlüsse befindet sich auf der Südostseite des Hügels, an der ansteigenden Strasse beim Eingang der Stadt; er zeigte im August 1931 folgendes Profil, von oben nach unten dargestellt:

- 0,8 m fester Sand.
- 1 m Kies, Gerölle nuss- bis eigross.
- 1,2 m gelbe und blaue Mergelschichten.
- 1,2 m feiner Sand.
- 0,8 m gröber Sand.
- 1,5 m gelblicher Mergel.
- 2,5 m blaugrauer Mergel.

Diese insgesamt 9 m mächtigen Schichten, die leicht gegen Osten einfallen und nach oben durch Vegetation bedeckt sind, weisen demnach ein ganz anderes Strukturbild als die oberhalb der Stadt vorkommenden Ablagerungen auf und können kaum anders denn als lakustre Bildungen gedeutet werden. Das Zurücktreten von Kies gegenüber den feineren Absätzen lässt sich aus der Lage nahe gegen die ehemalige Seemitte ungezwungen erklären. Ebenso ist verständlich, dass nun in dem 3 km nördlich davon gelegenen Aufschluss am alten Weg zwischen Ur und dem Dorfe Enveitg in 1250 m Höhe Kiesschichten vorherrschen, diese überlagern in einer Mächtigkeit von 10 m schief geneigte Mergelagen, und im Hangenden der Kiese ist grobblockige Moräne aufgeschlossen. In der Nähe von Enveitg in 1250 m, sowie bei den ersten Häusern dieses Dorfes sieht man an mehreren Stellen wiederum feinere, zum Teil deltaartig geneigte Schotter, die von echter Moräne überdeckt sind.

Ähnliche ziemlich feinkörnige Schotter mit Deltaschichtung finden sich schliesslich südlich von Angoustrine, am Abhang, der von der dort endenden Moräne nach Llivia hinunterführt. Auch hier kann es sich, sowenig wie bei den eben beschriebenen Ablagerungen um Eiszeitbildungen handeln.

Einen etwas anderen Charakter besitzen die mächtigen, blockreichen Schuttbildungen am Südrand des östlichen Teils der Cerdagne. Hier bestehen diese jüngeren Schuttmassen, von denen bereits oben gesprochen wurde, aus stark gemischten, meist kantigen, schiefrigen, zum kleinen Teil quarzitischen Gesteinstrümmern verschiedener Dimensionen; das gleiche Gestein ist in dem ebenfalls genannten Gebirge des Puigmal anstehend, durchsetzt von Quarzitbänken (Carte géol. 1). Kleinere Trümmer walten in den Ablagerungen vor; in ihnen treten vereinzelte bis mehrere Kubikmeter haltende, kantige Blöcke auf. Solche liegen auch beim Col de Rigat, westlich Eyne, auf schiefrigem Felsgrund, so dass man sie zuerst als Findlinge und die übrigen Ablagerungen für alte Moränen halten möchte. Allein die ganzen, meist wagrecht geschichteten Schuttmassen zeigen in der Struktur und Form der Gesteinstrümmer nicht echten Moränencharakter; es fehlt hier die für Grundmoräne typische Gesteinspackung von grösseren und kleineren Blöcken, der sogenannte Blocklehm; es fehlen auch, soweit wir feststellen konnten, die geschrammten Geschiebe. Neben vereinzelten, durch Flusstransport geformten, rundlichen Geröllen überwiegen bei weitem die kantigen, plattigen Trümmer, die stark mit sandigem Material vermischt sind. Offenbar hat man es mit dem Schutt zahlreicher Murgänge zu tun, ähnlich wie dies für das «Riesenkonglomerat von Prades» angenommen worden ist. Es müssen bei seiner Entstehung offenbar auch hier gleiche klimatische

Verhältnisse geherrscht haben wie dort. Aus einiger Entfernung vermag man zu erkennen, dass dieser stellenweise bis 200 m mächtige Schutt in Form ausgehnter, flacher Schuttkegel je vor den Ausgängen der Täler liegt, die, wie wir oben sahen, als Engtäler in die Gebirgslandschaft der eigentlichen Puigmalgruppe hineinführen. Danach müsste es sich um Ablagerungen der entsprechenden, gelegentlich stark angeschwollenen Flüsse handeln, bevor diese ihre heutigen Talsohlen erreicht hatten. In diese mächtigen Schuttkegel haben sich später die Flüsse unter Bildung von Terrassen neu eingeschnitten. Es weist demnach der, wie wir oben andeuteten, entlang einer Bruchlinie wohl durch junge Erhebungen entstandene Steilabfall des Gebirges und dessen Fusszone ein recht mannigfaltiges Bild der verschiedensten Formelemente auf, bei denen die durch jüngere Erosionsvorgänge entstandenen die vorherrschenden sind; auch hier ist die ganze 3 bis 4 km breite Landschaftszone; die sich von Caixans, südlich Puigcerda, an 12 km weit in nordöstlicher Richtung bis in die Gegend von Llo hin erstreckt, durch eine ausgesprochene Terrassierung gekennzeichnet, wobei neben den recenten Talböden fast überall zwei Terrassensysteme zu erkennen sind. Von diesen sind die jüngeren Terrassen offenbar in der Quartärzeit entstanden; denn ihre Abdachungsflächen korrespondieren mit solchen fluvioglazialer Schotterterrassen, die in der Umgebung von Puigcerda gut entwickelt sind.

In die Hänge der älteren, höher über die Talböden aufragenden, wenig verfestigten Schuttmassen haben seitliche Bäche und gelegentliche Regengüsse zahlreiche Runsen, Gräben und Trichter eingerissen und stellenweise jugendliche Erosionslandschaft geschaffen, in der die rotbräunliche Farbe des Schuttes auffällig gegen das Grün der benachbarten, intakt gebliebenen Weideflächen absticht. Solche «Badland»-Landschaften sind namentlich bei Llo, bei Saillagouse, Nahuja und Osseija gut entwickelt (siehe Karte Abbild. 55 und Abbild. 58).

Aus den obigen Ausführungen ergibt sich demnach, dass die beschriebenen tertiären Ablagerungen des gesamten Cerdaner-Beckens in einer tektonisch bedingten Einsenkung entstanden sind, deren absolute Höhe zu der damaligen Zeit, wie man aus der aufgefundenen fossilen Flora und Fauna schliessen darf, bedeutend geringer war als heute. In mancher Hinsicht wies das damalige Cerdaner-Becken Ähnlichkeit mit der Beckenlandschaft des Valdarno in Italien auf, das durch seine reiche pliocäne Fauna bekannt geworden ist.

Der Umstand, dass in den älteren, tieferen Schichten der Cerdagne Lignite und Fossileinschlüsse von Säugetieren vorkommen, lässt auf eine damals ausgedehnte Sumpf- und Moorbildung schliessen, die in einem breiten Talboden entstand, der

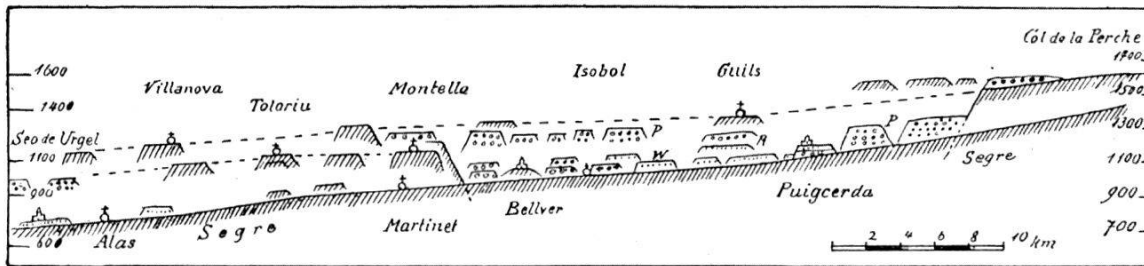


Abbildung 58. *Längsprofil des Segretales zwischen dem Col de la Perche und Seo de Urgel, mit tertiären und diluvialen Talterrassen (stark überhöht).*

P = pliocäne Terrassen; R = Hochterrasse; W = Niederterrasse.

sich in langsamer Senkung befand. Dieses tektonisch bedingte Tal, das seinen Anfang am heutigen Col de la Perche nahm, besass nun unterhalb des Beckens eine geringere Breite und war dort vorherrschend durch Flusserosion geformt worden. Gleichzeitig mit der Senkung des Cerdaner-Beckens erfolgte hier im Bereiche der Flusstalstrecke eine relativ rasche Hebung, so dass der Fluss mit seiner Auswaschungsarbeit dieser Bewegung nicht zu folgen vermochte. Es entstand deshalb im Cerdaner-Becken ein See, in dem sich die über den fossilreichen unteren liegenden Tone, Sande und Kiese ablagerten, von denen die höheren Horizonte dem älteren Pliocän angehören. Nach und nach schnitt sich nun der Segre in das gehobene Talstück ein, und so entstand durch antecedente Talbildung das heutige 21 km lange und schmale Durchbruchtal zwischen den Becken von Bellver und von Seo de Urgel. Der frühere jungmiocäne und pliocäne Talboden aber tritt uns heute in den gegen 300 und 200 m hoch über dem Flusspiegel gelegenen Terrassen entgegen, die wir oben näher bezeichnet haben (siehe Abschnitt III und IV 1).

Die Betrachtung der Längsprofile des Segretales oberhalb Seo de Urgel und der hier vorkommenden Terrassen zeigt uns, dass die höheren Talterrassen wie z. B. die bei Guils, bei Lles und bei Villanova, dem Perche-Niveau entsprechen. Die tieferen Terrassen wie die von Montella und Toloriu stehen dagegen mit den Pliocänbildungen des Cerdaner-Beckens in Beziehung (s. Abbild. 58).

Hand in Hand mit dem Einschneiden des Hauptflusses in jener Talstrecke ging auch die Vertiefung der Unterlaufstrecken der vielen Seitentäler vor sich, die wir an den gegen den Segre geneigten Abdachungen des Puig Pedros-Massivs und der Sierra de Cadi antreffen und von denen ebenfalls in den eben genannten Abschnitten die Rede war. Das Einschneiden des Haupt- und der grösseren Nebentäler vollzog sich demnach in der jüngeren Pliocänzeit und war zu Beginn der Diluvialzeit beendet,

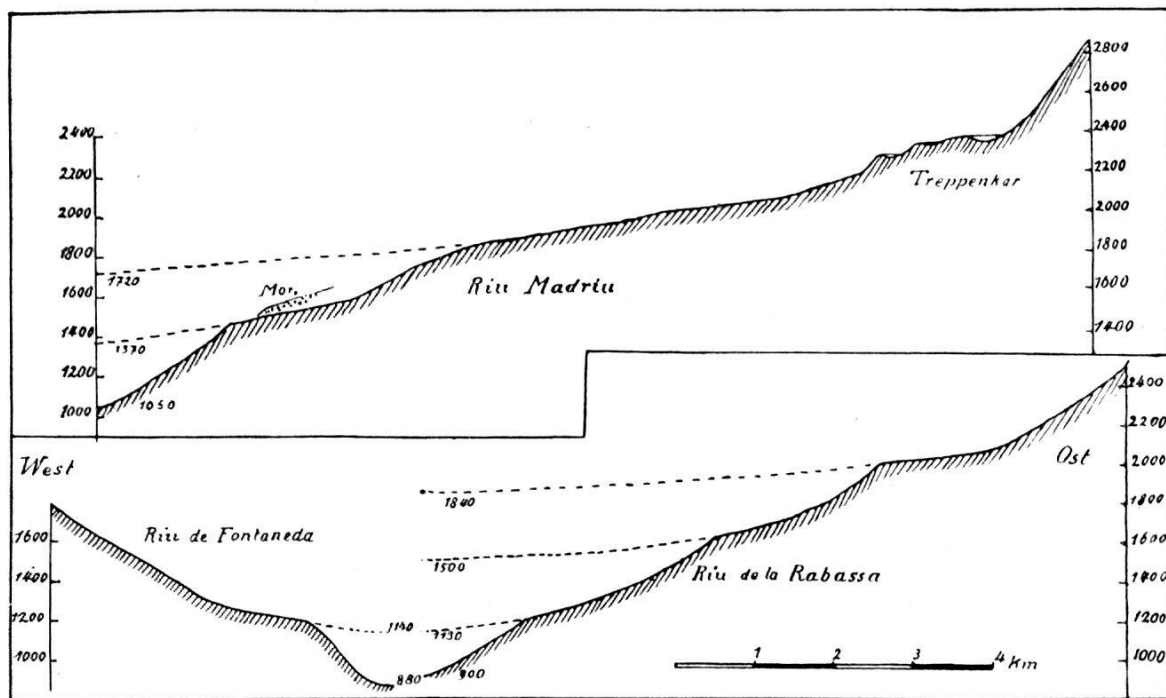


Abbildung 59. Längsprofile durch einige Seitentäler
des R. de Valira, Andorra.

was aus der Lage von quartären Schotterterrassen geschlossen werden darf.

Das Tal des Valira besitzt eine ähnliche Lage und Bildung wie das des Rio de Carol; denn beide sind im unteren Teil ausgesprochene Quertäler, die in tertiäre Becken einmünden; in beiden Tälern lagen zur Eiszeit grössere Gletscher, von denen allerdings der des Valiratales, trotz seiner Länge von 28 km, nur wenig weit ins Quertal hinabreichte. Endlich weisen beide Täler die Erscheinung der Uebertiefung auf, die sich in dem Vorkommen von stufenförmig einmündenden Seitentälern äussert. Besonders ausgeprägt sind solche Hängetäler im Gebiet des Valira.

Nach der Karte von C. M. Chevalier «Les Vallées d'Andorre» treten uns neben dem bereits besprochenen Tal des Riu Madriu auch die Täler von Ensagents, des Riu de Cortals und des Riu de Prat Primer als gestufte Seitentäler entgegen. Nach den gezeichneten Längsprofilen ergeben sich hierbei Uebertiefungsbeträge von 200 bis 400 m. Nun befinden sich zwar die Mündungen der genannten Hängetäler oberhalb der Endmoräne des Valiragletschers von Marginada, so dass man versucht ist, die angegebene Uebertiefung des Haupttales der glazialen Erosion zuzuschreiben.

Allein es kommen auch unterhalb der genannten Endmoräne zu beiden Seiten des Valira-Quertales gut entwickelte Hänge-

täler vor, nämlich das Tal des Riu de Rabassa, das des Riu de Fontaneda, des Riu d'Argorell und des R. Morteys (siehe Profile Abbild. 59). Auch hier lassen sich Uebertiefungsbeträge von 300 bis 400 m feststellen. Es liegt auf der Hand, dass diese nicht durch glaziale, sondern durch fluviatile Erosion des Hauptflusses zustande gekommen sind. Dabei ist es beachtenswert, dass es sich um ein Flusstal handelt, das schon vor der Diluvialzeit existiert haben muss, da es in das Tertiärbecken von Seo de Urgel einmündet.

Ferner ist die Stufung des Tales von Rabassa von Interesse, lässt sie uns doch deutlich ein dreimaliges Eintiefen des Haupt- und Nebentales erkennen. Da die jüngste Vertiefung im Mio-Pliocän stattgefunden hat, wären für die höheren Stufen das ältere Miocän sowie das jüngere Oligocän anzunehmen.

Aus Analogie und im Hinblick darauf, dass zwei grössere Seitentäler des Valira gleichsohlig einmünden, darf weiterhin angenommen werden, dass die zuerst aufgeführten Hängetäler ebenfalls zur Hauptsache infolge der starken fluviatilen Eintiefung des Haupttales Stufenmündung erhalten haben.

Möglicherweise fand in der 21 km langen Durchbruchtalstrecke des Segre keine besondere lokale Hebung statt, sondern ihre Bildung stand im Zusammenhang mit einer allgemeinen, relativ jungen Hebung des Gebirges, während welcher die beiden Becken von Seo de Urgel und der Cerdagne einsanken.

Dass solche allgemeine Hebungen der Gebirge stattfanden, geht ohne weiteres aus den in verschiedener Höhe vorkommenden Abtragungsflächen hervor. Ueber ihre chronologische Einordnung soll noch im hier nachfolgenden Abschnitt VI die Rede sein.

3. Die Eiszeitbildungen im Cerdaner-Becken.

a. Allgemeine Bemerkungen.

Auf der Nordseite des gesamten Beckens werden die gut erkennbaren pliocänen Seebildungen an mehreren Orten von Moränen diluvialer Gletscher überlagert, so am Puig de Saneja, bei Ur, bei Enveitg und bei Angoustrine, nw. Llivia. Schön entwickelt sind die lange bekannten und kürzlich von W. Panzer und F. Nussbaum näher beschriebenen Moränen des Carolgletschers, wenig oberhalb Puigcerda, sowie diejenigen von Angoustrine. Diese beiden grossen Talgletscher hatten ihren Ursprung im Pic Carlitte-Massiv, wo, wie wir bereits vernommen haben, noch mehrere andere, aber kleinere Gletscher lagen, so auch der Tetgletscher, der bei Mont-Louis am Col de la Perche endete.

Es sollen im Folgenden die Diluvialbildungen in der Umgebung von Puigcerda nochmals beschrieben werden, und zwar aus dem Grunde, weil bisher über deren Verbreitung und Zugehörigkeit zu verschiedenen Eiszeiten noch keine Uebereinstimmigkeit der Ansichten unter den Forschern erzielt worden war. Während der Verfasser in seinen neueren Arbeiten hier Ablagerungen zweier Eiszeiten unterschied, glaubte W. Panzer deren drei annehmen zu sollen (Lit. cit.). Dieser Auffassung sind seither sowohl H. Boissevain wie auch P. Birot (l. c.) entgegengetreten. Andererseits hatte schon viel früher O. Mangel im Gesamtgebiet der Cerdagne Ablagerungen dreier Eiszeiten unterschieden, indem er zu der ältesten jene mächtigen, rotbraun-gefärbten und teilweise blockreichen Schuttbildungen rechnete, die sich in der soeben beschriebenen südlichen Randzone des Cerdaner-Beckens zwischen Osseija und Llo ausdehnen, die 1885 von Depéret und Rérolle dem Miocän zugezählt worden waren, und die man heute dem älteren Pliocän zuteilen möchte (Lit. 4).

Wie wir noch hören werden, sind auch in andern Flussgebieten der Pyrenäen bisher mit Sicherheit nur zwei Eiszeiten nachgewiesen worden.

Andererseits haben einige Autoren auch die Wahrscheinlichkeit einer Vergletscherung im jüngeren Tertiär betont.

So kommt der Frage nach den Beweisen dreier Eiszeiten im Gebiet des alten Carolgletschers eine allgemeinere Bedeutung zu. Sie wäre leichter zu entscheiden, wenn sich über den sicher nachgewiesenen fluvioglazialen Ablagerungen der beiden letzten Eiszeiten, der Nieder- und der Hochterrasse, jene Deckenschotter vorfinden würden, die uns beispielsweise am Aussenrand der Alpen auf Felsterrassen, 80 bis 120 m hoch über den heutigen Talsohlen, als sogenannte löcherige Nagelfluh entgegengetreten und deren fluvioglaziale Natur zuerst 1891 von L. Dupaquier in der Nordschweiz der Alpen erkannt worden ist. Oder wenn sich unter Altmoräne eine pflanzenführende Schicht mit interglazialer Flora und darunter eine noch ältere Gletscherablagerung nachweisen liesse. Allein diese Verhältnisse sind in der Cerdagne nicht vorhanden; es müssen andere Anzeichen für eine weitere Differenzierung der Eiszeiten herangezogen werden, Merkmale, deren Beweiskraft wohl nicht ohne Grund bestritten werden kann.

Um daher in der Beantwortung der Frage nach der chronologischen Unterscheidung jener Ablagerungen sicher vorzugehen, empfiehlt es sich, zunächst jene Bildungen zu betrachten, die nach Lage, Gesteinsart und äusserer Form der letzten und jüngsten Vergletscherung zugewiesen werden dürfen.

Leider wird das Studium beziehungsweise die Kartierung dieser Ablagerungen infolge Mangels einer genauen, einheitlichen Karte nicht unerheblich erschwert.

b. Das Moränen- und Schottergebiet des Carolgletschers.

Nachdem sich erwiesen hatte, dass der zirka 50 m hohe Hügel von Puigcerda, der sich in schwacher Bogenform von Enveitg, am Fusse des Gebirges 3 km weit gegen S in die Ebene erstreckt, lediglich aus geschichteten Ablagerungen aufgebaut ist und daher nicht als Endmoränenwall betrachtet werden darf, wie dies noch bis vor kurzem geschah, war man genötigt, die gut ausgesprochenen Endmoränen des Carolgletschers oberhalb Puigcerda anzunehmen, wo sie denn auch in der Umgebung der Ortschaft Enveitg, Saneja und Latour-de Carol festgestellt wurden (vergl. Abbild. 60 und Tafel IV, Abbild. 7).

Am deutlichsten ist blockreiche, wallförmige Ufermoräne auf der westlichen Talseite bei Riutes und Latour-de Carol in 1570 m Höhe, 250 bis 300 m über dem Talboden zu erkennen, wo sich die zahlreichen hellen Granitblöcke infolge des nur spärlichen Pflanzenwuchses auf der Moräne scharf vom übrigen Gelände abheben. Dieser mächtige, auffallend gut geformte Wall senkt sich in südöstlicher Richtung, um sich südlich Latour beim Gehöfte von St-Pierre in 1308 m in drei schmälere Wälle zu teilen, von denen der äussere in gleicher Richtung gegen das Dorf Saneja hinabzieht, während die beiden andern leicht talwärts biegen, und zwar der eine gegen das Dorf La Vignole, in 1216 m am Rio Carol, der andere gegen den Weiler Yravals, zirka 1 km weiter oberhalb, wobei beide an Höhe und Breite abnehmen, so dass sie am Ende unmerklich in eine Schotterterrasse übergehen. Dasselbe ist von dem an sich grösseren Wall von Saneja der Fall, an dessen Ende eine gut entwickelte Niederterrasse von zirka 15 m Höhe liegt, die sich mehrere km weit auf der Westseite des Rio Carol talabwärts verfolgen lässt.

Aehnliche topographische und geologische Verhältnisse treffen wir auch auf der Ostseite des Tales an. Da findet sich zunächst gut erhaltene, durch die weissliche Farbe der Granitblöcke weithin sichtbare und ohne Zweifel der letzten Eiszeit angehörende Ufermoräne in der Fortsetzung des zwischen dem Haupttal und dem R. de Salit abwärts führenden schmalen Kammes bei Salit, oberhalb Riutes, und zwar in 1600 m Höhe, wonach der Gletscher noch hier eine Mächtigkeit von 320 m besass. Dann lässt sie sich vom Col de Béna abwärts 2 km weit als mächtiger Wall bis zum P. 1411, östlich von Latour-de Carol hin verfolgen, wo sie sich in zwei flachere, schmälere Wälle zu teilen beginnt; der eine verläuft noch, wie bisher der unverteilte,

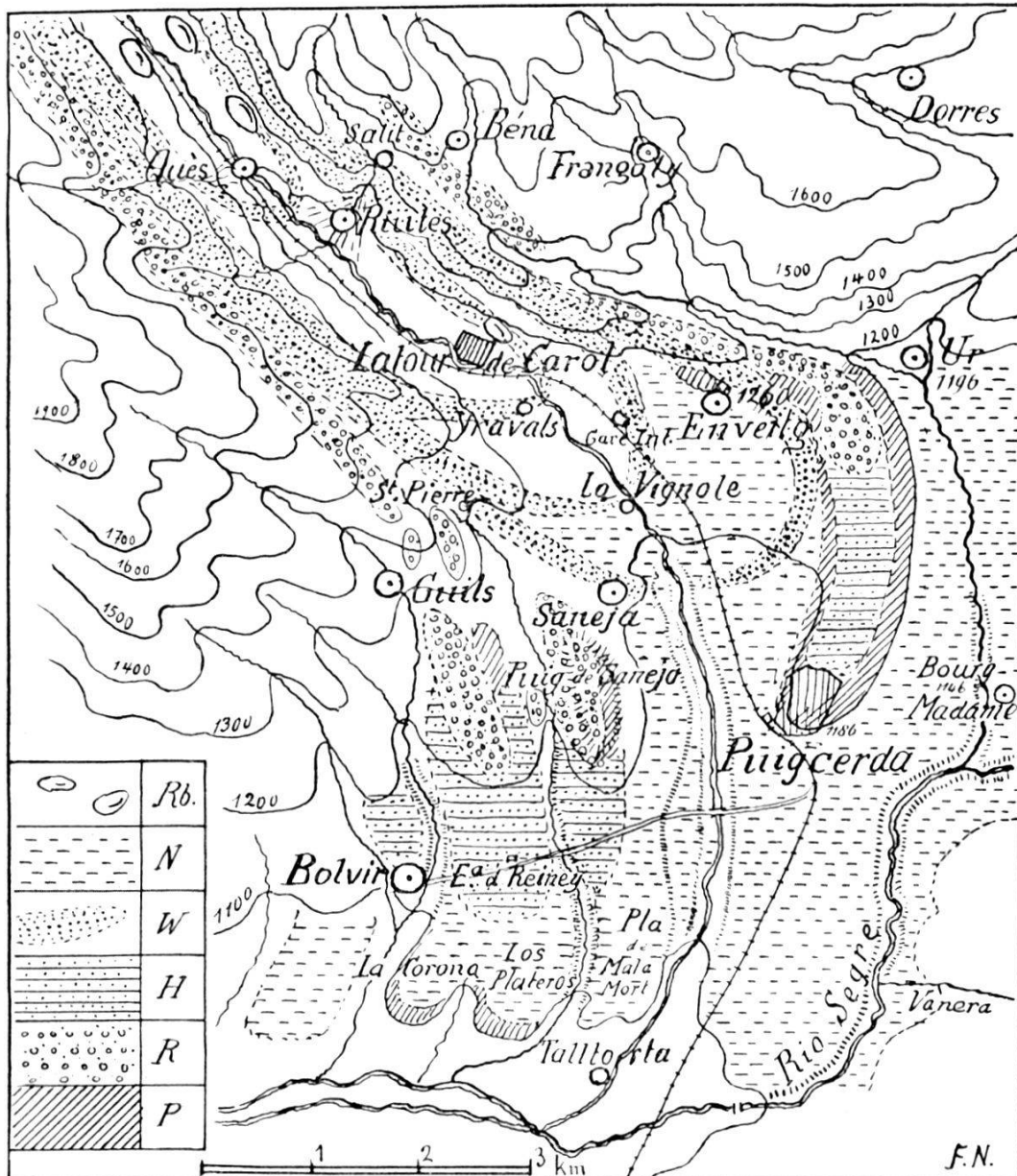


Abbildung 60. *Das Endmoränengebiet des Carol-Gletschers bei Puigcerdà.*

P = Pliocän; R = Rissmoräne; H = Hochterrasse; W = Würmmoräne;
N = Niederterrasse; Rb = Rundbuckel.

in südöstlicher Richtung weiter und senkt sich östlich von Enveitg in Bogenform nach dem breiten Talboden hin ab, wo er allmählich in die auch auf der östlichen Seite des Rio Carol gut entwickelte Niederterrasse übergeht. Der andere Wall senkt sich zwischen den beiden genannten Ortschaften gegen die Gare Internationale und verflacht sich östlich von La Vignole in einer Schotterterrasse des Tales.

Das Gegenstück zu der an grossen Granitblöcken reichen Moräne von Yravals ist auf der östlichen Talseite ebenfalls vorhanden; von dem Felsrundbuckel, an den sich der Flecken Latour-de Carol anlehnt, weg lässt sich die Moräne der Strasse entlang nach dem Fluss hin bis gegenüber Yravals verfolgen; ebenso ist Gletscherschutt oberhalb Latour bis nach Riutes am Fusse des Talabhanges festzustellen. Endlich findet sich eine weitere Rückzugsmoräne zwischen dieser kleinen Ortschaft und dem Dörfchen Quès in zirka 1290 bis 1300 m. Diese Endmoräne deutet einen Rückzug des Carolgletschers um 5 km vom Stand von Saneja an.

Wie bereits angedeutet, schliessen sich an die beschriebenen Endmoränen gut ausgesprochene Schotterterrassen an, die sich mehrere km weit flussabwärts verfolgen lassen; man vermag zwischen Latour-de Carol und Puigcerda über der flachen recenten Talsohle deren drei zu unterscheiden, eine von 4 bis 5 m Höhe, eine zweite von zirka 12 m, die bis Yravals hinauf zu erkennen ist, und eine dritte, welche die letztere um zirka 14 m überragt und nach Panzer zirka 27 m Höhe besitzt; alle sind nach dem Fluss zu mit scharfen Kanten abgegrenzt (siehe Abbild. 61). Bei näherem Zusehen erweist es sich, dass die höchste dieser Niederterrassen bei der Endmoräne von La Vignole beginnt, und dass die Moräne von Saneja auf ihr endet. Sie war 1934 bei Puigcerda bei der Anlage der Bahnlinie sehr schön aufgeschlossen und zeigte dort alle Merkmale eines groben, fluvioglazialen Schotters mit durchaus frischen Geröllen, in der Mehrzahl von Kopfgrösse, vereinzelt mit Blöcken von 50 bis 60 cm Durchmesser. Diese Niederterrasse setzt sich unterhalb Puigcerda in den ebenfalls mit scharfen Kanten abfallenden Terrassen von «Pla de Mala Mort», «Los Plateros» und von La Corona fort, die sich gleichmässig auf 1100 m senken und deren Schotternatur an mehreren Orten gut zu erkennen ist. So zeigt sich insbesondere ein Aufschluss am Westhang der zirka 35 m hohen Terrasse von La Corona im Hangenden eine 8 bis 10 m mächtige Schotterablagerung von durchaus ähnlicher Zusammensetzung wie bei dem Bahneinschnitt von Puigcerda, sogar mit Granitblöcken von 0,7 bis 1 m Länge; im Liegenden jedoch sehr viel feineres Material von gelblichen Sandschichten und Kieslagen mit Deltastruktur. Offenbar handelt es sich hier wie bei Puigcerda und beim Puig de Saneja um pliocäne randliche Seeablagerungen.

Ueber die Lage, Ausdehnung, die petrographische Beschaffenheit und die chronologische Zuweisung der oben beschriebenen Moränen und Schotterbildungen der letzten Eiszeit besteht zwischen der Darstellung des Verfassers und derjenigen von W. Panzer völlige Uebereinstimmung. Anders verhält es sich dagegen mit

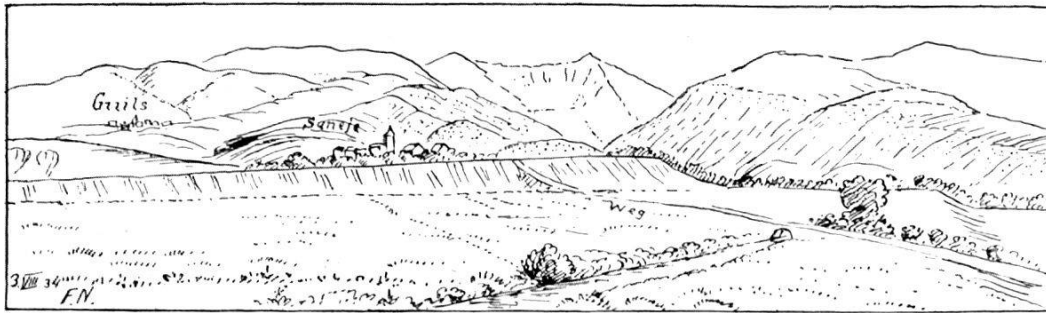


Abbildung 61. *Terrassen- und Moränenlandschaft bei Saneja.*

der Kartierung und der zeitlichen Einordnung von Moränen und Schottern, die in dieser Gegend offenbar älter sein dürften als die eben beschriebenen. Der genannte deutsche Forscher glaubt hier noch Ablagerungen zweier älterer Eiszeiten unterscheiden zu können, während der Verfasser die betreffenden Bildungen nur einer früheren Vergletscherung zuweisen möchte. Dies aus folgenden Gründen.

Ältere Moränen finden sich auf beiden Seiten des Tales jeweils ausserhalb der gut ausgesprochenen würmeiszeitlichen, wallförmigen Moränen; in grösserer Ausdehnung ist dies auf der Westseite der Fall, nämlich vorerst auf dem oben erwähnten Puig de Saneja, im Hangenden der dort nachgewiesenen Pliocän-schotter, sodann westlich davon zwischen den beiden Bächen, die von Guils südwärts abfliessen, auf dem flachen Hügel, dem Serrat dels Fils, wo ebenfalls ältere feine Kiese im Liegenden vorkommen. Die darüber liegende Moräne zeigt nicht nur nach ihrer Form, sondern auch nach ihrem fortgeschrittenen Stande der Verwitterung ein höheres Alter als die Jungmoränen an; in ihrer Ausdehnung lässt sie sich zusammenhängend am Serrat des Fils bis in die Nähe von Guils, sodann nach einer räumlichen Unterbrechung auch weiter oberhalb bis zu 1580 bis 1600 m Höhe verfolgen.

Die starke Verwitterung der Moräne bei Guils ist Prof. W. Panzer aufgefallen, und sie ist in einigen Aufschlüssen am Weg, der von Saneja nach hinaufführt, sowie bei einigen Rinn-salen ohne weiteres festzustellen. Immerhin besitzt sie hier noch eine bedeutende Mächtigkeit, wenn auch ihre Oberflächenformen durch Denudation nicht mehr so scharf sind wie die der Jung-moränen. Oberhalb Guils tritt diese Altmoräne über sehr steilen Schiefern in 1450 m ebenfalls westlich der wallförmigen Jung-moräne auf und lässt sich dem Abhang entlang bis 1600 m hin-auf feststellen, ohne dass sie orographisch hervortritt.

Unterhalb des genannten Hügels Serrat dels Fils zieht sich eine breite, nach den beiden sie begleitenden Bachtälchen leicht abfallende Ackerfläche mit schwachem Gefälle südwärts bis

1150 m Höhe zur Estanzia Reiney. Hier wird diese gewölbte Fläche von der neuen grossen Fahrstrasse Bellver - Puigcerda durchschnitten, und es kann ihre Schotternatur festgestellt werden. Wir haben es demnach mit dem Fluvioglazial des Gletschers zu tun, der die Moränen von Guils und des Puig de Saneja abgelagert hat. Näher zu diesem breitet sich in gleicher Höhe eine ähnliche Fläche mit grobem, verwittertem Schottermaterial an. Auch nach der äusseren Form und der Höhenlage erweist sich dieser Schotterkomplex älter als die oben beschriebene Niederterrasse. Eine andere Schotterablagerung fehlt aber hier. Mit Recht hat deshalb auch W. Panzer diese Schotterbildung bei der Ea. Reiney als Riss-Terrasse (Hochterrasse) bezeichnet. Da sie aber gerade dort beginnt, wo die Moräne des Serrat dels Fils aufhört, die von W. Panzer der Mindel-Eiszeit zugewiesen wird, müssen beide Bildungen offenbar zeitlich mit einander in Beziehung gestanden haben, das heisst beide der Riss-Eiszeit angehören.

Prof. Panzer will nun dem risseiszeitlichen Gletscher hier nur die Moräne des Puig de Saneja zuerkennen; auf der Ostseite des Tales aber vermag er für ihn keine entsprechende Ablagerung aufzufinden. Dort betrachtet er den groben, fluvioglazialen Schotter auf dem Hügel von Puigcerda als Mindel-Terrasse (jüngerer Deckenschotter) — wobei er immerhin ein Fragezeichen setzt — und die zwischen Ur und Enveitg an den Schotter anstossende Moräne als Mindel-Moräne (ebenfalls mit Fragezeichen).

Da jedoch diese Moräne in flacher Wallform, östlich oberhalb Enveitg, in unmittelbarer Nähe der oben beschriebenen Jungmoräne liegt und sich in südöstlicher Richtung bis in die Mitte zwischen Enveitg und Ur hin fortsetzt, was auch durch das Vorkommen grösserer Granitblöcke sowie durch den Aufschluss am Weg zwischen diesen beiden Ortschaften dokumentiert wird, kann es sich auch hier um nichts anderes als um Altmoräne, das heisst um Moräne des reisseiszeitlichen Carolgletschers handeln. Eine andere, noch weiter ausserhalb gelegene Moräne kommt hier in dieser Gegend nicht vor; wäre dies der Fall, so müsste von zwei Ablagerungen offenbar die jüngere besser erhalten sein als die ältere. Ferner ist auch hier der Zusammenhang der Altmoräne mit dem fluvioglazialen Schotter von Puigcerda gut zu erkennen, der demnach als Hochterrasse zu bezeichnen wäre. Seit seiner Ablagerung haben sich die Flüsse wohl um mehr als 60 m tief eingeschnitten und ihre Talsohlen ansehnlich verbreitert, in die dann während der Würmeiszeit der Niederterrassenschotter und die Jungmoränen abgelagert wurden.

Interessant ist der Hinweis von Prof. Panzer, dass die Niederterrassen, nämlich die von 27 m und die von 12 m Höhe,

«am ganzen Segre-Lauf und weiter noch am Ebro selbst nachzuweisen sind».

Nach M. Chevalier fehlt die 27 Meter-Terrasse im Becken von Seo de Urgel; die diluviale Terrasse, auf der hier die Stadt steht, ist die von 12 m Höhe (Lit. 16).

Die in den obigen Ausführungen zum Ausdruck gebrachte Zuweisung der Moränen und Schotter in der Umgebung von Puigcerda in zwei Eiszeiten wird, wie bereits angedeutet, auch von *H. Boisservain* im grossen und ganzen geteilt, wenn er auch in Einzelfällen anderer Meinung ist; so hält er die liegenden Kiese des Puig de Saneja für fluvioglazial, und die nach ihm 50 m hohe Terrasse La Corona bezeichnet er als Hochterrasse. Letzteres wäre immerhin möglich; leider macht sich gerade in der Bestimmung der Terrassen-Niveaus der Mangel einer guten Karte sehr fühlbar.

VI. Zur morphologischen Entwicklung des Cerdanischen Hochlandes.

Nachdem wir in den vorangegangenen Abschnitten die verschiedenen Landschaften des Hochlandes der Cerdagne betrachtet haben, wollen wir nunmehr versuchen, zusammenfassend ihre morphologische Entwicklung in ihren wesentlichen Zügen darzulegen. Wir haben bereits, unter Bezugnahme auf die einschlägige Literatur, die Entstehung und die geologische Geschichte des Beckens der Cerdagne erörtert und dabei festgestellt, dass es sich hierbei um relativ junge tektonische Vorgänge mit entsprechenden Sedimenten handelt, nämlich solche des oberen Miocäns und des Pliocäns; die Beckenumrahmung weist jedoch neben solchen aus diesen Epochen noch Abtragungsformen von bedeutend höherem Alter auf, und es gilt nun, deren Entstehung in ihrer chronologischen Aufeinanderfolge zu erfassen und zu deuten.

1. Ueber die Bildung des Längstales des Segre.

Schon dieser gegen 60 km lange Talzug zwischen dem Col de la Perche und der Bischofsstadt Seo de Urgel gibt Anlass zu weiterer Erörterung, nachdem wir ja bereits dessen einzelne Abschnitte kennen gelernt haben. Längstäler sind fast überall an geologisch beziehungsweise tektonisch bedingte Verhältnisse geknüpft; in jüngeren Faltengebirgen wie z. B. im Jura folgen sie den Synklinalen, oder es sind isoklinale, durch den Verlauf weicher Gesteine vorgezeichnete Talzüge, oder schliesslich sind

sie durch Längsverwerfungen bedingt, wie sie in Falten- und Ueberschiebungsgebirgen häufig vorkommen. Man denke etwa an einige der grossen Längstäler in den Ostalpen.

Es darf demnach von vorneherein angenommen werden, dass auch das in Frage stehende Längstal des Segre tektonisch bedingt sei, umso mehr, als sich ja die tektonischen Becken der Cerdagne, von Bellver und von Seo de Urgel in einer Linie befinden und dass die beiden oberen vom unteren Becken nur durch das 21 km lange, schmale Durchbruchtal von Martinet getrennt sind. Aber auch auf dieser Strecke fehlen tektonische Störungslinien nicht, wie insbesondere *H. Boissevain* nachgewiesen hat (Abbild. 55). So besitzen auch die kretazischen und eozänen Ablagerungen am Turro de Querforadat, die durch eine Bruchlinie gegen N abgegrenzt sind, gegenüber dem aus gleichen Gesteinen aufgebauten Hauptkamm der Sierra de Cadi eine Lage, nach der auf eine Senkung jener dem Hauptkamm vorgelagerten Gesteinszone geschlossen werden darf. Allerdings weist diese Zone mit ihren zahlreichen gerundeten Querrücken, flachen Terrassen und tiefen Talformen heute durchwegs typische Abtragungsformen verschiedener Epochen auf; unter diesen Formen haben wir bereits die 200 bis 300 m hoch gelegenen Terrassen als Reste des miocänen Längstales des Segre erkannt (s. vorigen Abschnitt); solche Terrassen liessen sich auch auf der rechten, nördlichen Talseite nachweisen.

Nun finden sich aber über diesen chronologisch bestimm-
baren Terrassen, namentlich auf der Südabdachung des Puig
Pedros-Massivs, noch höhere Abtragungsflächen, die schliesslich
zur bekannter Gipfflur hinaufführen. Dieser sowie jenen Flä-
chen und Eckfluren müssten wir, nach dem Vorhergehenden, ein
v o r m i o c ä n e s Alter geben, eine Altersbestimmung, mit der
wir uns in Widerspruch setzen mit unseren mehrmals genannten
holländischen Kollegen, den Herren *H. Boissevain* und *A. J. Panlekoek*, während *P. Birot* eine Auffassung vertritt, die sich
offenbar der unsrigen nähert.

2. Zur Entstehung der Gipfflur und der Flächen des Camporeils-Niveaus.

Bei dem Versuche, die Chronologie jener hochgelegenen Ab-
tragungsformen näher anzugeben, geht *H. Boissevain* von den
oben geschilderten tonigen, sandigen und lignitreichen obermio-
cänen Sedimenten des Cerdaner-Beckens aus, indem er ausführt,
dass solche Ablagerungen nur bei einer Beckenumrahmung von
sehr sanften Böschungen möglich gewesen seien. Dieser flach-

welligen, senilen Landschaft, wie sie im Obermiocän in den Ostpyrenäen bestanden haben soll, ordnet nun H. Boissevain das Gipfelflur-Niveau zu, dem der genannte Autor demnach pontisches Alter geben möchte (Lit. 18).

Durch hierauf erfolgte Senkung des Beckens und Hebung der Umgebung sei ein neuer Erosionszyklus eingeleitet worden, wodurch das Karbodenniveau entstanden sei, also die Bildung jener ausgedehnten Abtragungsflächen, die wir vom Roc de la Calm weg in 2200 bis 2400 m Höhe bis zum Plateau von Camporeil (daher die bezügliche Bezeichnung), angetroffen haben. Mit der Entstehung dieser Flächen wird, wie auch A. J. Pannekoek in Uebereinstimmung mit H. Boissevain ausgeführt hat, (Lit p. 14, 35), die Ablagerung der gröberen Sedimente im Cerdaner-Becken in Beziehung gebracht.

Noch jünger sollte naturgemäss die Bildung des um rund 500 bis 600 m tiefern Perche-Niveaus sein; wahrscheinlich habe sie im Plaisancien stattgefunden, worauf im Astien eine weitere bedeutende Erhebung des Gebirges eingetreten sei.

Unseres Erachtens lassen sich verschiedene Einwände gegen die hier angenommene Chronologisierung der orogenetischen beziehungsweise epirogenetischen Bewegungen und der mit ihnen in Beziehung stehenden Abtragungsvorgänge und -formen vorbringen; vorerst der, dass die Entstehung der verschiedenen Abtragungsniveaus im allgemeinen als viel zu spät angesetzt worden ist. Vorerst gilt dies für das Perche-Niveau. Gewiss haben im Pliocän bedeutende vertikale Bewegungen stattgefunden, so zunächst im untern Tet-Tal bei Prades und im Roussillon, wie wir früher gesehen haben. So darf man namentlich die Hebung der Canigou-Puigmal-Kette in jene Zeiten verlegen, und zwar muss es hier nach der Obermiocänzeit zu wiederholten Hebungen gekommen sein, denen dann jeweiligen auch lebhaftere Abtragsperioden mit gewaltigen Schuttbildungen entsprochen haben.

Das Perche-Niveau dürfte jedoch älter als das Pliozän und sogar als das Obermiocän sein; es ist eine zwar tektonisch bedingte, aber in der Form durch sub-aerische Denudation und Erosion geschaffene Abtragungsfläche, die in der Gegend von Saillagouse beim Col de Rigat und bei Eyne von jüngerem Tertiär überlagert wird. Sodann bricht die bei Odeillo und Targassonne dem Perche-Niveau entsprechende Fläche unvermittelt steil zum Cerdaner-Becken ab, das infolge von Brüchen in dieses Niveau eingesenkt ist. Mit dieser Senkung sind auch die obermiocänen Sedimente, zusammen mit den pliocänen, tektonisch gestört worden.

Soll nun das sehr gut ausgebildete Camporeil- oder Karbodenniveau auch in jener jungtertiären Zeit entstanden sein, so muss man sich fragen, ob bei seiner Entstehung im Anfangsstadium, infolge des durch die Hebung entstandenen starken Gefällsbruches, nicht gewaltige Mengen groben Abtragungsschuttes im Becken abgelagert worden wären. Solcher Schutt pliocänen Alters liegt zwar am südöstlichen Rande des Beckens, aber zur Hauptsache vor dem Ausgang typischer Erosionstäler, die in das Camporeilniveau eingeschnitten sind; am Nordrande des Beckens jedoch treten uns aus dem Pliocän stammende Sedimente mit feinem Korn entgegen, die ruhigeren, ausgeglicheneren Abtragungsvorgängen entsprechen. Das Gebirge war im Pliocän, wenn vielleicht nicht so hoch wie heute, doch schon da; aber seine Flussläufe besaßen offenbar bereits wohlausgeglichene Sohlen. Demnach müsste die Hauptabtragung schon vorher stattgefunden haben. Das Gleiche gilt auch für das Gipfelflurniveau. Beachtenswert ist, dass der hervorragende Morphologe und Kenner des Hochgebirges, Prof. *Alb. Penck*, nicht gezögert hat, die von Sümpfen bedeckte tertiäre Beckenlandschaft der Cerdagne mit dem in der Gegenwart ähnlich beschaffenen, breiten alpinen Längstal der Enns oberhalb des Gesäuses zu vergleichen und damit anzudeuten, dass selbst in einem von hohen Bergketten eingerahmten Tale Moorbildung, wie sie das obermiocäne Cerdaner-Becken aufwies, vorkommen könne (Lit. 9).

Treten wir nun der Frage nach der Entstehung des Camporeils-Niveaus und der Gipfelflur der nördlich des Segre-Längstales aufragenden Gebirge näher, so ist zunächst festzustellen, dass die durch subaerische Abtragungsvorgänge bewirkte Gestaltung jener Flächen und Mittelgebirgsformen sehr lange Zeiträume und die Verfrachtung ganz enormer Gesteinsmassen voraussetzt. Und da insbesondere jene der Zentralaxe der Pyrenäen angehörenden Gebirge zur Hauptsache aus kristallinen beziehungsweise granitischen Gesteinen aufgebaut sind und alle Merkmale weitgehender Abtragung aufweisen, müssten die von ihnen herstammenden Gesteinstrümmer auch vorwiegend aus solchem Material bestehen. Befand sich zu jener Zeit das Meeresufer nicht in allzugrosser Entfernung, so wären entsprechende Geröllablagerungen als alte Deltabildungen auch infolge der seither eingetretenen Hebungs- oder Faltungsvorgängen noch vorhanden und nachzuweisen.

Diese Voraussetzungen scheinen nun auf der Südabdachung der katalanischen Pyrenäen zuzutreffen. Nach den früheren Untersuchungen spanischer und französischer Geologen, die kürzlich durch die Beobachtungen und Aufnahmen von *P. Birot*, sowie im Gebiet der Nogueras von *M. Dalloni* bestätigt worden sind, finden sich im Bereiche der südlichen Kalkzone der Pyre-

näen ausgedehnte Konglomerate obereocänen und oligocänen Alters, die reich an Granitgeröllen sind und mitunter sogar auffallend grosse Blöcke enthalten (Lit. 13, 14, 19).*)

Von Bedeutung für unsere Fragestellung sind nun die grosse Mächtigkeit und die Verbreitung von Konglomeraten in den oberen Flussgebieten des Llobregat und des R. Cardener; diese Ablagerungen bestehen vorherrschend aus Granitgeröllen, denen sich in untergeordnetem Masse auch Kalkgerölle beigesellt haben. Nun kommen diese Konglomeratbänke meist in gestörter Lagerung vor. Nach den Untersuchungen von *P. Birot* (l. c.) ergibt sich aus der Diskordanz der Schichtenlagerung in jenen Gebieten, dass eine erste kräftige Auffaltung bereits im mittleren Oligocän eingesetzt hatte, der später eine zweite orogenetische Bewegung, verbunden mit lokalen Ueberschiebungen, folgte. Von diesen tektonischen Bewegungen sind auch die genannten mächtigen Konglomeratschichten betroffen worden, für deren ursprüngliche Ablagerung verhältnismässig flaches, schwach gegen Süden abfallendes Gelände vorausgesetzt werden muss. Die Zusammensetzung dieser Konglomerate verlangt eine Herkunft aus nördlichen Gegenden; sie stammen offenbar aus jenen Granitgebirgen im öbern Segregebiet, die sich schon erhoben hatten, bevor ihre südliche Sedimentzone gefaltet, beziehungsweise stark gestört wurde, so dass die von den Flüssen verfrachteten Geschiebe hier abgelagert werden konnten.

Unsere Auffassung von der Herkunft jener an Granitgeröllen reichen Konglomerate aus der kristallinen Zentralzone der Pyrenäen, speziell aus den genannten Gebirgen, wird nun durch die Untersuchungen von *P. Birot* in der hier angeführten südlichen Kalkzone, die Zone der Pedraforca genannt, durchaus bestätigt. Danach lassen sich durch Rekonstruktion der vor den Faltungen bestehenden Verhältnisse für die hier konsequent gegen Süden abströmenden Flüsse mehr oder weniger klar alte, breite Talzüge erkennen, die in der Oligocänzeit von jenen mächtigen

*) Solche gigantische, unsern bekannten Findlingen ähnliche Blöcke finden sich beispielsweise auf dem Serrat Nègre vor, der sich östlich des Llobregattaales bis zu 1750 m erhebt. Dieses von *O. Mengel* beschriebene Vorkommen ist sehr rätselhaft, namentlich im Hinblick auf den Umstand, dass sich das nächste Granitgebirge, das Pedros-Massiv, in 30 km Entfernung vom Serrat Nègre erhebt und dass sich zwischen den beiden viele bis 2500 m hohe Berge und tiefe Täler befinden (Lit. 13). Handelt es sich hierbei um die Verfrachtung durch grosse, tertiäre Gletscher oder um Transport durch riesige, ehemalige Murgänge, oder sind es Reste früherer Gebirge, die durch tektonische Vorgänge oder durch Abtragung verschwunden sind, ähnlich wie dies bei den sogenannten exotischen Blöcken im Flysch unserer Voralpen (Habkern, Gurnigel) der Fall ist? Bis jetzt hat sich noch kein Forscher ernsthaft mit der Frage der Herkunft jener rätselhaften Granitblöcke in der südlichen Kalkzone der Pyrenäen beschäftigt, und eine befriedigende Antwort auf die oben erörterten Fragen steht zur Stunde noch aus.

Konglomeraten zugeschüttet worden waren. Die Flüsse sind der R. Llobregat, die Aiguadora, die Aigua de Valls und der R. Cardoner.

Man könne, sagt P. Birot, einen früheren Lauf des R. Llobregat rekonstruieren, der älter sein müsse als die Hauptfaltungsphase: durch jenen alten Flusslauf seien in der ganzen östlichen Sektion der Pedraforca Granitgerölle abgelagert worden. Besonders ansehnlich seien diese Ablagerungen in der Gegend von Berga und la Baells, «si bien que l'on évoque facilement un vaste cône de déjection primitif, s'étendant vers l'ouest jusqu'à 5 km de Berga et, vers l'est jusqu'à Borreda. Le relief de la Série de Pedraforca était alors peu accentué, comme le prouvent la rareté des cailloux calcaires et le parfait calibrage des cailloux provenant de la Zone Axiale, alternant avec des argiles rouges.» ...

Von der Aiguadora bemerkt der genannte Autor, dass dieser Fluss ein schönes Beispiel epigenetischer Talbildung darstelle. Dieser Flusslauf befinde sich im Bereiche von Konglomeratbänken, die gegen Südwest geneigt seien und diskordant über einer Kreidefalte lägen, in deren Mitte sich der Fluss in der Richtung der grössten Neigung der Konglomerate eingeschnitten habe.

Das Talgebiet der Aigua de Valls bietet geologische und morphologische Verhältnisse, die denen des obern Llobregat durchaus ähnlich sind. Schliesslich habe sich der R. Cardoner epigenetisch in die Konglomeratmasse bei San Lorenzo eingeschnitten, welche eine frühere Depression ausfülle.

Zusammenfassend bemerkt P. Birot (l. c. p. 200): «Aujourd'hui, les rivières prennent toutes leur source au sud de la Cerdagne et de la Sierra del Cadi. Il n'en était pas de même aux temps oligocènes, et les traînées de cailloux provenant de la Zone Axiale représentent nécessairement les principaux courants fluviaux de l'époque. On obtiendra ainsi des zones plutôt que des lignes, car les talwegs étaient en plein travail de remblaiement et divaguaient largement.»

Es ist nun wohl denkbar, dass im Zusammenhang mit der im Bartonien einsetzenden Faltung beziehungsweise Aufwölbung der Pyrenäen die Granitgebirge des Pic Carlitte und des Puig Pedros eine erste weitgehende Abtragung bereits vor und während dem älteren Oligocän erfahren hätten, wodurch sie zu niedrigen Erhebungen mit Mittelgebirgsformen umgewandelt worden wären. Breite Rücken erhielten eine fast gleiche Höhe, und daraus dürfte das sogenannte Gipfelflur-Niveau entstanden sein. Die jener Abtragsperiode entsprechenden fluviatilen Sedimente wären demnach in den älteren, von P. Birot beschriebenen Konglomeraten zu sehen, die über den damals nur wenig ge-

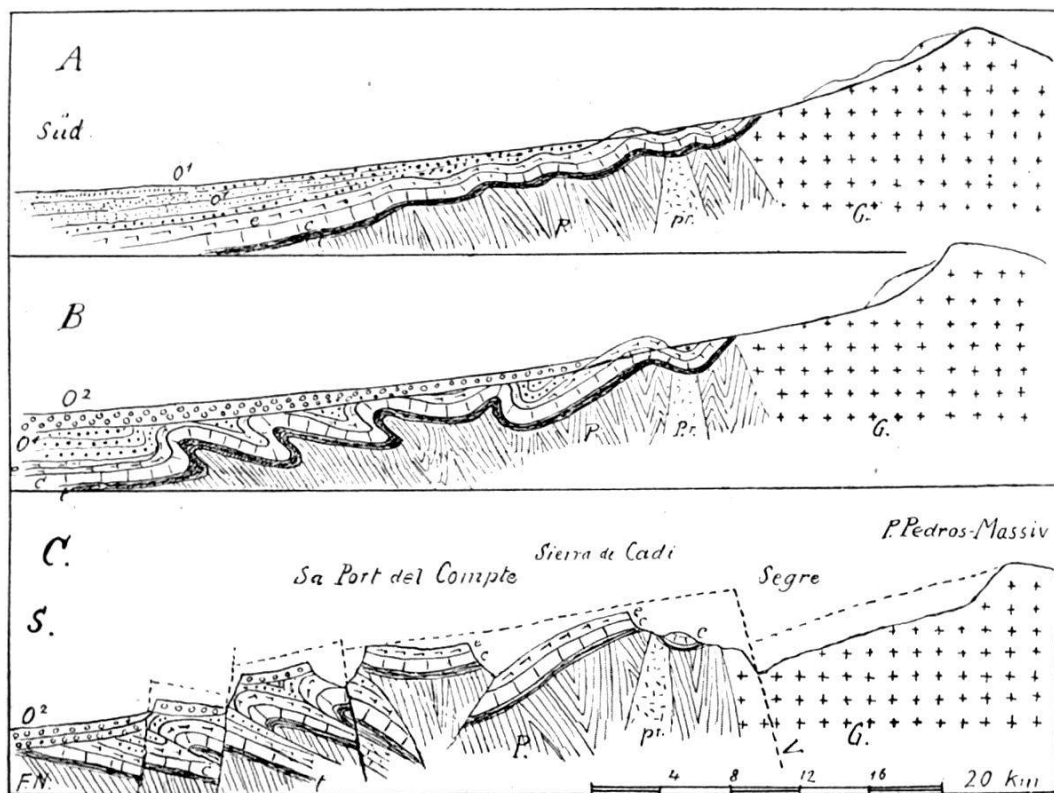


Abbildung 62. Die geologisch-morphologische Entwicklung der Südabdachung des Hochlandes der Cerdagne. (Schematisch.)
 A: im Bartonien, B: im älteren Oligocän, C: im jüngeren Oligocän.
 G = Granit, pr = Porphyry, P = Paläozoikum, t = Trias, c = Kreide, e = Eocän,
 O¹ = obereocäne, O² = oligocäne Konglomerate.

falteten mesozoischen und eocänen Kalkschichten abgelagert worden sind (vergl. Abbild. 62 A).

Gestützt auf die Profile und Beschreibungen der erwähnten Geologen lässt sich die spätere Entwicklung der tektonischen und morphologischen Vorgänge etwa wie folgt skizzieren:

Nach einer im Oligocän auch in der Zone der Pedraforca und der Sierra de Cadi eingesetzten Faltung erfolgte eine zweite langandauernde Abtragungsperiode, während welcher grössere Teile dieser Gebirgszone eingeebnet und in den Granitgebirgen wahrscheinlich die Verflachungen des Camporeil-Karbodenniveaus geschaffen wurden; bei diesem Vorgang kam es wiederum zur Verfrachtung grosser Mengen von granitischem Gesteinsmaterial, das wie früher von den südwärts abströmenden Flüssen auf den Verebnungen der Kalkzone abgelagert wurde (Abbild. 62 B).

Bemerkenswert ist die Tatsache, dass die in jener mittleren Oligocänzeit angenommenen Abtragungsvorgänge nicht nur stark gegliederte oder verästelte Talsysteme geschaffen haben, sondern dass ihnen eine sehr weitgehende Ausräumung und Ab-

tragung und die Schaffung von eigentlichen Plateaus, Erosionsflächen, Peneplains oder Denudationsflächen zugeschrieben werden muss, wenn unsere Deduktionen und die Konstruktion der Zusammenhänge zwischen Oberflächenformen und Denudationsvorgängen richtig sind. Solche Vorgänge setzen jedoch lange Zeiträume und eine nicht tief gelegene Erosionsbasis voraus. Wo solche Abtragungsflächen Hebungen um wenige hundert Meter erfahren haben, hat sich erneute Tiefenerosion geltend gemacht; das tritt uns ja im Montalba-Piedmont deutlich entgegen (s. Seite 34).

Doch setzen wir unsern Entwicklungsvorgang fort. Im jüngeren Oligocän erfolgten letzte sehr energische tektonische Störungen im Bereiche der Pyrenäen, insbesondere in den randlichen Kalkzonen. Hier kam es auf der Südseite bei den Faltungsvorgängen, wie P. Birot dargetan hat, auch zu lokalen Ueberschiebungen, Brüchen, Hebungen und Senkungen. Die Beweglichkeit der einzelnen Schichtenkomplexe verringerte sich langsam; durch Brüche entstanden grössere und kleinere Schollen und Blöcke, die gegenseitig verschoben und teilweise schief gestellt wurden. So ragten Teile der südlich des Segrelängstales gelegenen Gebirgsgruppen nun bis auf 2500 und 2600 m Höhe empor, wie die Tossa de Alp und die Sierra de Cadi, während nördlich von diesen langgestreckten Bergzügen eine Bruchlinie entstand, entlang welcher sich das davon betroffene und anstossende Gebiet senkte. Auf diesen Vorgang dürfte zu Beginn des Miocäns die erste Anlage des Längstalzuges des Segre zurückzuführen sein, der sich 60 km weit vom Col de la Perche bis unterhalb Seo de Urgel hin erstreckt (vergl. Abbild. 62 C).

Selbst wenn für die Bildung des Segre-Längstales nicht auf der ganzen Länge Bruchlinien massgebend gewesen sein mochten, so musste sich doch wegen der beiden im Miocän entstandenen Becken eine Längstalung entwickelt haben. Auf jeden Fall scheint dieses Längstal jünger zu sein als die zur Oligocän gegen S hinführenden oben erwähnten Quertäler. Somit haben wir es hier in den östlichen Pyrenäen mit einer ähnlichen Entwicklung zu tun, wie sie von Alb. Penck für die Ostalpen dargestellt hat; nach diesem gelehrten Autor waren hier in der Tertiärzeit auch zuerst konsequente Quertäler vorhanden, worauf sich später zufolge der Lage von tektonischen Längslinien und von Zonen weicher Gesteine durch fluviatile Erosion subsequente Längstäler gebildet haben (Lit. 10).

3. Jungtertiäre Hebungen der Gebirge der Zentralaxe.

Nachdem die genannten Gebirge der Zentralaxe zufolge der langandauernden Abtragung während der älteren Tertiärzeit

Mittelgebirgsformen erhalten hatten, erfuhren sie in der jüngeren Tertiärzeit, nämlich im Miocän und Pliocän, Hebungen und Schiefstellungen, wobei ihre Ränder durch verschieden verlaufende Brüche begrenzt wurden. Wir haben bereits mehrmals auf die dem Fusse der östlichen Sierra de Cadi und der Puigmalgruppe entlang verlaufende Bruchlinie hingewiesen, die sich allem Anschein nach ostwärts durch das Tet-Tal hinab nach dem Fusse der Canigoukette hinzieht. Eine zweite, aber südöstlich verlaufende Bruchlinie geht durch das Capcir; nach diesem Becken hin scheint das Pic Carlitte-Massiv sich nach erfolgter Hebung schief gestellt zu haben, was in der Lage der Plateaus des Camporeilniveaus und in der Richtung mehrerer Flussläufe, wie Tet, Aude, Lladure, Galbe und andere zum Ausdruck kommt.

Auf der Ostseite des tektonisch bedingten Capcirbeckens erhob sich das Massiv des Roc Madres als mächtiger Block, nachdem es vorher in der Oligocänzeit ebenfalls eine weitgehende Abtragung zum Mittelgebirge erfahren hatte. Und ähnlich wie das Pic Carlitte-Massiv hat der Roc Madres-Block eine Schiefstellung in östlicher Richtung erlebt, die in unserer Zeichnung, Abbild. 23 auf Seite 59 deutlich zum Ausdruck kommt; man erkennt hier, dass der östliche Rand des Massivs in die Piedmontzone von Montalba übergeht; auf diese Schiefstellung geht wohl auch die unsymmetrische Anlage von Flusstälern zurück, die durch das Vorherrschen von grössern ostwärts gerichteten Talfurchen zum Ausdruck gelangt.

Diese Hebung und Schiefstellung des Roc Madres-Massivs vollzog sich offenbar in mehreren Etappen während der Miocänzeit; einer jeden Hebung folgte eine erneute Erosions- und Abtragungsperiode, während der die Talbildung neu belebt wurde; so erklärt sich das Vorkommen von Verflachungen der Talgehänge und das Auftreten von Kanten, als Höhengrenzen zwischen älterer und neuerer Talvertiefung. Ganz allgemein lassen sich bis zum Beginn der Eiszeit sowohl im Roc Madres-Massiv wie auch in der Canigou-Puigmal-Kette unterhalb den Verflachungen der Gipfflur deutliche Anzeichen von dreimaliger Talvertiefung und Gebirgsabtragung feststellen.

Es hat sich dabei ergeben, dass die oberen Talniveaus dieser Gebirge dem Talboden des Perche- oder Planès-Systems entsprechen, dessen Entstehung wir ins mittlere Miocän datieren konnten.

Das dem Ostrande des Pic Carlitte-Massivs vorgelagerte, tektonisch bedingte Becken des Capcir enthält in seiner Sohle wie das Becken der Cerdagne miocäne Sedimente. Während aber im Capcir offenbar die tektonischen Vorgänge relativ frühe zur Ruhe gelangten und der Beckenboden in einer relativ

hohen Lage verblieb, setzten sich, wie deutlich nachgewiesen worden ist, solche Bewegungen, namentlich Senkungen entlang von Brüchen, im Cerdaner-Becken noch bis ins Pliocän fort. Und ähnliches konnte ja auch in der Gegend von Prades und vom Roussillon festgestellt werden.

4. Morphologische Wirkungen der Diluvialzeit.

Gemeinsam ist beiden Beckenlandschaften das Vorkommen von Ablagerungen der Diluvialzeit, namentlich von mächtigen Endmoränen und von Niederterrassenschottern der letzten Eiszeit, während weniger gut erhalten gebliebene Moränen einer früheren Eiszeit bisher mit Sicherheit nur im Becken der Cerdagne nachgewiesen werden konnten; neuere Untersuchungen mussten zeigen, dass diese auch im Capcir und Donézan vorkommen.

Der eiszeitlichen Vergletscherung ist nun in den Gebirgen die Bildung von Rundbuckeln, gestuften Trogtälern, von Karen, Seebecken und einigen Gebirgsgruppen, die unten angegeben sind, auch die Formung von Karlingen zuzuschreiben.

Die Stufung von Trogtälern ist zum Teil durch die infolge von Hebungen wiederholte rückschreitende Erosion der Flüsse bedingt, zum Teil aber durch selektive glaziale Erosion geschaffen worden. Kare haben sich in den meisten Fällen aus alten fluviatilen Erosionstrichtern entwickelt, wobei aber gerade durch Stufung und Ausschleifung von Seebecken durchaus neuartige charakteristische Formen entstanden sind.

Dabei ist ferner bemerkenswert, dass in einigen Gebirgen rundliche Gipfformen des gehobenen Mittelgebirges, die doch ein sehr hohes Alter haben dürften, sich bis zur Eiszeit erhalten haben, in welcher Zeit sie von der Karbildung angegriffen und teilweise umgeformt wurden.

In einigen Gebirgsgruppen, die höher als andere über die Schneegrenze emporragten, beziehungsweise in denen diese Linie tiefer lag als bei andern, dauerte die Vergletscherung länger und war stärker entwickelt; daher dauerten auch die glazialen und diluvialen Abtragungsprozesse in der Karregion länger an, und deshalb sind hier aus rundlichen Gipfeln typische Karlinge mit scharfen Formen und allseitig steil abfallenden Felswänden entstanden; dies war offenbar der Fall im Pic Carlitte-Massiv, in der Camp Ras-Gruppe und in der zum Puig Pedros-Massiv gehörenden Gruppe des Pic de Font Nègre (s. Abbild. 43).

Literatur.

1. *H. Gaussen*, Végétation de la moitié orientale des Pyrénées. Bull. Hist. Nat. Toulouse, t. 55, 1926.
2. *F. Nussbaum*, Zur Morphologie und Geographie der Cerdagne in den Ostpyrenäen. Schweiz. Geogr. 1937.
3. *F. Nussbaum*, Die eiszeitliche Schneegrenze in den Pyrenäen. Verh. am 13. Int. Quart. Kongr. Wien 1936.
4. *Ch. Depéret* et *L. Rérolle*, Note sur la Géologie et s. les mammif. foss. du bassin de la Cerdagne. Bull. Soc. géol. France sér. 3, 4 t. 13.
5. *L. Gaurier*, s. Lit. Verz. S. 14, No. 31.
6. *R. Blanchard*, s. Lit. Verz. S. 14, No. 33.
7. *F. Nussbaum*, s. Lit. Verz. S. 13, No. 15.
8. *A. Penck*, s. Lit. Verz. S. 13, No. 11.
9. *A. Penck*, s. Lit. Verz. S. 45, No. 8.
10. *A. Penck*, Morphologie der Erdoberfläche, Stuttgart 1894, II. S. 93.
11. *F. Nussbaum*, s. Lit. Verz. S. 13, No. 12.
12. *Pau Vila*, La Cerdanya. Barcelona 1926.
13. *O. Mengel*, Etudes de Géographie physique sur les Pyrénées Catal. Bull. Sect. Canigou C. A. F. 1911.
14. Siehe Lit. Verz. S. 26, No. 14, 16, 17.
15. *G. Astre*, Le bassin néogène de Bellver. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse 1927.
16. *M. Chevalier*, Note sur la Cuencita de la Seo de Urgel. Bull. Soc. géol. France, 1909.
17. *W. Panzer*, Die eiszeitlichen Endmoränen von Puigcerda. (Ostpyrenäen). Zeit. f. Gleschk. 1932.
18. *H. Boissevain*, s. Lit. Verz. S. 26, No. 15.
19. *M. Dalloni*, Stratigraphie et tectonique de la Région des Nogueras (Pyr. Centr.) Bull. Soc. Géol. Fr. 1913.