Zeitschrift: Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft von Bern

Herausgeber: Geographische Gesellschaft Bern

Band: 36 (1944-1945)

Artikel: Orographische und morphologische Untersuchungen in den östlichen Pyrenäen. 2. Teil

Autor: Nussbaum, Fritz

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-322976

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: 09.12.2025

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

Dr. Fritz Nußbaum

OROGRAPHISCHE UND MORPHOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IN DEN ÖSTLICHEN PYRENÄEN

II. TEIL

BERN · BUCHDRUCKEREI NEUKOMM & SALCHRATH · 1946

A. Allgemeiner Ueberblick

1. Topographisches.

Das Gebiet der Ariège weist gegenüber den eben betrachteten östlichen Pyrenäen einige wesentliche Unterschiede auf. Hier war in erster Linie von reich gegliederten Längsketten und einigen entsprechenden grossen Längstälern die Rede, deren Flüsse am Ostrand des Gebirges in ihrem Unterlauf Tiefland durchmessen und sich unmittelbar ins Mittelmeer ergiessen. Das Gebiet der Ariège dagegen umfasst einen grösseren Abschnitt der nördlichen Gebirgsabdachung, die durch zahlreiche Quertäler gegliedert ist; diese durchziehen eine Reihe verschiedenartiger Gesteinszonen, aus denen die nach Norden an Höhe ungleichmässig abnehmenden Gebirgsketten und -Gruppen bestehen. Bezeichnend ist das Vorkommen dreier Urgebirgsmassive von 1700, 2000 und 2470 m Höhe; es sind das «Massif des Trois Seigneurs», «de l'Arize» und das «Massif de Tabe», die alle dem ausgedehnteren, der kristallinen Zentralaxe des Gebirges angehörenden und über 3000 m hohen «Massif d'Aston» nördlich vorgelagert sind; von ihnen fliessen mehrere Bäche der Ariège zu, deren wichtigere und grössere Zuflüsse jedoch dem Aston-Massiv entstammen.

Längstäler und -ketten treten im Ariègegebiet stark zurück; nur die den Nordrand des Gebirges bildenden «Petites Pyrénées» sind ausgesprochene Längsketten von nur 700 bis 900 m Meereshöhe, mit longitudinalen breiten Talzügen und schmalen, kurzen Quertälern, ähnlich den Klusen unseres Kettenjuras. Ausser dem Hauptfluss des ganzen Gebietes, der Ariège, sind es drei kleinere Flüsse, die solche Quertäler eingeschnitten haben und die alle drei dem Nordabhang des «Massif de Tabe» entströmen; es sind dies der Douctouyre; der Touyre und der Hers; sie vereinigen sich erst weit ausserhalb des Gebirgsrandes mit der Ariège, die ihrerseits innerhalb der Gebirgszone sowohl aus den «Petites Pyrénées» wie von den bereits genannten Massiven zahlreiche Zuflüsse erhält. Der wichtigste und grösste dieser Zuflüsse ist der R. de Vicdessos, der am Hauptkamm der Pyrenäen entspringt und sich nach 35 km langem Laufe bei dem Städtchen Tarascon in die Ariège ergiesst. (Vergleiche Abbildung 63.)

Aehnlich wie unsere tälerreichen Kantone Wallis, Uri und Glarus hydrographische Einheiten bilden, indem jede von ihnen

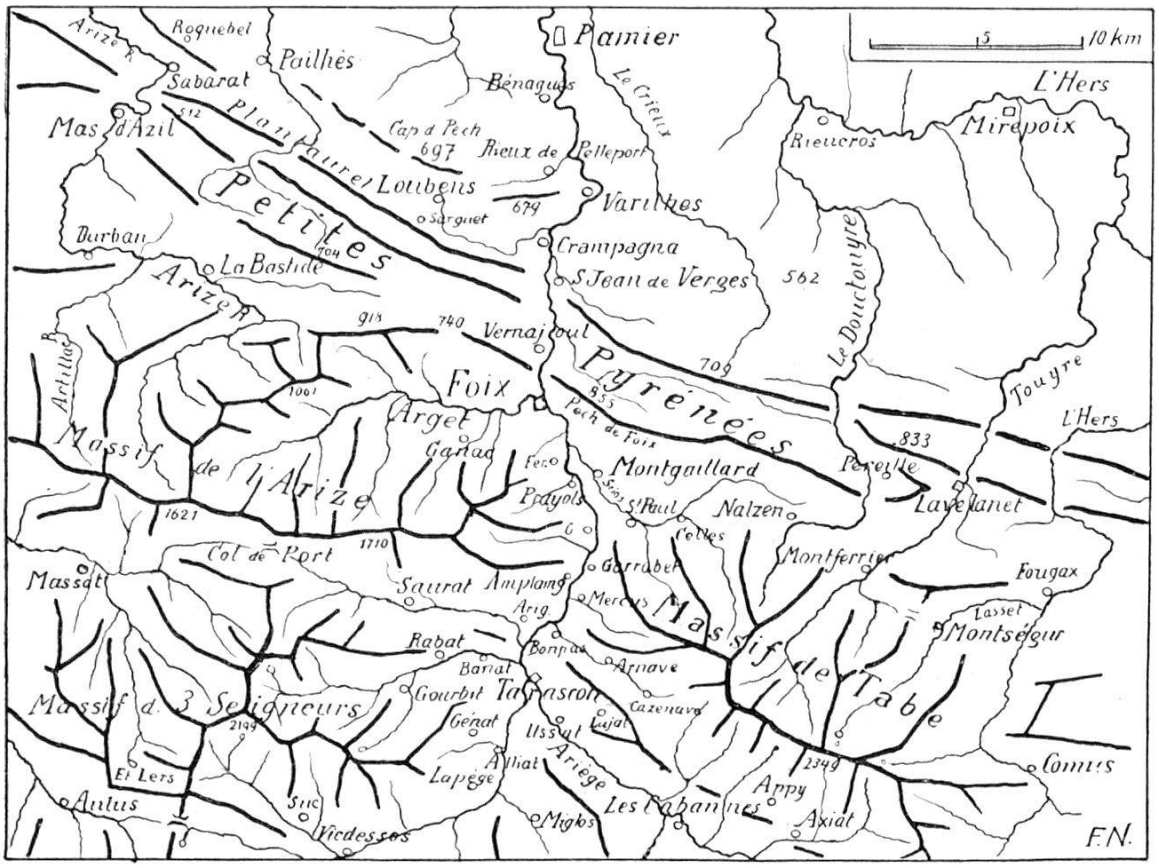

Abbildung 63. *Uebersichtskärtchen des mittleren Gebietes der Ariège.*

ein reich verästeltes Talnetz besitzt, das von einer grossen Wasserader entwässert wird, so stellt auch das Gebiet der Ariège, trotz der Mannigfaltigkeit seiner Bodenformen, eine solche geographische Einheit dar, die nicht nur in der Anordnung der Täler und Gewässer, sondern auch in der Art der Besiedelung, der Wirtschaft und im Verkehrswesen zum Ausdruck kommt. Der Wechsel von steilen Erhebungen mit Verflachungen, mit sanftgeböschten Hügelzonen und mit gut terrassierten Tälern begünstigt die Anlage zahlreicher Dorfsiedlungen und ein dichtes Wegnetz. Das unter dem Einfluss häufiger atlantischer Winde niederschlagsreiche Klima gestattet die Entwicklung eines reichen Pflanzenkleides, gekennzeichnet durch Kulturgewächse in den Tälern, durch dichte Laub- und Nadelwälder an den Berghängen und durch abträgliche, ausgedehnte Weidegebiete in den höheren Zonen. In früheren Zeiten bildeten somit Landbau und vor allem Viehzucht die Haupterwerbsquellen der Bewohner. Dazu kam der Reichtum an Holz, das ehemals weithin abgesetzt wurde, und an Erz, namentlich im Tal von Vicdessos, sowie an Talk und anderer Mineralien, die Anlass zur Einrichtung industrieller Anlagen gaben und der Bevölkerung gute Verdienstmöglichkeiten boten. Ferner bildet das Auftreten von Thermen bei

Ax-les-Thermes den Grund zur Entwicklung des genannten aufblühenden Badeortes, der sich heute, dank der neuen Transpyrenäenlinie einer guten Verkehrslage erfreut. Er weist nunmehr städtischen Charakter auf, ebenso wie Tarascon mit seiner noch vor 20 Jahren bedeutenden Eisenindustrie und wie Foix, der Hauptort des ganzen Gebietes. Alles in allem stellt das Gebiet der Ariège einen der in mancher Hinsicht bemerkenswertesten und namentlich wirtschaftlich bedeutendsten Teile der französischen Pyrenäen dar.

Diese Tatsache kommt insbesondere in neuerer Zeit in einer recht reichen Literatur zum Ausdruck. Zwar als der Verfasser im Jahre 1926 zum erstenmal dieses formenreiche Gebiet betrat, hatte er sich vornehmlich durch die Lektüre geologischer Literatur auf jene Reise vorbereitet, und dabei waren es vor allem die Arbeiten von *E. de Margerie*, *Garrigou*, von *L. Carez*, *L. Bertrand* und von *Mengaud*, sowie naturgemäss die Abhandlung von *Alb. Penck* über die Eiszeit in den Pyrenäen, die für ihn leitend waren. Seither hat aber das Geographische Institut der Universität Toulouse unter der Leitung von Prof. Faucher eine recht lebhafte Tätigkeit auch auf dem Gebiet der regionalen Landschaftskunde entwickelt. *D. Faucher* ging hierbei mit gutem Beispiel voran, und mehrere seiner Studien sowie die von ihm angeregten geographischen Arbeiten wurden in der ebenfalls von ihm begründeten, reichhaltigen Zeitschrift «Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest» veröffentlicht und auf diese Weise einem weiten Leserkreis zugänglich gemacht. So findet sich in dieser Revue auch eine ganze Anzahl Arbeiten und Studien, die sich auf das Ariègegebiet beziehen, und in denen sowohl geologische Tatsachen und morphologische Erscheinungen wie auch Objekte der Besiedelung und Wirtschaft zur Sprache gebracht worden sind. Wegweisend dürften insbesondere die Abhandlungen des Herausgebers der Jahrgänge VIII von 1937 und IX von 1938 sein, die überdies Arbeiten über das Ariègegebiet von L. Goron, von H. Gaussen, von G. Jorré, Pardé, N. Casteret und anderen enthalten. Auf die speziellen morphologischen Arbeiten von D. Faucher, L. Goron und Castéras werden wir im Verlaufe unserer Darstellung noch zurückkommen.

Vorerst wollen wir noch einen Ueberblick über den geologischen Bau des genannten Gebietes werfen.

2. Geologischer Bau des Ariègegebietes.

Obwohl ein grosser Teil dieses Gebietes aus Gebirgsgruppen besteht, die wie die Ostpyrenäen dem alten herzynischen Faltensystem angehören und demgemäss vorherrschend aus kristallinen

Gesteinen wie Granit und Gneis, sowie aus sehr alten, paläozoischen Sedimenten aufgebaut sind, wie dies namentlich beim Aston-Massiv und den drei kleineren, ihm nördlich vorgelagerten Massiven der Fall ist, sind doch auch jüngere Sedimente, namentlich des Mesozoikums, vor allem solche der Jura- und Kreideformation, sehr stark beteiligt; in untergeordnetem Masse treten auch eozäne Bildungen herzu. Letzteres ist namentlich in dem niedrigen Kettengebirge der «Petites Pyrénées» der Fall, das durch eine unserem Jura ähnliche Faltenbildung entstanden ist. Im wesentlichen handelt es sich hierbei nur um ein breites Gewölbe, dessen Scheitel jedoch bis auf den Kreidekern abgetragen ist, während die aus eozänen Schichten bestehenden Schenkel als schmale Isoklinalkämme aufragen. Dieser einfache Bau, der namentlich für das Gebiet zwischen Touyre und Lasset bezeichnend ist, wird aber weiter westlich beim sogenannten Pech de Foix komplizierter, indem die Faltung hier grössere Intensität, steilere Schichtenstellung verbunden mit dem Auftreten von Jurasedimenten aufweist.

Auch in den eigentlichen Pyrenäen sind mesozoische Sedimente reichlich vertreten, so unmittelbar südlich der «Petites Pyrénées» und südlich der drei genannten kristallinen Massive, derjenigen «des Trois Seigneurs», de l'Arize und von Tabe (St-Barthélemy).

Die zwischen diesen Massiven und dem «Massif d'Aston» sich hinziehende schmale Sedimentzone, die von *E. de Margerie* als «Zone de l'Ariège» bezeichnet worden ist, setzt sich aus steil gestellten, tektonisch sehr stark gestörten, mesozoischen Kalkschichten, hauptsächlich der Jura- und der Kreideformation, zusammen; sie verlaufen in westöstlicher Richtung, und ihre widerstandsfähigen, durchlässigen Kalkmassen bilden in der Gegend von Tarascon und Ussat von Höhlen und Klüften durchsetzte steile, isoklinale Felskämme und Klötze. (Lit. 1, 2, 3.) Auch der Nordrand der eben genannten drei Massive ist durch Steilstellung mesozoischer Sedimente gekennzeichnet, die teils als stark eingeklemmte Mulden und Gewölbe, teils als Isoklinalkämme erscheinen und durch Verwerfungen von benachbarten jüngeren oder älteren paläozoischen Sedimenten oder auch von kristallinen Gesteinen getrennt sind.

Der recht verwickelte tektonische Aufbau gerade des Ariègegebietes hat Veranlassung zu verschiedenen Auffassungen über dessen Entstehung unter den Geologen gegeben. Wie wir bereits im ersten Teil unserer Arbeit (Seite 25) angedeutet haben, glaubt L. Bertrand für dieses Gebiet Deckenbau, ähnlich den alpinen Ueberschiebungen annehmen zu dürfen, während L. Carez, Castéras und andere diese Auffassung ablehnen und die eigenartige Struktur der Gebirge des Ariègegebietes durch Faltung und durch

lokale Faltenüberschiebungen erklären wollen, indem sie darauf hinweisen, dass die Brüche und Verwerfungen von Bertrand in den meisten Fällen als zu flach liegend angenommen worden sind, während dieselben in Wirklichkeit sehr viel steiler einfallen und daher nur die Annahme von lokalen starken tektonischen Störungen rechtfertigen (Lit. 3, 4).

Bemerkenswert ist die weitere Tatsache, dass die grösseren Erhebungen, namentlich die Gebirgsmassive und die ihnen nördlich vorgelagerten Längsketten der «Petites Pyrénées» zwar im allgemeinen dem geologischen Aufbau entsprechen, dass jedoch im einzelnen, wie dies insbesondere aus den zahlreichen geologischen Profilen, die von Castéras gezeichnet wurden, hervorgeht, die Oberflächenformen überall die geologische Struktur schneiden und somit als reine Abtragungsformen erscheinen. Selbst die Gebirgsmassive weisen, wie bereits schon früher festgestellt worden ist, solche Formen auf, namentlich sanft geneigte Hochflächen, in welche die Täler mit steilen Hängen eingeschnitten sind (Lit. 7, 8). Wir werden solche Flächen und breite Rückenformen noch bei einigen Gebirgruppen näher betrachten, so namentlich solche des Aston Massivs und des «Massif de Tabe».

Es ergibt sich daraus, dass nach der tertiären Auffaltung der Pyrenäen eine Periode sehr beträchtlicher subaerischer Abtragung eingesetzt hatte, so dass das Gebirge weithin zu einer relativ sanft geböschten Mittelgebirgslandschaft erniedrigt worden ist. Später muss jedoch wieder eine allgemeine Hebung eingesetzt haben, wodurch die Flüsse zu neuem Einschneiden gezwungen worden sind. Dadurch sind die tiefen und vielerorts schmalen Erosionstäler entstanden, deren Hänge nicht selten noch Terrassen aufweisen, nach welchen auf periodisch wiederholte Vertiefung geschlossen werden darf.

Der durch fluviatile Erosion bewirkte Prozess der Talbildung dürfte im wesentlichen vor der Eiszeit erfolgt sein; denn wir finden die von diluvialen Gletschern abgelagerten Schuttmassen, Moränen und Schotter, sowohl an den Hängen, auf den seitlichen Terrassen wie auch auf den im Flusspiegel liegenden Talsohlen.

Dies ist, wie durch die Geologen seit längerer Zeit festgestellt wurde, in den grossen Tälern der Ariège, des R. de Vicdessos, des Touyre und des Lasset der Fall, von denen die beiden letztgenannten dem Nordabhang des «Massif de Tabe» entströmen und sich erst im Pyrenäenvorland mit der Ariège vereinigen.

Schon durch Jean de Charpentier wurde vor 100 Jahren nachgewiesen, dass der Ariègegletscher eine sehr ansehnliche Ausdehnung besass, indem er, nach erratischen Blöcken zu schliessen, bis in die Gegend von Foix gereicht haben müsse (Lit. 5). Danach betrug seine Länge zirka 60 km.

Spätere Untersuchungen, die von *A. Penck* übersichtlich zusammengestellt worden sind, haben ergeben, dass die Ausdehnung der diluvialen Gletscher in den Pyrenäen nicht nur durch erratische Blöcke, sondern, durchaus analog den Verhältnissen in den Alpen, auch durch Moränen und fluvioglaziale Schotter, ferner in den höheren Bergzonen auch durch das Vorkommen von Trogtälern, Seebecken und Karen gekennzeichnet ist (Lit. 6, 9, 10).

Entsprechend der grossen Ausdehnung des Ariègegletschers nehmen auch die glazialen Ablagerungen im Tal der Ariège, namentlich zwischen Foix und Tarascon, einen beträchtlichen Umfang an, und wir werden noch zu untersuchen haben, wie vielen Eiszeiten diese Ablagerungen angehören und in welcher Weise die morphologische Wirkung der eiszeitlichen Gletscher im Gebiet der Ariège zum Ausdruck gelangte; dies gilt sowohl für den grossen Ariègegletscher wie für die Lokalgletscher, die in den erwähnten Gebirgsmassiven von Tabe und der «Trois Seigneurs» existiert hatten.

Wir beginnen unsere näheren Ausführungen mit der Darlegung morphologischer Beobachtungen über Talbildung und Eiszeit in den beiden grösseren Talgebieten der Ariège und des Vicdessos und gehen sodann über zur Betrachtung einzelner Gebirgsgruppen, die in Hinsicht auf Talbildung und eiszeitliche Lokalvergletscherung von besonderem Interesse sind.

B. Morphologische Beobachtungen in grösseren Talgebieten

I. Das Tal der Ariège.

1. Ueberblick.

Für den im Bereiche der Pyrenäen gelegenen 68 km langen Lauf der Ariège ist, ähnlich wie bei der Aare im Berner Oberland, eine dreimalige Aenderung der Laufrichtung bezeichnend. Im obersten, 24 km langen Abschnitt strömt der Fluss in südnördlicher Richtung bis Ax-les-Thermes in einem relativ engen, teilweise trogförmigen Quertal, das tief in das granitische Gebirge der zentralen Zone eingeschnitten ist.

Bei Ax-les-Thermes, wo die Ariège einen grösseren rechtsseitigen Zufluss, die Oriège, aus dem Carlitte-Massiv erhält, schlägt der Hauptfluss einen vorwiegend nordwestlich gerichteten Lauf von ebenfalls 24 km Länge bis Tarascon ein, wobei das zwischen dem «Massif d'Aston» und dem Massiv von Tabe angelegte Tal an zwei Stellen parallel zum Streichen der Gesteinszonen verläuft und dort relativ breiter erscheint. Unterhalb Les Cabannes beginnt das Einschneiden in die Kalkzone von Tarascon. Bei dieser städtischen Siedlung mündet von links das bereits genannte über 30 km lange Tal des R. de Vicdessos ein, das seinen Ursprung ebenfalls am Hauptkamm der Pyrenäen und zwar ganz am Westrand des Aston-Massivs nimmt und dem als dem grössten Seitental der Ariège eine grössere geographische und wirtschaftliche Bedeutung zukommt.

Unterhalb Tarascon biegt die Ariège wieder nach Norden um; ihr Tal wird wieder ein ausgesprochenes Quertal, das zwischen den kristallinen Massiven von Tabe, der Trois Seigneurs und von Arize verläuft und demnach, ähnlich wie das Thunerseetal, eine tektonische Anlage verrät.

Zum grösseren Teil tektonisch bedingt sind auch zwei oder drei linksseitige Nebentäler der Ariège, die sich mit ihr zwischen Tarascon und Foix vereinigen; das erste ist das Tal von Gourbit, das westlich unterhalb Tarascon einmündet und das in die Ostabdachung des «Massif des Trois Seigneurs» eingetieft ist. Das zweite Tal folgt der tektonischen Störungslinie zwischen diesem Massiv und dem von Arize; es senkt sich vom Col de Port in

östlicher Richtung und birgt im Unterlauf die grosse Ortschaft Saurat. Das dritte, hier zu nennende ebenfalls als Längstal zu bezeichnende Seitental ist das des Arget, das bei Foix ins Haupttal einmündet und selbst wieder eine grössere Zahl von kleineren Zuflüssen, namentlich aus dem «Massif d'Arize» erhält.

Auf der rechten Talseite fliessen der Ariège zwei ansehnliche Bäche zu, die beide ihren Ursprung an der West- beziehungsweise Nordwestflanke des «Massif de Tabe» haben; der kleinere von ihnen mündet mit steilem Taleinschnitt beim Dorfe Bonpas, der andere, grössere, im Unterlauf Scios genannt, berührt die Ortschaften Celles, St-Paul und Montgaillard. Seinem Tal kommt eine grössere Bedeutung zu, indem es eine bequeme Verkehrsverbindung mit dem Talgebiet des Touyre darstellt.

Bei Foix quert das Tal schliesslich die Längsketten der «Petites Pyrénées», um bei St-Jean-de-Verges ins flache Tertiärvorland der Pyrenäen einzutreten.

Es sei an dieser Stelle noch darauf hingewiesen, dass dieses Vorland eigentümlicherweise nicht aus vorherrschend flachen Schichten besteht, sondern, wie die Aufnahmen von Abbé Pouech, M. Hébert und M. Castéras beweisen, aus mächtigen sehr steil gestellten Sedimenten des Eocäns und Oligocäns, wobei Sandsteine, Schiefer, Mergel und Konglomerate in starkem Wechsel auftreten (Lit. 11, 12, 3). Aber die durch intensive Faltungen und Verwerfungen bewirkte Struktur wird vollständig von den Oberflächenformen geschnitten, ein Beweis für die während des Miocäns und des Pliocäns erfolgte, sehr weitgehende Abtragung dieser vorherrschend weicheren, undurchlässigen Gesteinsmassen, die heute das Landschaftsbild einer typischen welligen Rumpffläche (Peneplain) bieten.

Im Gegensatz zur Ostseite der Ariège, wo sich eocäne Ablagerungen weithin ausbreiten, bildet die aus steil aufgerichteten, alttertiären Schichten aufgebaute Landschaft westlich des Flusses eine verhältnismässig schmale Zone von nur 2 bis 3 km Breite, die auf einer über 15 km langen nordwestlich verlaufenden Linie: Crampagna-Roquebel (nördlich Sabarat), von horizontal abgelagerten Miocänbildungen begrenzt wird, welche diskordant auf den älteren Schichten aufruhen.

Während auf grössere Ausdehnung hin diese miocänen Absätze aus Mergeln und weichen Sandsteinen bestehen, stellen sich an andern Orten, so beispielsweise am 697 m hohen Cap del Pech nördlich Loubens, gleichalterige grobe Konglomerate ein, die, wie *M. Pouech* ausgeführt hat, zum Teil aus grossen Granitblöcken bestehen, unter denen sich solche von 8 bis 10 m^3 Grösse vorfinden (siehe Abbildungen 63 und 64).

Aehnliche Ablagerungen kommen auch 5 km südöstlich und östlich von Loubens bei Crampagna und, nach *Garrigou*, am

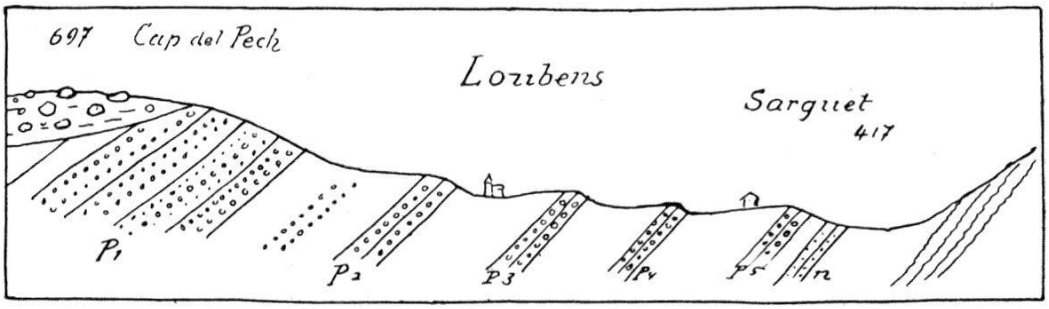

Abbildung 64. *Geologisches Profil durch die Tertiärformationen von Loubens, w. Varilhes, nach M. Pouech.* (P 1—5 eoc. Konglomerate.)

Pech de Varilhes vor (Lit. 13). Dieser Autor sagt hierüber: «Du Pech de Varilhes à Rieux de Pelleport dépôts glaciaires à blocs granitiques». Auch bei Bénagues, das zwischen Rieux und Pamiers liegt, sollen sich von neuem grosse eckige Granitblöcke vorfinden. Garrigou ist wie angedeutet, der Auffassung, dass diese grobblockigen Ablagerungen auf eine Vergletscherung der Miocänzeit zurückzuführen seien; den gleichen Eindruck machen auch die oben genannten Bildungen, die von Pouech bei Loubens festgestellt worden sind.

Angesichts des Umstandes, dass diese Blockablagerungen sich in beträchtlicher Entfernung von den nächsten Granitgebirgen vorfinden und einer tertiären Abtragungsfläche auflagern, dürfte es schwer halten, an ihre Herkunft durch Vorgänge der Gebirgsaufrichtung oder der Ueberschiebungen zu denken, so dass uns die hier zwar auf den ersten Blick etwas befremdende Deutung durch Gletschertransport der Miocänzeit doch als die wahrscheinlichere erscheint, eine Deutung, die, wie uns deucht, in jüngster Zeit auch von *L. Goron* geteilt wird (vergl. Lit. 14, Profile S. 43 und 48). *]

2. *Das Tal der Ariège zwischen Foix und Tarascon.*

a. Terrassen und Moränen.

Der zwischen Tarascon und Foix gelegene 17 km lange Talabschnitt der Ariège, wo der Fluss ein mittleres Gefälle von 6,1 ‰ besitzt, ist der ganzen Länge nach terrassenförmig gestaltet, und zwar lassen sich fast überall 3 vorwiegend aus

*) Bei der Betrachtung dieser Blockbildungen bei Loubens, Rieux und Varilhes drängt sich uns ein Vergleich mit gleichartigen Ablagerungen auf der Südseite der Pyrenäen auf, die im I. Teil der vorliegenden Abhandlung (S. 142) erörtert worden sind, und man darf sich fragen, ob hier nicht Erscheinungen vorliegen, die sich auf eine gemeinsame Ursache, nämlich auf eine jungtertiäre Vergletscherung, zurückführen lassen.

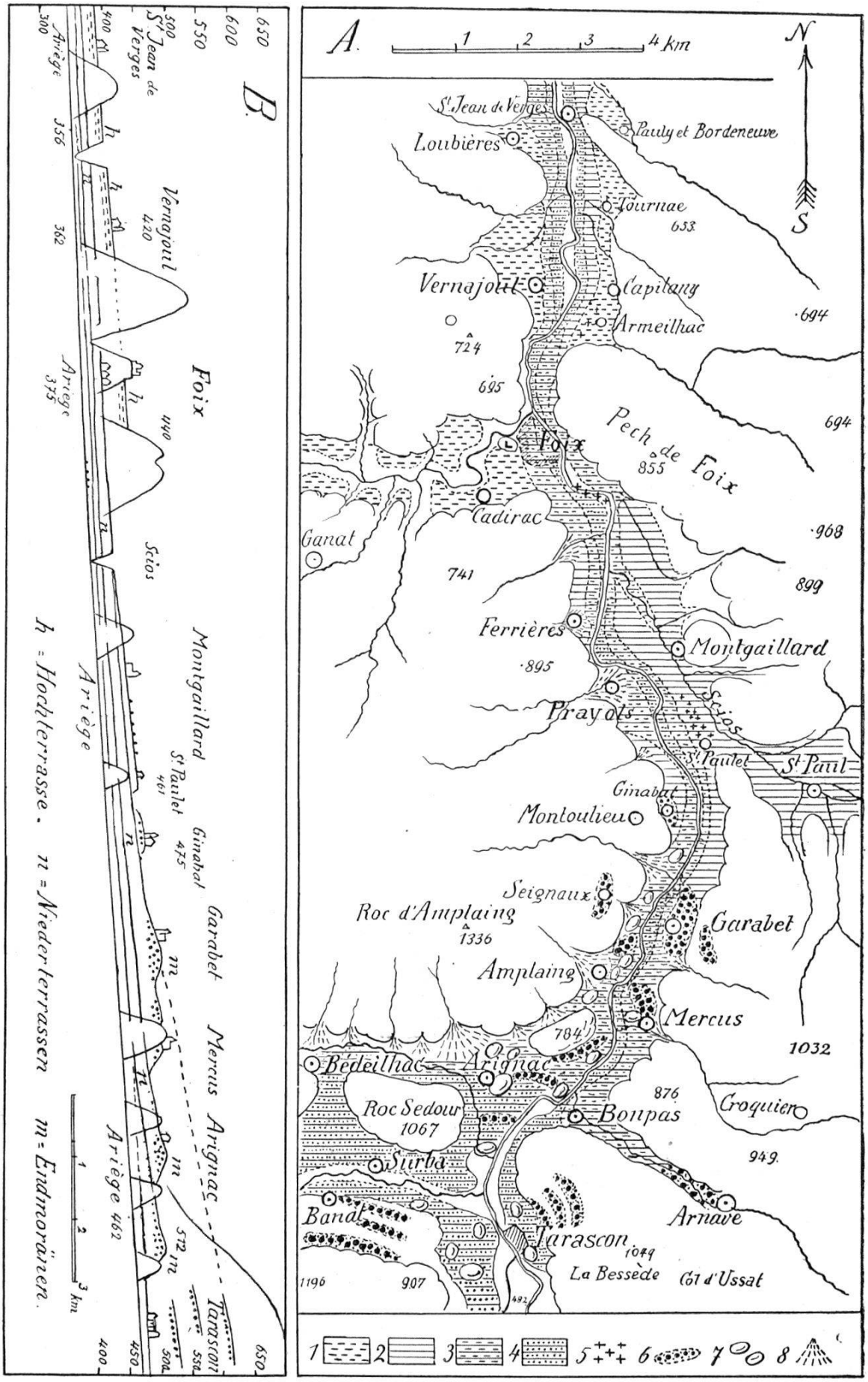

Abbildung 65. *Karte und Profil der Terrassenlandschaft an der Ariège zwischen Tarascon und Foix.*

1. Hochterrasse, 2 bis 4 Niederterrassen, 5 Findlinge, 6 Moräne, 7 Rundbuckel, 8 Schuttkegel.

Schotter bestehende Terrassen unterscheiden, die wenig unterhalb Tarascon beginnen und sich sodann über Foix hinaus nach Vernajoul und St-Jean de Verges fortsetzen. Auch in dem aus Tertiärbildungen aufgebauten flach-hügligen Pyrenäenvorland stellen sich an der Ariège aus Fluss-Schottern zusammengesetzte Terrassen in verschiedener Höhe ein, von denen die tiefer gelegenen offenbar mit den oberhalb St-Jean de Verges befindlichen in Beziehung gebracht werden können. Dies geht namentlich aus einer sehr lesenswerten Abhandlung von *L. Goron* hervor (Lit. 14).

Der Umstand, dass im Tal der Ariège diese Terrassen, von denen die höchsten 50 bis 60 m, die mittleren 30 bis 40 m hoch über dem Flusspiegel liegen, in der Gegend von Tarascon einsetzen und weiter oberhalb, wie wir später sehen werden, ganz oder fast gänzlich fehlen, erklärt sich aus der Tatsache, dass sie — ähnlich wie die fluvioglazialen Ablagerungen des Alpenvorlandes — mit Endmoränen des diluvialen Ariègegletschers in genetischer Beziehung stehen, eine Auffassung, die seit 1904 von einer ganzen Reihe von Forschern vertreten worden ist. Dagegen gehen deren Meinungen über das Alter einiger Moränenkomplexe mit ihren zugehörigen fluvioglazialen Bildungen noch auseinander. Bevor wir auf die Erörterung dieser Meinungsverschiedenheiten eintreten, sollen vorerst noch die topographischen und geologischen Verhältnisse des in Frage stehenden Talabschnittes kurz dargestellt werden (vergl. Abbildung 65 A).

In die erwähnten Terrassen hat sich die Ariège unter Bildung einiger, meist schwach entwickelter Mäander ein verhältnismässig schmales, 50 bis 60 m tiefes Tal eingeschnitten, so dass nur an wenigen Stellen auf kürzere Strecken ein schmaler rezenter Talboden erscheint, der Fluss aber meist zwischen sehr steil abfallenden, verschieden hohen Terrassenrändern dahinströmt. Besonders eng und steilwandig ist das Tal an vereinzelten Stellen, wo sich der Fluss in Felsriegel eingeschnitten hat, die da und dort aus den Schotterterrassen aufragen oder Ausläufer benachbarter Bergvorsprünge sind. In einigen Fällen handelt es sich um epigenetische Talstrecken, indem durch Schotter ein älteres Tal verschüttet wurde und sich der Fluss dann später, das heisst in der Portglazialzeit an einer andern Stelle einschnitt und dabei auf Felsuntergrund kam, in den er sich einsägte.

Wegen der Enge der rezenten Talrinne konnten hier keine Siedlungen entstehen, während sich die stellenweise 0,5 bis 1,5 km breiten Terrassen für die Anlage von grösseren Siedlungen sehr gut eigneten. Und da sich die erwähnten Terrassen zu beiden Seiten des Flusses vorfinden, treffen wir dementsprechend auf jeder Talseite eine Anzahl von Dorfsiedlungen an, deren Lage und Grundrissform durch die Gestaltung der Terrassen und

Moränen bedingt erscheinen. So folgen auf der rechten Talseite unterhalb Tarascon die Ortschaften Bonpas, Mercus, Garrabet, St-Paulet (St. Paul) und Montgaillard, denen auf der linken Seite die Orte Arignac, Amplaing, Ginabat, Prayols, Ferrières und Cadirac entsprechen.

Die letztgenannte Ortschaft befindet sich unmittelbar südlich von Foix auf einer sehr deutlich entwickelten Schotterterrasse, die in 440 m absoluter Höhe 65 m hoch über den Fluss aufragt. Sie ist die höchste Terrasse ihrer Art in dem uns beschäftigenden Talabschnitt; sie besteht in der oberen Hälfte aus grossem, unregelmässig geschichtetem Schotter von typisch fluvioglazialem Charakter, während die untere Hälfte durchwegs feineres, gut gerolltes und regelmässig geschichtetes, aber teilweise stark verwittertes Geröllmaterial aufweist, das als echte Flussablagerung bezeichnet werden muss.

Talaufwärts fehlt eine entsprechende Fortsetzung; dagegen lässt sich diese Terrasse bei einem Gefälle von 8‰ talabwärts über Vernajoul und St-Jean de Verges verfolgen. Hier ist sie in kleineren, aber gut erkennbaren Terrassenresten festzustellen, nämlich vorerst östlich Vernajoul bei Armeilhac, wo sie durch grosse, kantige Blöcke gekennzeichnet ist, ferner bei Tournae (Chât.) und sodann bei Pauly, östlich St-Jean de Verges. Ferner ist im Ariègetal des Pyrenäenvorlandes eine gleich hohe Terrasse, wie insbesondere L. *Goron* dargetan hat, auf grössere Ausdehnung hin nachzuweisen (l. c.). Ihr entspricht offenbar die von französischen Geologen als «terrasse supérieure» bezeichnete Ablagerung, die im Mittel 30 bis 40 m über dem Flusse liegt, und die *H. Obermaier* die «vorletzte Terrasse» genannt hat (Lit. 16). Sie dürfte der im Alpengebiet vorkommenden Hochterrasse gleich zu setzen sein.

Sowohl bei Vernajoul wie auch bei Foix treten im Querprofil des Ariègetales unterhalb der eben beschriebenen Hochterrasse noch 2 bis 3 tiefere Abstufungen oder Terrassen auf, von denen die älteren der sogenannten Niederterrasse anzugehören scheinen. Auf der oberen derselben steht in 406 m. M. H. der Hauptteil des Städtchens Foix, während das ehemalige dreitürmige Grafenschloss auf einem noch die Cadirac-Terrasse überragenden Felssockel errichtet worden war. Die Niederterrasse von Foix erhebt sich 30 m über dem Fluss, während sie bei Vernajoul eine Mächtigkeit von 25 m besitzt.

Flussaufwärts nimmt ihre Mächtigkeit relativ stark zu; sie lässt sich von Foix auf der westlichen Talseite fast ununterbrochen 6,5 km weit verfolgen mit den Ortschaften Ferrières (432 m), Prayols (445 m) und Ginabat. Auf der rechten Talseite entsprechen ihr die Terrassen östlich Foix, von Montgaillard und von St-Paul; hier, das heisst bei der Station St-Paulet, liegt

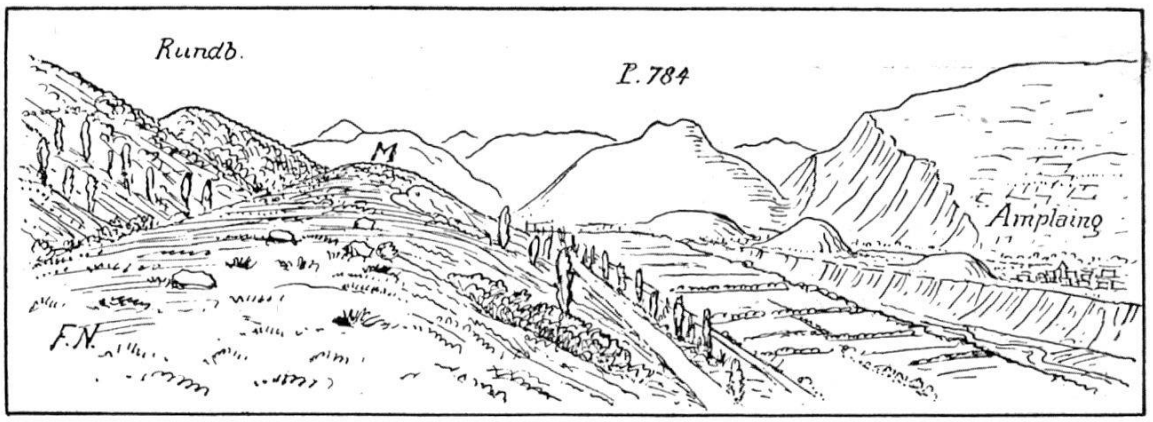

Abbildung 66.

Tal der Ariège bei Garrabet, mit Blick auf Moräne (M), jüngere Niederterrasse und auf Rundbuckel bei Amplaing, talaufwärts gesehen.

ihre Oberfläche in 461 m, nämlich 46 m über dem Fluss; von diesem Punkt an senkt sich die Terrasse stark, das heisst mit 14‰ gegen die Einmündung des Scios-Baches, und ihre Oberfläche ist weithin mit auffallend grossen Granitblöcken, Findlingen, übersäet, auf die von verschiedenen Forschern hingewiesen worden ist. Ohne Zweifel handelt es sich bei der Terrasse von St-Paulet um eine glaziale Ablagerung, bei der allerdings eine wallförmige Endmoräne nicht zustande kam, sondern der Gletscherschutt zum grösseren Teil als Uebergangskegel von den Schmelzwässern verschwemmt wurde.

In dieses Niveau sind zwei weitere Terrassen eingetieft, die eine von zirka 25 m, die andere von zirka 10 m Höhe; beide lassen sich von Vernajoul beziehungsweise von Foix an talaufwärts ebenfalls mit zunehmender Mächtigkeit verfolgen, und zwar die höhere bis zu Endmoränen, die bei Garrabet-Mercus liegen, die tiefere bis zu den kurzen Wallmoränen von Arignac und La Bernière. Wie schon anderwärts festgestellt, sind auch hier im Liegenden der aus grobem Material bestehenden Schottern feinere Geröll- und sogar Sandschichten zu beobachten, die eine dem Gletschervorstoss vorausgegangene Flussablagerung darstellen (vergleiche Profile beziehungsweise Abbildungen 66 und 67).

b. Diskussion über die Entstehung der Terrassen.

Die auffallende Mächtigkeit und die Dreizahl der soeben beschriebenen Terrassen, die ohne Zweifel als fluvioglaziale Bildungen zu bezeichnen sind, haben unter den Forschern Anlass zu verschiedenartigen Deutungen über ihre Zugehörigkeit zu den hier zu unterscheidenden Eiszeiten gegeben.

A. Penk sprach als Erster die Vermutung aus, dass die Schotter der Pyrenäenflüsse fluvioglazialer Natur seien (Lit. 6).

1904 hat *M. Boule* die Verknüpfungs- und Uebergangsverhältnisse speziell der quartären Endmoränen der Garonne zur letzten Eiszeit eingehend dargelegt (Lit. 17).

1905 beschrieb *H. Obermaier* die Lagerungsverhältnisse und die Zusammensetzung von vier diluvialen Schottern, die als verschieden hohe Terrassen die breiten Talsohlen der Garonne und der Ariège zwischen dem Pyrenäenfuss und Toulouse begleiten. Indem nun dieser Autor auf den von M. Boule erbrachten Nachweis vom Zusammenhang der sogenannten Niederterrasse mit den jungeiszeitlichen Endmoränen an der Garonne hinweist, glaubt er, auch für die drei übrigen, höher gelegenen Schottersysteme gleiche Entstehung annehmen zu dürfen, und so gelangt er — analog zu der von Gutzwiller, Penck und Brückner aufgestellten Lehre von vier Eiszeiten in den Alpen — zu ebensovielen Vergletscherungen in den Pyrenäen (Lit. 16).

Aber den direkten Nachweis der Verknüpfung mit Endmoränen aller vier Schotter speziell im Ariègegebiet ist Obermaier schuldig geblieben.

1909 gibt *L. Carez* eine kurze, zutreffende Beschreibung von den drei zwischen Foix und Montgaillard gelegenen, blockreichen Terrassen, deren fluvoglaziale Entstehung er zwar bestreitet (Lit. 4).

Dagegen vermag ein Jahr später *L. Mengaud* sehr klar den Zusammenhang zweier Terrassensysteme mit Moränen an der Ariège zwischen Tarascon und St-Jean de Verges darzulegen und dabei auf zwei Eiszeiten (Rissien et Würmien) zu schliessen. Allerdings glaubt er, nach der Mächtigkeit der verschiedenen Terrassen annehmen zu dürfen, dass die Endmoränen und Terrassen von Garrabet und St-Paul der älteren Eiszeit zuzuweisen und mit den Terrassen von Cadirac und Vernajoul in Verbindung zu setzen seien (Lit. 18).

Demselben Irrtum verfiel auch *Léon Bertrand*, welcher auf der 1913 erschienenen Carte géologique de France, feuille de Foix (1:80 000), jene Terrassen nach ihrer Mächtigkeit alle als a^{1a} «terrasse supérieure» (30 m) bezeichnete, während die um 15 m tiefere Terrasse a^{1b} als «terrasse moyenne» offenbar der sogenannten Niederterrasse entsprechen sollte (Lit. 2).

In den Jahren 1923 bis 1932 wurden kurz nacheinander mehrere Arbeiten veröffentlicht, die sich mit den diluvialen Schottermassen des Garonne-Gebietes beschäftigten und dabei auch die einschlägigen Erscheinungen des Ariègetales berührten, so von Ch. Depéret, G. Denizot, D. Faucher und vom Verfasser.

Die von L. Bertrand auf der geologischen Karte, Blatt Foix, wiedergegebene Darstellung der Moränen und der Terrassen a^{1a} und a^{1b} des Ariègetales veranlasste *Ch. Depéret* zu einer

kurzen Darlegung der Beziehung der Moränen zu den genannten Terrassen (Lit. 20). Dabei glaubt er, die drei durch Endmoränen bei Garrabet, Bonpas und unweit Tarascon angezeigten Gletscherstände, denen drei fluvialglaziale Terrassen entsprechen, drei Eiszeiten, nämlich der Mindel-, Riss- und Würm-Eiszeit, zuschreiben zu dürfen, eine Annahme, die bisher und seither von keinem andern Autor geteilt worden ist.

Ein Jahr später kommt *G. Denizot* ebenfalls auf jene drei Terrassen des Ariègetales zu sprechen, die er wie Depéret mit Moränen bei St-Paul, Garrabet, Bonpas und bei La Bernière in Verbindung bringt, denen er aber ein bedeutend jüngeres Alter gibt als Depéret. Er will hier nur Ablagerungen der letzten Eiszeit sehen, von denen die jüngeren Rückzugsstadien entsprechen sollen; den Halt bei La Bernière weist er sogar dem Bühlstadium zu (Lit. 21). In seiner Studie über die diluviale Vergletscherung der östlichen Pyrenäen stützte sich *F. Nussbaum* auf seine in den Jahren 1926 und 1927 gemachten Beobachtungen, die ihn im Tal der Ariège zur Unterscheidung von drei Schotterterrassen führten, die er mit Moränen bei Garrabet, Mercus und Arignac in Beziehung brachte (Lit. 9).

Eine spätere nochmalige Begehung (1931) lehrte ihn die risseiszeitlichen Schotter von Vernajoul und Cadirac kennen, in welche die würmeiszeitlichen Ablagerungen eingeschachtelt sind (Lit. 10).

Unterdessen war eine von *D. Faucher* verfasste Abhandlung über die Ablagerungen des diluvialen Ariègegletschers erschienen, in der klarer, als dies bisher der Fall war, zwischen älteren und jüngeren Schotterterrassen unterschieden und ihre Beziehung namentlich zu jungeiszeitlichen Moränen erörtert wurde (Lit. 22). Als einer früheren Eiszeit angehörend bezeichnet Faucher die Terrasse von Cadirac, von der er sagt, dass sie die älteste Vergletscherung repräsentiere, die man in den Pyrenäen der Ariège kenne. Eigentümlicherweise hält er aber die Terrasse von Vernajoul für jünger als die von Cadirac, während er deren Fortsetzung auf einer Kartenskizze nur in einem kleinen Terrassenrest südöstlich St-Jean de Verges findet.

Man vermisst bei dieser sonst sehr anregend geschriebenen und mit 4 Bildern ausgestatteten Studie eine auf Höhenquoten beruhende Darstellung von Längs- und Querprofilen. Durch solche hätte auch die eingehende Beschreibung von Felsriegeln und Rundbuckeln anschaulicher gemacht werden können. Letztere sind besonders zahlreich in der Gegend von Arignac, die mit ihren blockreichen Moränenhügeln, Findlingen, Felsbuckeln und Terrassen ein typisch glaziales Gepräge aufweist.

Dagegen treten grössere, abgerundete Felshügel, wie der Augenschein lehrt, nur vereinzelt auf, so beispielsweise der

zwischen Arignac und Amplaing aufragende, 784 m hohe Hügel, der durch das schmale Trockental des Col de Tengre von dem südöstlichen Ausläufer des Arize-Massivs getrennt wird, oder der bedeutend kleinere Felsbuckel, der sich zirka 1 km nördlich Amplaing in ähnlicher Lage erhebt, ebenso wie der Rundbuckel südlich Ginabat, beim Ausgang des von Montoulieu herabführenden Seitentales. Jeder dieser drei Felshügel ist offenbar durch den Einschnitt eines seitlich einmündenden Baches oder Flusses entstanden, der durch den vorstossenden Gletscher aus seiner früheren Lage verdrängt und veranlasst worden war, dem Gletscherrand entlang zu fliessen und sich dabei ein neues Bett zu schaffen. Ohne Zweifel war dies bei dem vom Col de Port herabfliessenden, zeitweise sehr wasserreichen Fluss von Saurat der Fall, der durch den bis Rabat und Bédeilhac vorstossenden Ariègegletscher, wie wir noch näher erörtern werden, gezwungen worden war, bei Arignac gegen Nordosten hin abzufliessen, statt gegen S., wie er dies heute tut; auf diese Weise ist es zum Einschnitt des Col de Tengre gekommen.

Die Literatur über die Terrassenbildungen des Ariègetales ist vor kurzem, wie oben bereits angedeutet, durch eine sehr bemerkenswerte Abhandlung von *L. Goron* bereichert worden, die sich durch Gründlichkeit der Untersuchung und durch Klarheit der Darstellung vor allen bisher aufgeführten Arbeiten unterscheidet (Lit. 14). In erster Linie ist es diesem Autor gelungen, von zahlreichen Amtsstellen eine sehr grosse Zahl zutreffender Höhenquoten zu erhalten, die er durch eigene barometrische Messungen wesentlich vermehrte und die sich teils auf Oberflächenteile von Terrassen, Moränen und Felsbuckeln, teils auf die Höhe des Wasserspiegels der Ariège beziehen, zumeist Angaben, die sonst nur aus grossmasstäbigen Karten zu entnehmen sind, die jedoch zum allergrössten Teil der topographischen Karte im Masstab 1:80 000 fehlen. Ferner wusste er von technischen Unternehmungen her bekannte Werte von Bohrungen und Sondagen in diluvialen und alluvialen Aufschüttungen zu verwerten. Während sich nämlich auf der eben genannten offiziellen Karte im Talgebiet der Ariège zwischen Tarascon und St-Jean de Verges nur 9 Höhenzahlen vorfinden, vermochte L. Goron in seinen Längsprofilen für die gleiche Strecke nicht weniger als 81 Höhenwerte anzugeben. Auf diese Weise war es möglich, nicht nur die Gefällsverhältnisse der einzelnen ineinander geschachtelten Terrassen mit Genauigkeit festzustellen, sondern auch diejenigen des Flusslaufes und sogar die der Sohle des Flussbettes, die überraschenderweise zahlreiche, von Alluvionen zugeschüttete, beckenförmige Vertiefungen aufweist.

Die in unserem Talgebiet vorkommenden Terrassen werden ähnlich wie die an der Garonne von L. Goron in eingehender

Weise geschildert und unter Heranziehung vielseitiger, morphologischer und stratigraphischer Gesichtspunkte chronologisiert und genetisch klar gestellt. Mit Sicherheit werden hier die zwei weithin verfolgbaren, gut erhaltenen Terrassensysteme der sogenannten Hoch- und der Niederterrasse als fluvoglaziale Bildungen zweier Eiszeiten bezeichnet. So betrachtet der genannte Forscher die über 50 m hohen Terrassen von Cadirac und Vernajoul als Reste der Hochterrasse, die er dementsprechend der Riss-Eiszeit zuschreibt, während er die bei St-Paulet, Garrabet und Bonpas-Arignac einsetzenden Terrassen als fluvioglaziale Ablagerungen der zweiten, beziehungsweise jüngsten Eiszeit auffasst, während welcher der Ariègegletscher nach einem maximalen bis Garrabet reichenden Vorstoss sich in Rückzugsstadien nach den weiter oberhalb gelegenen Moränengegenden von Bonpas-Arignac zurückgezogen haben müsse.

Unsere mehrmaligen Begehungen des hier in Frage stehenden Talgebietes haben uns grundsätzlich zu den gleichen Ergebnissen geführt wie L. Goron; nur glauben wir, dass der würmeiszeitliche Gletscher in seiner maximalen Ausdehnung über Garrabet hinaus bis nach St-Paulet vorgestossen sei; denn anders als durch direkte Gletscherverfrachtung lassen sich die dort vorkommenden zum Teil bis hausgrossen Granitblöcke nicht wohl deuten. Aehnlich dürfte es sich mit der Herkunft des groben Blockmaterials der risseiszeitlichen Terrassen von Vernajoul und Armeilhac verhalten.

Aus den von *L. Goron* gezeichneten Längs- und Querprofilen des Ariègetales ergibt sich mit aller Deutlichkeit, dass nach der Aufschüttung der Hochterrasse, die sich über 100 km weit ins Vorland der Pyrenäen verfolgen lässt, der Fluss sich nochmals durch die ganze, im Mittel 50 m mächtige Schotterbildung hindurch und teilweise sogar in den Felsuntergrund eingeschnitten und im Verlaufe einer offenbar langen Interglazialzeit ein ziemlich breites Sohlental geschaffen hat, auf welcher nun die Niederterrasse der letzten Eiszeit abgelagert wurde. Genau dieselben Vorgänge lassen sich auch im benachbarten Tal der Garonne zwischen Montréjeau und Toulouse feststellen.

Die grosse Ausdehnung der genannten Schotter im Stromgebiet der Garonne rechtfertigt die Frage, ob bei ihrer Bildung nicht auch eustatische Bewegungen des Landes, beziehungsweise jeweilen Senkungen und Hebungen der Küstenzone der Garonne, beteiligt gewesen sein könnten, eine Frage, die von *Savornin* und *Chaput* lebhaft erörtert und teilweise in bejahendem Sinne beantwortet worden ist (Lit. 23). Ohne Zweifel haben allgemeine Hebungen des Landes das periodische Einschneiden der Flüsse bis in den Felsuntergrund älterer Talsohlen bewirkt und damit die heute feststellbare Höhenlage älterer Schotter

verursacht, wie sie von den gennannten Autoren, sowie von Obermaier und Mengaud nachgewiesen worden ist.

Sicher ist, dass dieses jeweilige, durch rückschreitende Erosion erfolgte Einschneiden der Flüsse durch eine relative Veränderung der Erosionsbasis bewirkt wurde. Dazu kam naturgemäss auch eine Abnahme der Geröllführung. Eine solche ist allgemein für Interglazialzeiten anzunehmen, während Eiszeiten mit ihrer grossen Gletscherausdehnung infolge starker Abschmelzung zu einer sehr wesentlichen Vermehrung der Geschiebeführung der unterhalb der Endmoränen gelegenen Talabschnitte geführt haben mussten. Nicht ohne weiteres erklärbar erscheint sodann die Eintiefung der 3 Terrassen, die, wie wir sahen, sich zwischen Foix und Tarascon bis zu den 3 jungeiszeitlichen Endmoränen von Garrabet, Arignac und La Bernière verfolgen lassen. Man hat sich zunächst zu fragen, ob sich bei den jeweiligen Gletscherrückzügen zuerst der Fluss gänzlich in die vorher aufgeschüttete Terrasse eingeschnitten hat, worauf die entsprechende, tiefere fluvioglaziale Aufschüttung erfolgt sei; bei der grossen Ausdehnung der älteren Niederterrasse müsste für jenes Einschneiden, verbunden mit lateraler Erosion, zwar eine relativ lange Zeit vorausgesetzt werden, aber sie wäre wohl viel kürzer gewesen als die vorausgegangene Interglazialzeit.

Oder man kann die Frage aufwerfen, ob vor oder während eines Rückzugsstadiums des Ariègegletschers bloss eine partielle Eintiefung in die vorher aufgeschüttete Terrasse erfolgte und ob das dem jüngeren Gletscherstadium entsprechende Fluvioglazial nur in dem vom früheren Gletscherstand herrührenden Zungenbecken abgelagert wurde. In diesem Falle wäre, wie bebereits L. Goron angenommen hat (l. c. p. 386), offenbar nur eine relativ geringe Schuttmenge durch die Gletscherbäche zur Ablagerung gekommen. Diese Schuttlieferung würde noch geringer sein, wenn es sich herausstellte, dass die im Liegenden der fluvioglazialen Schotter vorkommenden Flussablagerungen interglazialen Alters, also vor der ganzen Serie der Niederterrassenschotter entstanden wären, was übrigens als wahrscheinlich anzunehmen ist (vergleiche Abbildung 67).

Betrachtet man nun die etwa von Léon du Pasquier oder von Alb. Penck gezeichneten Längsprofile der Hoch- und der Niederterrasse im Vorlande der Alpen oder die entsprechenden Profile von L. Goron oder von R. Pic des Pyrenäengebietes, so gelangt man zur Feststellung, dass die fluvioglazialen Aufschüttungen eine unglaublich viel grössere Schuttmenge darstellen als die entsprechenden Moränen oder deren steile Uebergangskegel in die weiter talabwärts entstandenen Schotterterrassen.

Wenn man sich sodann vorstellt, dass bei einem Gletscherrückzug ohne Zweifel durch stärkere Abschmelzung viel Schutt

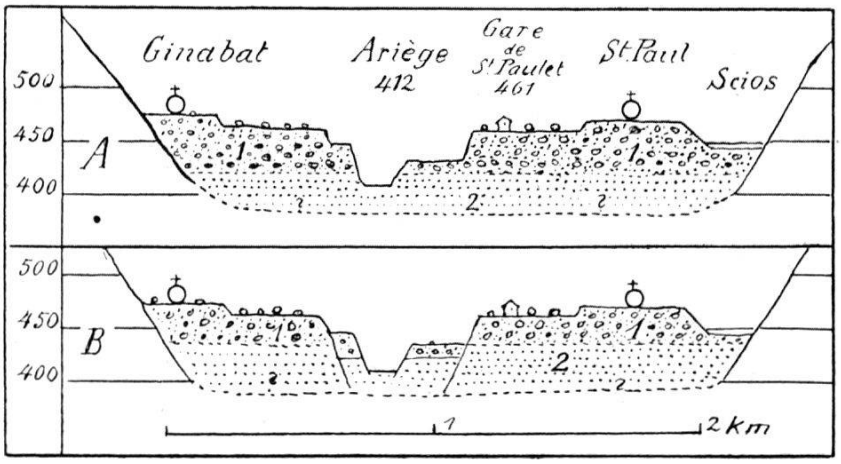

Abbildung 67. *Querprofil durch das Ariègetal bei Ginabat-St. Paul. A nach L. Goron, B nach F. Nussbaum.*

1. Moränen und Schotter der letzten Eiszeit, 2. ältere Flussablagerungen.

frei wird, der als Fluvioglazial zur Ablagerung gelangt, so kann man die Annahme kaum von der Hand weisen, dass bei den beiden Rückzugsstadien des Ariègegletschers von Arignac und La Bernière die Aufschüttung des verschwemmten Materials sehr viel grösser gewesen sein dürfte, als dies bei den nur etwa 2 km langen Zungenbecken der Fall gewesen wäre, in denen übrigens, wie wir bereits gehört haben, das Liegende der betreffenden Glazialschotter durch ältere Flussablagerungen gebildet wird; solche füllen auch die nach L. Goron hier vorkommenden, offenbar durch frühere glaziale Ausschleifung entstandenen, flachen Becken im Flussbett aus.

c. Die Gegend von Tarascon.

Das Städtchen Tarascon liegt in 478 m zu beiden Seiten der Ariège auf zirka 5 m hoher Terrasse, die sich in einer beckenförmigen Ausweitung des Tales ausbreitet und im Süden wohl dem flachen Schuttkegel des hier einmündenden grössten Nebenflusses der Ariège, des R. de Vicdessos, entspricht. Durch diesen ist der Hauptfluss ganz auf die rechte Seite des Tales gedrängt worden, so dass er hart dem Fusse des bis 1049 m hohen Berges entlang strömt, der vom Lujat-Massiv gegen Nordwesten vorspringt und der oberhalb 800 m vom Bois de la Bessède bedeckt wird. Am Fusse des Berges, unmittelbar nördlich und südlich des älteren Stadtteils erheben sich zwei typische Felsrundbuckel, ebenso auf der linken Seite des Flusses, mitten in der Talebene, die im Nordwesten von dem überraschend steil aufgerichteten, felsigen Einzelberg, dem 1067 m hohen Roc de Sedour überragt wird. Südlich von ihm öffnet sich das breite

Seitental von Surba-Rabat; es wird vom R. de Rabat durchzogen, der seinen Ursprung im «Massif des 3 Seigneurs» nimmt.

1,5 km unterhalb Tarascon durchbricht die Ariège den durch Moränen, Schotter und Felsrundbuckel gebildeten Riegel der Bernière; der hier vorhandenen Endmoräne entspricht eine unmittelbar östlich von Tarascon in 510 m Höhe dem Bergfuss angelagerte Ufermoräne.

Oberhalb derselben lassen sich noch zwei weitere Moränenzonen am gleichen Bergabhang feststellen, nämlich in 620 m und in 770 bis 800 m Höhe; sie entsprechen offenbar den früheren Eisständen, als der Ariègegletschers bei Arignac-Bonpas und bei Garrabet endete. Der Höchststand des würmeiszeitlichen Gletschers wird durch eine deutliche Schliffkehle in 800 m Höhe südlich von Tarascon angezeigt (vergleiche Abbildung 68).

Damals erstreckte sich überdies eine seitliche Zunge von Tarascon westwärts in das Seitental von Surba bis nach Rabat hin aus; denn hier bezeugen überall gut erhaltene, frische Moränen, zahlreiche Findlinge und Terrassen jene ehemalige Gletscherausdehnung, wie aus folgenden Angaben hervorgeht:

Eine erste niedrige Schotterterrasse lehnt sich an den Felsrundbuckel bei der Station Tarascon und reicht bis zum Hof Fournié, der auf einem flachen Rundbuckel steht. Dann folgt eine etwas höhere Terrasse mit dem Schloss Lacombe und dem Dorf Banat; südlich davon lassen sich zwei westöstlich streichende Moränenterrassen erkennen, die eine in 580 m, die der Terrasse von Surba entspricht, und eine höhere in 660 bis 680 m; weiter westwärts findet sich eine Moräne noch oberhalb 700 m bis zum Bacheinschnitt, der sich vom Einzelberg P. 1248 nordwärts hinabzieht; hier biegt die Moräne ebenfalls gegen Norden um, und sie findet ihre Fortsetzung nördlich des Talwassers beim Dorfe von Rabat.

Bei dieser Ausdehnung der südlichen Zunge des Ariègegletschers wurde offenbar der R. de Rabat gestaut, es entstand in seinem Tal ein Stausee, in dem sich mächtige Schotter ablagerten, die heute eine gut ausgesprochene Terrasse östlich des hier einmündenden Baches von Gourbit bildet. Westlich oberhalb dieser Terrassen liegen die Endmoränen eines lokalen Gletschers, der im Tal des R. de Rabat lag (siehe Abbildung 91).

Zu gleicher Zeit, als jene seitliche Zunge des Ariègegletschers bis Rabat reichte, dehnte sie sich auch nordwärts bis in die Gegend von Bedeilhac, auf der Westseite des Roc de Sedour, aus; ja auch auf der Nordseite dieses steilen Einzelberges liegen zwischen Bedeilhac und Arignac sehr zahlreiche erratische Blöcke, aus deren Lage sich ergibt, dass im Maximum der letzten Eiszeit der genannte Einzelberg rings vom Gletschereis umschlossen war und als Nunatak daraus emporragte. Es geht dies auch

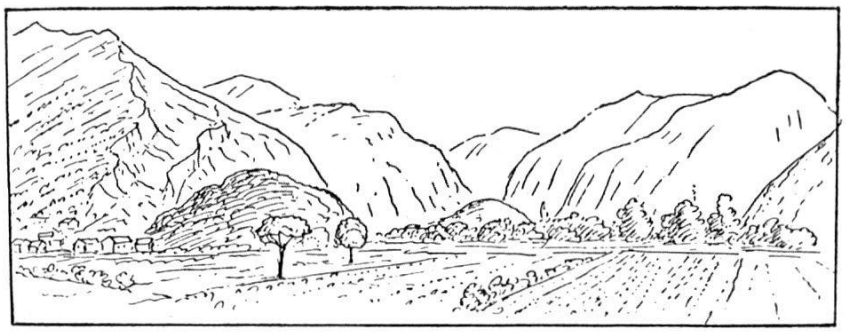

Abbildung 68.
Tal der Ariège unmittelbar oberhalb Tarascon, talaufwärts gesehen.

aus den Untersuchungen des französischen Forschers *F. Garrigou* hervor, der noch in einer nahe am Gipfel des Roc Sedour gelegenen Höhle Glazialablagerungen fand (Lit. 24).

Bevor wir uns nun dem innerhalb der Pyrenäen gelegenen mittleren Talabschnitt der Ariège zuwenden, wollen wir im Hinblick auf die Chronologie der Talbildung beziehungsweise der Eintiefung des eben betrachteten Abschnittes des Ariègetales zusammenfassend festhalten, dass dieses Tal bereits vor der sogenannten Riss-Eiszeit bis nahezu auf den heutigen Flussspiegel eingeschnitten war; dass sodann der Riss-Eiszeit eine Zeit der fluviatilen Aufschüttung auf dem flachen Talboden vorausging, und dass das Fluvioglazial der Riss-Eiszeit, die Hochterrasse, bei Foix auf diese Flussbildungen zur Ablagerung kam. Die letzte Interglazialzeit brachte eine weitere, aber gegenüber dem vor-risseiszeitlichen Talboden nur unbedeutende Talvertiefung, sodann offenbar wieder eine Periode der Flussablagerungen, die wie diejenigen unter der Hochterrasse vielleicht als Vorstoss-Schotter einer beginnenden Eiszeit gedeutet werden dürften; den Schluss bildet die Ablagerung des Systems der Niederterrasse.

2. Das Ariègetal zwischen Tarascon und Ax-les-Thermes.

a. Becken und Riegel.

Im Gegensatz zum Talabschnitt unterhalb Tarascon, der durchwegs durch seinen ausgesprochenen Terrassencharakter gekennzeichnet ist, weist der zwischen Tarascon und Ax-les-Thermes gelegene 24 km lange Talabschnitt eher die Züge eines von hohen Bergabhängen eingefassten Trogtales auf, das durch drei Riegelzonen in vier beckenförmige Weitungen gegliedert wird. Ein erstes zugeschüttetes Becken von zwar nur geringer Ausdehnung ist dasjenige von Tarascon, das 1,4 km oberhalb dieser Ortschaft durch einen aus Kalkstein aufgebaute Längs-

rippe eingeengt wird, die beim Dorf Ussat vom steilen Bergabhang abzweigt (siehe Abbildung 68).

Von hier an aufwärts zeigt das vorherrschend in die jurassische und triasische Kalkzone eingetiefte Tal auf 8 km Länge bis zur Einmündung des von Süden herströmenden Astonflusses ausgesprochen trogförmigen Charakter mit sehr steilen, felsigen Talwänden und flachem Talboden. An einigen Stellen wird dieser von Bachschuttkegeln überlagert, auf denen Dörfer stehen, wie Bonan, Sinsat und Aulos. Die steilen, von Klüften, Steinschlagrinnen und Bachrunsen zerfurchten Talwände, in denen sich bekannte prähistorische Höhlen auftun, erheben sich 700 bis 900 m hoch empor, um dann in der Höhe in flachere Hänge überzugehen, die zu rundlichen Rücken und Kämmen hinaufführen, die offenbar ältere Abtragungsformen verraten, so im Norden des Tales das 1480 m hohe Lujat-Massiv, im Süden die des fast gleich hohen Pic de Baychon, dessen Hauptkamm südwärts ständig ansteigt bis zum 1905 m hohen, aber flachen Mont Camp.

Oberhalb der Mündung des Astonflusses wird die Ariège zwischen den Ortschaften Les Cabannes und Albiès durch die zweite, gegen 3 km lange, niedrige Riegelzone eingeengt; der Fluss durchquert hier in nord-nordwestlicher Richtung eine westöstlich streichende Zone steilgestellter, paläozoischer Kalke und Schiefer, die der hercynischen Faltung angehörend, durch die abtragenden Kräfte, zuletzt durch den eiszeitlichen Gletscher in zahlreiche abgerundete Rippen und Buckel zerlegt worden sind.

Beim oberen Rand dieser Zone münden bei Albiès von beiden Seiten Bäche mit Schuttkegeln in das hier beginnende, relativ schmale Becken ein, in welchem die Dörfer Vèbre, Urs, Lassur, Garanon und Luzenac stehen. Mit Ausnahme der Ortschaft Urs hängt die Lage dieser Ortschaften ebenfalls mit Schuttkegeln von seitlich einmündenden Bergbächen zusammen. Dazu gesellt sich bei Luzenac auch ein flacher, abgeschliffener Felssporn, der parallel zum Haupttal verläuft. Diese durch ihre industrielle Verarbeitung von Talk bekannte Ortschaft befindet sich bereits hart am nördlichen Rand einer dritten Riegelzone, die eine durchaus ähnliche morphologisch-geologische Beschaffenheit aufweist wie diejenige unterhalb Albiès. Die zwischen Rippen und Rundbuckeln talaufwärts führende Strasse steigt von der in 608 m Höhe gelegenen Brücke von Unac über 50 m an, um sodann bis zu 622 m bei der Brücke von Perles abzufallen, wo das vierte Talbecken endet, das bei einer Länge von 5 km die beiden Ortschaften Le Castelet und Savignac birgt. Es liegt im Streichen einer Gneiszone, die sich ostwärts gegen Ax-les-Thermes und durch das Tal von Ascou hinaufzieht.

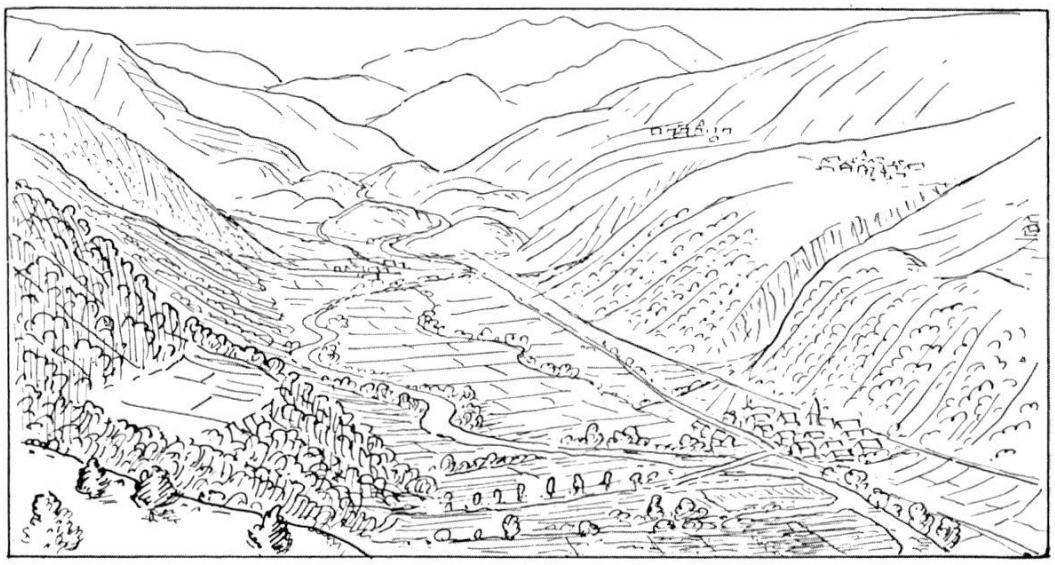

Abbildung 69.

Blick auf das Becken von Savignac, talabwärts gesehen.

Rechts auf hoher Terrasse die Dörfer Vaychis und Tignac.
In der Bildmitte die Riegel- und Rundbuckelzone oberhalb Luzenac.

Das Becken von Savignac, in das sich wie anderswo mehrere seitliche Bachschuttkegel vorbauen, wird auf der Nordseite von einer gut ausgesprochenen Erosionsterrasse von 200 bis 300 m Höhe begleitet, auf welcher die Dörfer Ignaux, Vaychis und Tignac stehen (vergleiche Abbildung 69).

Auf der Südseite des Tales sind entsprechende Terrassen nur in schmalen abgeflachten Vorsprüngen zu beiden Seiten des Nageartales zu erkennen, das mit deutlich ausgesprochener Stufe ins Talbecken von Savignac einmündet; dieses erscheint gegenüber dem Nebental um zirka 200 m übertieft.

Ebenso mündet von rechts das Tal von Caussou bei Unac mit 160 m hoher Stufe ins Haupttal ein (vergleiche Profile, Abbildung 74).

Westlich von diesem Seitental setzt eine Landschaftszone ein, die sich durch eine eigenartige Gestaltung des rechtsufrigen Talgehänges des Haupttales auszeichnet. Es ist dies die strukturell bedingte, isoklinale Berg- und Talzone von Axiat-Arnave, die wir im nächsten Abschnitt näher betrachten wollen.

b. Die isoklinale Berg- und Talzone von Axiat-Arnave.

Diese aus einer Reihe relativ niedriger, aber steil aufragender, felsiger Einzelberge und einer parallel dazu verlaufenden Längstalung bestehende Landschaftszone besitzt im ganzen gegen 20 km Länge und endet mit dem bereits genannten Kalksteinmassiv von Lujat bei Tarascon; sie bildet im Grunde die Fuss-

zone des von hier nordwärts aufsteigenden «Massif de Tabe» oder des «Massif du Saint-Barthélemy». Während dieses nun zum grössten Teil aus kristallinen Gesteinen (Gneis, metamorphe Schiefer, Granit) besteht, setzt sich die durch kurze, steile Quertäler gegliederte Reihe der schmalen Einzelberge ausschliesslich aus Kalken der Jura- und Kreideformation zusammen und gehört nach Castéras als «zone secondaire métamorphique de Caussou et de Lordat», somit der «Ariège-Zone», an, von der bereits kurz die Rede war. Es sind dies von Ost gegen Westen aufgeführt die folgenden Erhebungen: der 1322 m hohe Pic Galmont (nördlich Bestiac), der an seinem Westende abgestuft ist und hier in 940 m die Ruinen des Schlosses Lordat trägt, der 1238 m hohe Rochers de Quié, an dessen Fuss die Dörfer Urs und Vèbre liegen, ferner der 1156 m hohe Felsbuckel nördlich Albiès, womit nur die grösseren Aufragungen genannt sind, die bei ihrer sehr steilen bis senkrechten Schichtenstellung als ausgesprochene Isoklinalkämme erscheinen, während das oben genannte 1488 m hohe Massiv von Lujat eine breitere Entfaltung aufweist und eher eine muldenförmige Lagerung der Schichten vermuten lässt.

Eigentümlicherweise gehen nun die Meinungen der Geologen über den tektonischen Bau dieser relativ schmalen Einzelbergzone wesentlich auseinander.

Léon Bertrand hält diese Kalksteinzone für Teile einer besonderen Ueberschiebungsdecke (Nappe B), die er unter das von ihm ebenfalls als Decke (Nappe C) angenommene «Massif primaire du Saint-Barthélemy» einschiessen lässt, und er zeichnet die Reihe der genannten Einzelberge als mit 30 Grad gegen Norden geneigte Isoklinalkämme (siehe Profil 1, Abbildung 4, I. Teil, p. 24).

Nach *M. Castéras* dagegen fallen die Schichten der gleichen Kämme beziehungsweise Berge mit 70 bis 80 Grad gegen Süden ein, und sie stellen sehr eng zusammengepresste Mulden dar, die normal dem kristallinen Grundgebirge des Pic du Saint-Barthélemy auflagern; etwas breiter erscheint die geologische Mulde des zur Hauptsache aus Kreidekalken gebauten Lujat-Massivs. Auf der Südseite wird die ganze Einzelbergzone von einer nahezu senkrechten Verwerfung gegen die steilgestellten, hercynisch gefalteten paläozoischen Sedimente begrenzt, welch letztere bereits zum Nordrand des Aston-Massivs gehören (siehe Abbildung 83).

Das von Bertrand vertretene tektonische Motiv des Deckenbaues in diesem Gebiet kommt demnach in der Darstellung von M. Castéras in keiner Weise zum Ausdruck. Ebenso sind in den Profilen dieses Geologen keinerlei Anhaltspunkte für die Annahme von nur lokal begrenzten Ueberschiebungen zu erkennen,

wie sie zum Beispiel von *Jacob* beschrieben werden und wobei beispielsweise das Massiv von St-Barthélemy als wurzellos nach Norden überschoben wäre, seine Wurzelzone aber in unmittelbarer Nähe, nämlich am Nordrand des Aston-Massivs gelegen haben soll, so dass die Zone des Längstalabschnittes der Ariège annähernd dieser Wurzelzone entsprechen würde (Lit. 25).

Bei aller Verschiedenheit der geologischen Interpretationen der genannten Landschaftszone ergeben sich doch einige morphologisch wichtige Tatsachen, nämlich vorerst die, dass das heutige Längstalstück der Ariège unterhalb Luzenac zwar tektonisch bedingt, aber doch im wesentlichen durch die abtragenden Kräfte vor allem durch die Flusserosion, geschaffen worden ist, zu der sich in der Eiszeit noch die ausschleifende Wirkung der Gletscher gesellte. Ebenfalls durch Erosion enstanden ist der parallel zum Ariègetal verlaufende aber zirka 300 bis 400 m höher gelegene Talzug, der im Südosten am Mittellauf des Baches von Axiat in zirka 1100 m Höhe beginnt und sich westnordwestwärts bis nach Bonpas (im Quertal der Ariège), hinzieht. In diesem Talzug, der von *L. Carez* als früheres, diluviales Tal der Ariège bezeichnet wird, liegen ausser Axiat in 909 m noch die Dörfer Appy in 909 m, Caychax in 960 m, Senconas in 940 m, Cazenave in 872 m und Arnave, dieses 3 km südöstlich von Bonpas. Es fehlt dem gesamten Talzug an einem einheitlichen Gefälle, und er wird von 3 Bächen südwärts und einem weiteren Bache gegen Nordwesten nach der Ariège hin entwässert; die Quellgebiete dieser Bäche liegen am Südabhang des St-Barthélemy-Massivs. Wie bereits angedeutet, beginnt die Talung nicht in der Gegend von Lordat-Axiat, wie man annehmen sollte, wenn sie als ursprüngliches Tal der Ariège betrachtet würde, sondern am Bach von Axiat, dessen Mittellauf in ostwestlicher Richtung verläuft. Es ist somit die genannte Talung als subsequente, tektonisch bedingte Ausräumungszone der vier in die Ariège einmündenden Bäche zu betrachten, die in ihrem untersten Talabschnitt eine ausgesprochene Stufe aufweisen; in diese haben sich die drei südwärts abfliessenden Bäche schmale, tiefe Gräben eingerissen. Es geht daraus eine gewisse Jugendlichkeit der Talbildung in diesem Abschnitt hervor, ähnlich wie dies bei mehreren Bächen auf der Südseite des Ariègetales der Fall ist, wie zum Beispiel beim Nagear-Fluss, und bei den Bächen, die bei Le Castelet, bei Luzenac, Lassur, Albiès und bei Bonan ins Haupttal einmünden; dieses erscheint somit auf eine grössere Erstreckung hin um zirka 200 m übertieft, und diese Uebertiefung fand ohne Zweifel im Zeitalter der Vergletscherung statt.

Berücksichtigt man diese Verhältnisse, so ergibt sich, dass auch der im einzelnen zwar ungleich hohe Boden der eben beschriebenen isoklinalen Talung von Axiat-Arnave im grossen und

ganzen der Höhe eines früheren, offenbar voreiszeitlichen Bodens des Ariègetales entspricht.

Aber dass das Ariègetal zur Zeit der letzten Vergletscherung bereits bis auf die heutige Tiefe eingeschnitten war, geht aus den oben erwähnten, mit Rundbuckeln versehenen Riegelzonen, sowie aus der Lage von Moränen hervor, die zwar im Talboden selber nur spärlich, dagegen, wie wir sehen werden, in grösserer Ausbreitung an den Talhängen und auf Terrassen vorkommen.

c. Die Verbreitung von Moränen im Ariègetal.

Hierüber gibt uns vorerst die geologische Karte, Blatt Foix, recht gute Auskunft; dagegen machte das völlige Fehlen von Höhenwerten auf dieser Karte eine erneute Begehung der durch Moränen gekennzeichneten Oertlichkeiten notwendig, soweit sich nicht aus der Literatur entsprechende Höhenzahlen gewinnen liessen. Es sei hier gleich zum voraus bemerkt, dass sich die im vorigen beschriebene isoklinale Talung von Axiat-Arnave durch sehr reichliche Ablagerung von offenbar jungeiszeitlichen Moränen auszeichnet. Wohl aus diesem Grunde wurde L. Carez zu der irrigen Annahme geführt, der Ariègegletscher habe in der Eiszeit nur diesen Talzug und nicht auch den des heutigen Ariègetales unterhalb Ax-les Thermes benutzt (Lit. 4).

Dass aber auch dieses Tal vom diluvialen Eisstrom erfüllt war und durchzogen wurde, geht sowohl aus den im Tale vorkommenden Rundbuckeln wie auch aus den an seinen südlichen Abhängen da und dort vorkommenden Moränen hervor.

Auf dieser Seite lässt sich beispielsweise der höchste Punkt der oberen Gletschergrenze in diesem Gebiet für den Ariègegletscher feststellen, nämlich auf dem Bergvorsprung, der sich südwestlich von Ax-les-Thermes zwischen der Ariège und dem Nageartal erhebt, und wo in 2 km Entfernung von jener Ortschaft erratische Blöcke auf dem Plateau de Bonasque (Bonascre) in 1370 m Höhe vorkommen. Dazu gesellen sich am gleichen Bergrücken sowie im Nageartal tiefer gelegene Moränenreste (vergl. Abbildung 71).

Das Gleiche ist der Fall auf dem Riegel bei Perles, sowie südlich von Luzenac und von Lassur. Hier reicht sie bis 1000 m Höhe, bei Larcat westlich Aston dagegen sogar bis 1120 m hinauf, so dass hier der Hauptgletscher eine Mächtigkeit von nahezu 600 m gehabt haben muss. Bei Larnat, wo der Nordhang des Pic de Baychon deutliche Schliffkehlen bis in 1200 m Höhe aufweist, wie Abbildung 70 zeigt, findet sich Moräne bis zu 1040 m, ebenso, nach L. Mengaud, im Wald von Arbiech südwestlich von Ussat (Lit. 19). Dieser Ort, wo der Gletscher noch 560 m mächtig war, liegt in einer Entfernung

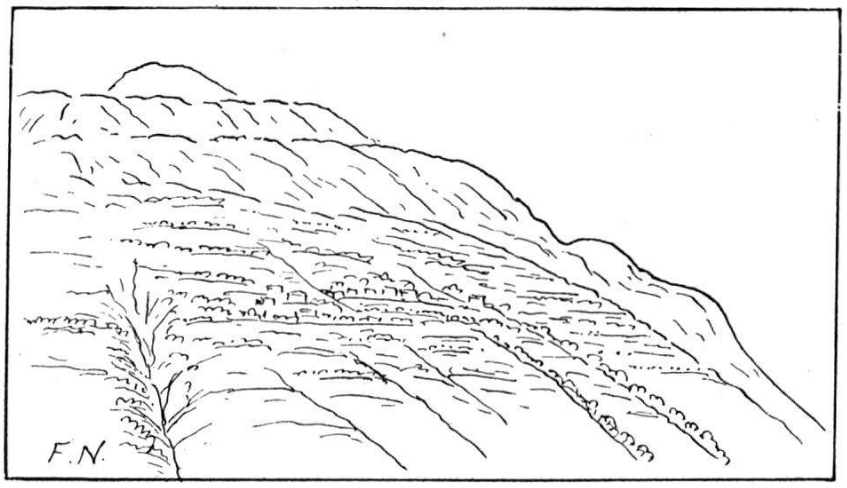

Abbildung 70. *Blick auf die Terrassenlandschaft von Larnat und die Schliffkehlen am Pic de Baychon.*

von 27 km vom Plateau de Bonascre, wo das Eis bis 1370 m hinaufgereicht hatte; der Ariègegletscher besass demnach auf dieser Strecke ein mittleres Gefälle von 12,2 ‰; zeitweise, wenigstens nach der Lage der höheren Schliffkehlen am Pic de Baychon zu schliessen, war es bedeutend weniger.

Auf der rechten Talseite, wo im allgemeinen das Erratikum reichlicher vorhanden ist, reicht es östlich oberhalb Ignaux bis 1240 m hinauf, und nördlich Caussou liegt es bei 1200 m. Als fast zusammenhängende, stellenweise recht bedeutende Decke lässt sich Moräne in dem isoklinalen Talzug von Axiat-Arnave feststellen, wo es nach eigenen Beobachtungen nördlich Axiat bis 1220 m, bei Appy bis 1040 m, nördlich Senconaz bis 1000 m, und bei Cazenave bis 1140 m hinaufreicht. Auch Arnave liegt in 780 m auf Gletscherschutt, der sich sodann, verbunden mit Schliffen, nach L. Carez noch auf dem südlich davon gelegenen Col d'Ussat in 1000 m Höhe vorfindet. Eine Gletscherzunge muss auch in das kleine Hochtal von Lujat eingedrungen sein, wo Erratikum bis 1140 m festgestellt werden kann. Da die Strecke Ignaux-Ussat 24 km beträgt, ergibt sich auf dieser Talseite ein mittleres Gefälle des Gletschers von 10 ‰.

Von Ussat weg muss sich die Gletscheroberfläche gegen das bei St-Paulet-Garrabet anzunehmende Ende stark gesenkt haben; denn wir fanden schon bei Tarascon das höchste jungeiszeitliche Erratikum in nur 770 bis 800 m (vergl. Profil, Abbildung 65).

d. Die Rundbuckellandschaft von Ax-les-Thermes.

Der durch seine reichhaltigen Thermen bekannte Badeort Ax-les-Thermes, der gegen 1400 Einwohner zählt und in 718 m Meereshöhe liegt, befindet sich an der Vereinigungsstelle dreier

Flüsse, indem die hier die aus südlicher Richtung von ihrem Quellgebiet herströmende Ariège zwei von rechts kommende Nebenflüsse, die Oriège und die Lauze, aufnimmt, die beide grössere Seitentäler durchfliessen. Von diesen führt allerdings das grössere, das der Oriège nämlich, in das unwirtliche, nur von Wäldern und Weiden bedeckte und zuoberst nur sehr spärlich bewachsene bis kahle Hochgebirge des Carlitte-Massivs hinauf, und die Quellen der Oriège sammeln sich in kleinen Berg- und Karseen, die von gänzlich kahlen, felsigen Kämmen und bis 2700 m hohen Gipfeln überragt werden.

Dagegen gelangt man durch das nach Osten ansteigende, 13 km lange Tal der Lauze, an dem Dorfe Ascou und den Weilern Goulours und Lavail vorbei über den 1970 m hohen Col de Paillères nach Mijanès im Donezan und zu den Bädern von Usson am Aude hinüber; überdies öffnet sich östlich von Lavail ein Nebental, durch das in nordöstlicher Richtung eine Fahrstrasse in mehreren Windungen zum 1680 m hohen Col de Pradel hinaufführt, über den man sodann ins Tal des Rebenty-Flusses gelangt, der sich nach längerem Laufe bei dem Eisenbahnort Axat in den Aude ergiesst.

Schliesslich zweigt von Ax-les-Thermes eine gute Fahrstrasse in nördlicher Richtung ab, und sie führt über Ignaux vorerst zum Col de Marmare, von wo sie sich gegen Nordosten wendet und über Prades und Belcaire nach dem Städtchen Quillan, ebenfalls am Aude, hinabführt.

Wichtig ist naturgemäss die Lage von Ax-les-Thermes an der Transpyrenäenbahnlinie Toulouse-La Tour-de-Carol-Barcelona, so dass sich aus allem hier Aufgeführten ergibt, dass der genannte Badeort eine relativ günstige Verkehrslage besitzt, das heisst von allen Seiten her leicht erreichbar ist.

Merkwürdigerweise sind seine 60 gefassten, schwefelhaltigen heissen Quellen, die sich durch Verschiedenheit ihrer Temperaturen von 18 bis 78 Grad auszeichnen, anscheinend nicht durch das Vorkommen Gips führender Schichten mit entsprechenden Verwerfungen bedingt, wie dies bei den meisten Thermen der Schweiz der Fall ist; sie treten vielmehr am Kontakt zwischen Granit, der zur Hauptsache südlich des Ortes anstehend ist, und kristallinen Schiefern, zum Beispiel Gneis, auf, die sich, wie wir schon erwähnten, in westöstlicher Richtung, vom Becken von Savignac, durch das Tal der Lauze hinziehen *). Nach den geologischen Karten von L. Bertrand und M. Castéras soll die kleine Thermenstadt gänzlich im Bereiche der breiten Granit-

*) Dieses rätselhafte Auftreten von schwefelhaltigen Thermen im Urgestein ist unseres Wissens noch von keinem Geologen erörtert und gedeutet worden.

zone der «Axe centrale» liegen; meinen eigenen Beobachtungen zufolge verläuft jedoch der Kontakt eher unmittelbar südlich des Ortes durch die hier auftretenden zahlreichen Felshügel, an deren Fuss die Bäderstadt auf dem Schwemmkegel der Lauze, nicht auf Moräne, erbaut wurde. Sie war schon im Mittelalter stets gut besucht und damals bekannt durch den 1260 erstellten, noch heute offenen Teich, «le bassin des Ladres»; im Laufe der Zeit, so nach Marcailhou-d'Aymeric namentlich um 1750, erfreuten sich die Bäder von Ax grosser Beliebtheit (Lit. 26). Später, insbesondere nach der 1890 eröffneten Eisenbahnlinie Toulouse-Foix-Ax-les-Thermes, machte auch die räumliche und architektonische Entwicklung des Ortes grössere Fortschritte. Nachdem mehrere Badetablissemente sich nach moderner Art eingerichtet hatten, wie Le Couloubret, Le Breilh, Le Teich, Le Modèle, und auch ein Casino mit schönen Parkanlagen geschaffen worden war, entstanden neuere Quartiere, teils der Avenue Delcassé entlang in der Richtung nach dem Bahnhof, der am unteren Ende des Ortes angelegt worden war, teils obenaus an der Strasse nach Spanien, der «Route d'Espagne», die zwischen abgerundeten Granitfelshügeln in südlicher Richtung durch den Oberlauftalabschnitt der Ariège erst nach Mérens, dann Hospitalet und über den Col de Puymorens führt, der 1929 für die Anlage der erwähnten Transpyrenäenlinie durchstochen worden ist.

Die nähere Umgebung von Ax ist durch alle Merkmale einer typischen Rundbuckellandschaft gekennzeichnet, die mit ihren zahlreichen ovalen, in der Stossrichtung des Eises gelegenen und abgeschliffenen Felshügeln das Gepräge einer von den eiszeitlichen Gletschern modellierten Landschaft aufweist. Sie tritt uns auch in der Zeichnung der topographischen Karte 1:80 000 deutlich entgegen. Auf einem der beiden unmittelbar südlich von Ax sich erhebenden Hügel, 813 m, steht die Ruine eines maurischen Schlosses, auf dem andern die Statue der heiligen Jundfrau. Wie die geologische Karte, Blatt Foix, zeigt, fehlen in dieser Felshügellandschaft auch direkte Gletscherablagerungen wie Moränen, nicht; sie finden sich zudem weiter südlich, nämlich bei dem Weiler Petches und auf der linken Talseite bei den beiden Orten Bazerques, wo sich Moräne über 4 km Länge ausdehnt und wohl einen längeren Halt des Gletschers auf seinem Rückzug andeutet.

Die südlich von Ax aus Granit bestehende Buckellandschaft zeigt eine schwarmweise Anordnung der gerundeten Felshügel, und sie setzt sich 2 km weit südwärts auf der zu beiden Seiten der Ariège vorhandenen Terrasse fort. Auch östlich der Oriège, die sich in diese Felshügellandschaft eingeschnitten hat, sind solche Hügel zahlreich, und sie bilden das derart glazial geformte westliche Ende des schmalen Kammes, der sich zwischen den

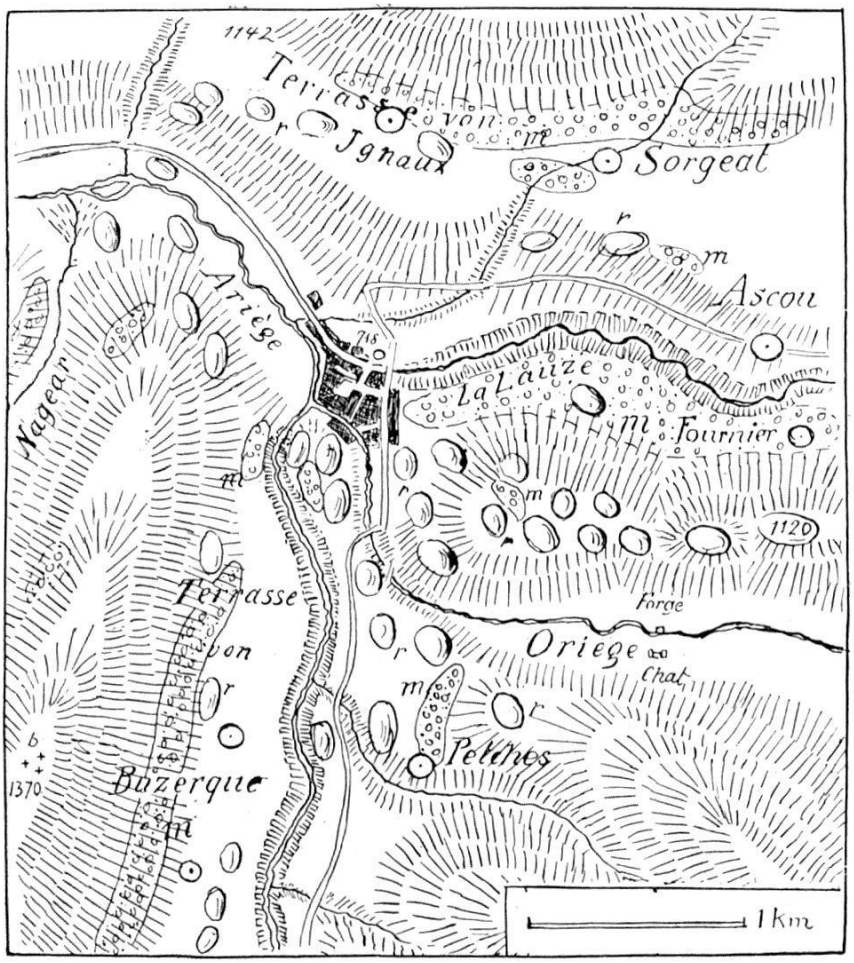

Abbildung 71.

Morphologisches Kärtchen der Umgebung von Ax-les-Thermes.

r = Rundbuckel, m = Moräne.

Tälern der Oriège und der Lauze erhebt. Sie steigen deshalb ostwärts in die Höhe, um sodann in 1100 m direkt südlich Ascou einer breiteren Einsattelung Platz zu machen, über die offenbar zu gewissen Zeiten ein Arm des durch den Ariègegletscher gestauten Oriègegletschers hinübergeflossen ist, worauf auch deutliche Schliffformen hinweisen; die hier auftretenden Felshügel bestehen zur Hauptsache aus steil gegen Süden einfallenden Schiefern und weisen auf der Nordwest- beziehungsweise Leeseite eine steilere Böschung auf.

Schliesslich treffen wir Rundbuckel auch westlich und nördlich Ax, am Weg nach dem Nageartal, sowie in der Umgebung von Ignaux und Sorgeat an (vergl. die Kartenskizze 70 und Zeichnung, Abbildung 71).

Dieser hier beschriebenen Rundbuckellandschaft von Ax kommt in morphologischer Hinsicht eine gewisse Bedeutung zu; denn sie befindet sich nicht nur am Zusammenfluss dreier

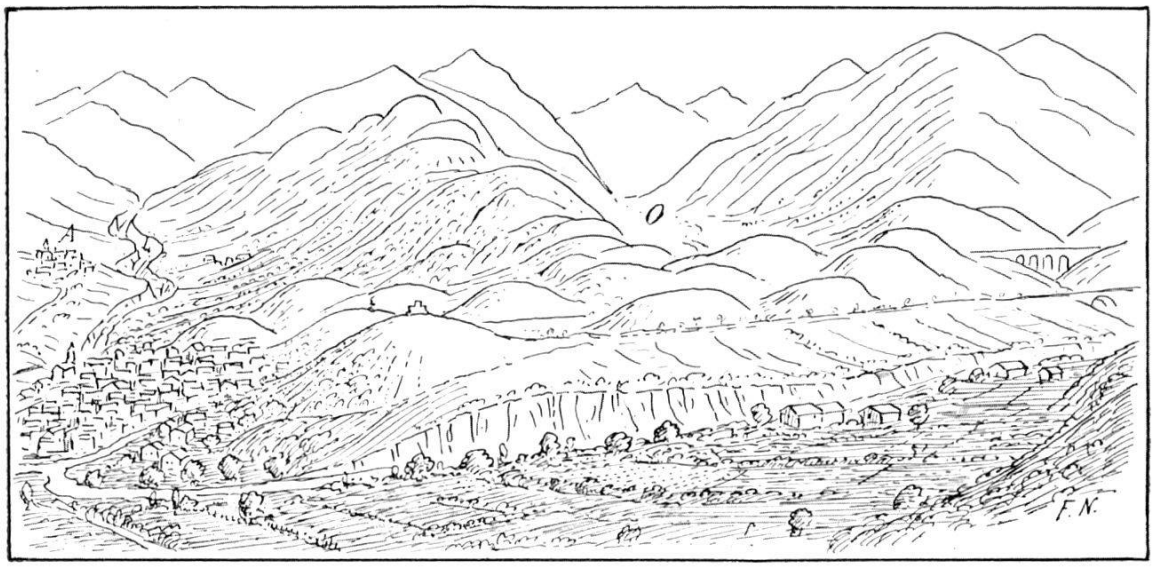

Abbildung 72. *Blick auf die Rundbuckellandschaft von Ax-les-Thermes, von Westen gesehen.*

(O = Tal der Oriège, A = Ascou im Tal der Lauze.)

Pyrenäenflüsse, sondern zugleich auch an der Vereinigung zweier ehemaliger, grösserer Gletscher, des oben erwähnten Ariège- und des Oriègegletschers, zweier Eisströme von 20 und mehr Kilometer Länge, von denen eine nicht unbedeutende bodengestaltende Wirkung zu erwarten war.

Von den Alpenforschern A. Penck und Ed. Brückner war die Meinung vertreten worden, dass dort, wo sich ehemals grössere Gletscher vereinigten, eine Zunahme der glazialen Erosion stattgefunden habe, wodurch im Haupttale eine Stufe mit Becken entstanden sei; dass solche Konfluenzstufen in manchen Tälern der Alpen vorkommen, ist von den beiden Forschern an vielen Beispielen erwiesen worden (Lit. 27).

Aber in unserem Untersuchungsgebiet scheint auf den ersten Blick eine solche Stufe mit Becken zu fehlen; an ihrer Stelle finden wir dagegen die geschilderte Rundbuckellandschaft, und das Becken dehnt sich erst 2 km unterhalb Ax-les-Thermes bei Savignac aus, wie wir wissen. Man könnte sich fragen, ob nicht die Rundbuckellandschaft eine zuerst fluviatil zerschnittene, dann glazial überformte Stufe darstelle. Betrachtet man die südlich von Ax bestehende felsige Terrasse, in die sich die Ariège 40 bis 50 m tief eingeschnitten hat und sich mit deren Rundbuckeln bis zur Oriège oberhalb ihrer Mündung in den Hauptfluss ausdehnt, so gelangt man dazu, in ihr einen früheren Talboden zu sehen, der nun bei Ax in der Tat stufenförmig abbricht.

Von den beiden genannten Gletschern, die sich hier vereinigten, war der Ariègegletscher bei 28 km Länge der um

8 km grössere als der des Oriègetales; auch die Einzugsgebiete beider Gletscher waren im gleichen Verhältnis verschieden gross. Man hätte nach der Theorie der Forscher Penck und Brückner erwarten sollen, dass das Tal des grösseren Gletschers, also das Haupttal, gegenüber dem Nebental übertieft sei, und zwar als Folge der grösseren Erosionswirkung des grösseren Gletschers, und dass demgemäss das Oriègetal mit einer Stufe ins Tal der Ariège einmünden würde. Allein dies ist hier nicht der Fall: die beiden Täler vereinigen sich fast gleichsohlig; jedenfalls mündet die Oriège, wie aus den Längsprofilen dieser Flüsse deutlich hervorgeht, ohne Stufe in den Hauptfluss.

3. Die Täler der Oriège und der Lauze.

Es erscheint lehrreich, die beiden Täler, die sich bei Ax-les-Thermes mit dem der Ariège vereinigen, miteinander zu vergleichen; denn sie weisen morphologisch verschiedenartige Züge auf.

In erster Linie fällt uns auf, dass das Oriègetal unmittelbar oberhalb Ax deutlich trogförmig gestaltet ist und ohne Stufe ins Haupttal übergeht. Dagegen mündet die Lauze mit deutlicher, gegen 200 m hoher Stufe in 704 m Höhe in die Ariège; der Nebenfluss hat sich schluchtartig in einen höher gelegenen breiteren, muldenförmig profilierten Talboden eingeschnitten, auf dem sich die Ortschaften Ascou, Goulours, Lavail, Fournier und andere befinden.

Gegenüber dem Tal der Lauze erscheint also das Haupttal um rund 200 m übertieft, eine Erscheinung, die wir bereits früher bei mehreren Seitentälern der Ariège, zwischen Ax und Tarascon festgestellt haben (vergl. Abbildung 74).

Ist es angezeigt, aus den Mittellaufprofilen jener Seitentäler auf einen früheren, um 200 m höheren Talboden zu schliessen und zieht man in Betracht, dass unterhalb Tarascon diluviale, beziehungsweise den beiden letzten Eiszeiten zuzurechnende Ablagerungen bis auf die rezente Talsohle hinab vorkommen, so ergibt sich, dass der um 200 m höhere Talboden des Haupttales älter als die Riss-Eiszeit sein dürfte.

Verfolgen wir nun das Tal der Oriège weiter talaufwärts, so können wir feststellen, dass es bei ausgesprochener Trogform ziemlich gleichmässig mit zirka 23‰ etwa 7 km weit ansteigt, um dann unmittelbar oberhalb der «ancienne forge d'Orlu», die in 938 m Höhe liegt, stufenförmig erst auf 1080 m hinaufzuführen und vom Pont de Bisp an, weiter aufwärts mit ungleicher Steigung mit immer stärker entwickeltem Stufenbau emporzuklettern.

Auf der zirka 8 km langen Strecke unterhalb des genannten Pont de Bisp münden auf der Südseite des Tales vier ausgesprochene Hängetäler mit zum Teil auffallend hohen Stufen ein; es sind dies die kleinen Täler des R. d'Orgeix, südlich dieser Ortschaft, des R. de Rioufred, des R. de Gnoles und des Baches, der vom Pic Pinet herabfliesst.

Wenn irgendwo, so haben wir hier ein überaus deutliches Beispiel von der Uebertiefung eines grösseren, trogförmigen Tales gegenüber seinen kleineren Seitentälern. Und da, wie wir hörten, dieses grössere Trogtal in der Eiszeit von einem 20 km langen Gletscher durchzogen war, so drängt sich uns die Deutung auf, jene Uebertiefung des grösseren Tales sei dessen grossen Gletscher zuzuschreiben.

Wenn wir jedoch genauer hinsehen und auch die Beträge dieser Uebertiefung, beziehungsweise die Höhen der Mündungsstufen der genannten vier Hängetäler ins Auge fassen und dabei feststellen müssen, dass es sich hierbei um Beträge von 500 bis 900 m Höhendifferenz handelt, so werden wir stutzig, und wir müssen uns fragen, ob solche Beträge der Uebertiefung rein nur der glazialen Erosion zuzuschreiben seien, oder ob nicht auch die präglaziale Tiefenerosion des Talflusses in erheblichem Masse an dieser Uebertiefung mitgewirkt habe. Wir haben diese Frage schon früher kurz erörtert und namentlich auf das Beispiel des R. de Gnoles hingewiesen, der sich südlich der «ancienne Forge d'Orlu» (938 m) in den steilen, hohen Talhang eingeschnitten hat und in 1854 m Höhe, also oberhalb einer nahezu 900 m hohen Mündungsstufe, einem der grössten Pyrenäenseen, dem Etang de Naguille, entsrömt (vergl. Abbildung 141 in Lit. 45). Das Becken dieses Sees ist in kristallines Gestein eingetieft, also ein echtes Felsbecken, dessen Ausschleifung ohne Zweifel durch Gletschererosion bewirkt worden ist.

Lassen nun zwar die Trogform des Oriègetales und die beim Talausgang östlich von Ax auftretenden abgeschliffenen Rundbuckel auf deutliche Einwirkung des diluvialen 20 km langen Talgletschers schliessen, so erscheint es uns völlig ausgeschlossen, dass dieser Gletscher imstande gewesen sein sollte, sein Tal gegenüber dem genannten kleineren Seitentale um 900 m zu «übertiefen».

Wir sind deshalb genötigt, anzunehmen, dass vorher das Tal schon wesentlich durch die Erosion des präglazialen und interglazialen Flusses vertieft worden ist, so dass offenbar schon ein V-förmiges Tal vorhanden war, als der Oriègegletscher zum ersten Mal vorstiess und sich im Laufe der Eiszeit so lange darin bewegte, bis das Tal Trogform angenommen hatte, während die kleinen Seitentäler in der fluviatilen und glazialen Vertiefung zurückblieben.

Nun deuten aber die Längsprofile dieser Seitentäler auf einen auffallend hohen Talboden des Orlutales hin; er müsste in 1700 bis 1800 m Höhe angenommen werden; zugleich müsste der Boden des Ariègetales als entsprechende Erosionsbasis in mindestens 1600 m Höhe gelegen haben. Sollte dies je einmal der Fall gewesen sein, so müsste dies lange vor Eintritt der Eiszeit gewesen sein, wie dies noch im nachfolgenden Abschnitt über den Oberlauf des Ariègetales ausgeführt werden soll.

Es kann daher nicht die Rede davon sein, dass auch durch Flusserosion nur im Verlaufe der Quartärzeit das Tal von Orlu um nahezu 900 m vertieft worden sei; es war hiezu eine viel längere Zeit notwendig. Zudem darf auch in Betracht gezogen werden, dass die vier genannten Hängetäler quer zum Streichen der Gesteinszonen liegen, so dass die Erosion ihrer kleinen Gewässer hierbei offenbar auf grösseren Widerstand gestossen ist. Ausserdem lässt eine Stufung des Bacheinschnittes des R. de Gnoles unterhalb des Etang de Naguille auf zwei Perioden der Talvertiefung schliessen, die beide vor der letzten Eiszeit stattgefunden haben dürften.

Eine Begünstigung der Taleintiefung durch die geologischen Verhältnisse wäre am ehesten für das Tal der Lauze anzunehmen, das auf seiner ganzen Länge von 13 km im Streichen steilstehender, kristalliner Schiefer eingeschnitten ist, das jedoch, im Gegensatz zum Oriègetal, wie wir sahen, mit ausgesprochener Stufe ins Haupttal einmündet.

Einmal auf der Höhe von Ascou in 990 bis 1000 m angelangt, stellt man fest, dass dort das alte Tal, in das sich die Lauze schluchtartig neu eingeschnitten hat, einen ausgereiften Charakter zeigt; breit, muldenförmig im Querschnitt, steigt es mehrere Kilometer weit stufenlos an, ebenso münden Seitentäler ohne Stufen ein. Erst ganz zu oberst, in der oberhalb 1400 m gelegenen Bergregion stellen sich Gefällsunterschiede ein, die auf glaziale Einwirkung schliessen lassen.

Glaziale Ablagerungen finden sich reichlich fast im ganzen Gebiet des Haupttales, beziehungsweise des Tales der Lauze, und zwar lassen sich im unteren Teil von 900 bis 1200 m Höhe Moränen und Schotter feststellen, die den grossen Talgletschern der Ariège beziehungsweise der Oriège zugeschrieben werden müssen, während weiter talaufwärts, oberhalb 1200 m, erratische Blöcke und Moränen mit vielfach kantigem Material eine Herkunft von lokalen Gletschern verraten.

Im Maximum der letzten Eiszeit, als der Ariègegletscher nordwestlich von Ascou bei Sorgeat und Ignaux bis 1240 m Höhe hinaufreichte, streckte er ohne Zweifel auch eine seitliche Zunge 5 bis 6 km weit ins Tal der Lauze hinein, wie Moränen und Schotterablagerungen beweisen, die man am Weg von

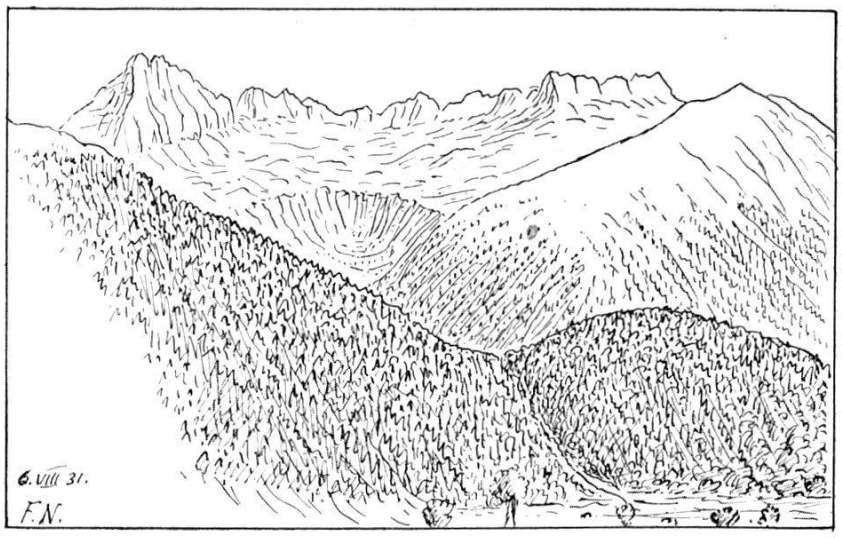

Abbildung 73.
Blick auf den Pic de Berceil, vom Tal der Lauze aus gesehen.

Ascou bis nach Lavail und Pujoll hinauf beobachten kann. Ebenso findet sich eine ausgedehnte Moränendecke südlich der Lauze östlich Ax bei Fournier.

Zwischen 1200 und 1400 m Höhe zeigt das Tal der Lauze ein weit geöffnetes V-Profil, wobei der nördliche, sanfter abfallende Talhang von blockreicher Lokalmoräne überdeckt ist und dort mehrere Einzelhöfe trägt, wie Le Tapié, Montmija, Bourègue, Orry und andere; allerdings stellen die meisten von ihnen Wüstungen dar, ein trauriges Bild der Bevölkerungsabnahme, wie es in ländlichen Gebieten Südfrankreichs sehr häufig anzutreffen ist.

Gegenüber dem Hof Le Tapié stürzt auf der Südseite des Tales ein Bach über eine ziemlich hohe Talstufe aus einem kleinen trogförmigen Seitental, das eher an ein Treppenkar erinnert; über einem sehr steilen Trogschluss führt es zu einer sanfter ansteigenden Karplatte hinauf, die halbkreisförmig von einem zackigen Felsgrat umgeben ist. Der höchste, auffallend kantig geformte Gipfel dieses Grates ist der 2220 m hohe Pic de Berceil (vergl. die Abbildung 73).

Aehnliche Karformen finden sich, wie wir schon früher feststellen konnten, auch in andern Tälern der Hochgebirgsregion der Pyrenäen (siehe Lit. 10, p. 70). Sie erinnern uns an hochgelegene, ehemals vergletscherte Tal- und Karbildungen, wie sie *O. Lehmann* und *Joh. Sölch* aus den Ostalpen und H. Lautensach aus dem Tessingebiet beschrieben und gedeutet haben (siehe Lit. 28, 29, 30).

Die in Granit modellierten Abtragungs- und Erosionsformen sind ohne Zweifel aus ehemaligen, einem höher gelegenen

Talsystem angehörenden fluviatilen Einzugstrichtern hervorgegangen; durch lang andauernde Firnbedeckung und -abtragung hat sich die wellige Karplatte gebildet, und durch das in der Mitte zusammenfliessende Eis ist talabwärts die frühere fluviatile Kerbe trogförmig erweitert worden.

Zu beachten ist ferner bei unserem Karbild die Karwand, die an der Gratumrahmung deutlich entwickelt ist, eine Erscheinung, die auch in Karen anderer Gebirge vorkommt und auf welche zuerst *E. Richter* aufmerksam gemacht hat (Lit. 31).

Die Schneegrenze des kleinen Gletschers, der vom Pic de Berceil bis auf etwa 1300 m herabstieg, muss in zirka 1600 bis 1700 m Höhe gelegen haben.

Gegenüber Montmija öffnet sich bei P. 1384 m ein zweites kleines trogförmiges Seitental, das ebenfalls stufenförmig ansteigt, und zwar zu dem 2166 m hohen Pic de las Liauses.

Von diesem Gipfel setzt sich die Bergkette nordwärts bis zum Pic de Tarbessou fort, der als typischer Karling von 2366 m Höhe den nördlichsten Eckpunkt des Carlitte-Massivs bildet und weithin die nördlicher gelegene Mittelgebirgslandschaft beherrscht (vergl. Abbildung 37, I. Teil, p. 85). An seiner deutlich glazial geformten Nordflanke lag das Firngebiet eines Lokalgletschers, dessen Zunge im Tal der Lauze an mehreren Orten oberhalb 1300 m deutliche Endmoränen abgelagert hat.

3. Der Oberlauf der Ariège.

Die 28 km lange Oberlaufstrecke der Ariège liegt in einem ausgesprochenen Quertal, das tief in die zur Hauptsache aus kristallinen Gesteinen und metamorphen paläozoischen Sedimenten aufgebaute Zentralzone der Pyrenäen eingeschnitten ist. Diese relative Gleichmässigkeit der geologischen Beschaffenheit des Felsuntergrundes mag die Ursache dafür sein, dass das Quertal der Ariège sich weniger durch jenen starken Wechsel von Talengen und Talweitungen auszeichnet, als dies bei vielen Quertälern der Alpen wie zum Beispiel beim Haslital, Reusstal, am Hinterrhein und anderen der Fall ist; im grossen und ganzen weist das Ariègetal ein ziemlich schmales, nur an wenigen Stellen leicht erweitertes Trogtalprofil auf. Dagegen hat es mit alpinen Tälern einen sehr gut entwickelten Stufenbau gemein (vergl. Profil, Abbildung 74).

Im Quellgebiet des Flusses, der seinen Ursprung an der 2860 m hohen Gruppe des Pic de Font-Nègre nimmt, zeigt ein Treppenkar die oberste, durch glaziale Abtragungsvorgänge bedingte Stufung in 2600 m und 2300 m; in dieser Höhe liegt ein von Moränen abgedämmter Bergsee, der Etang de Font-Nègre.

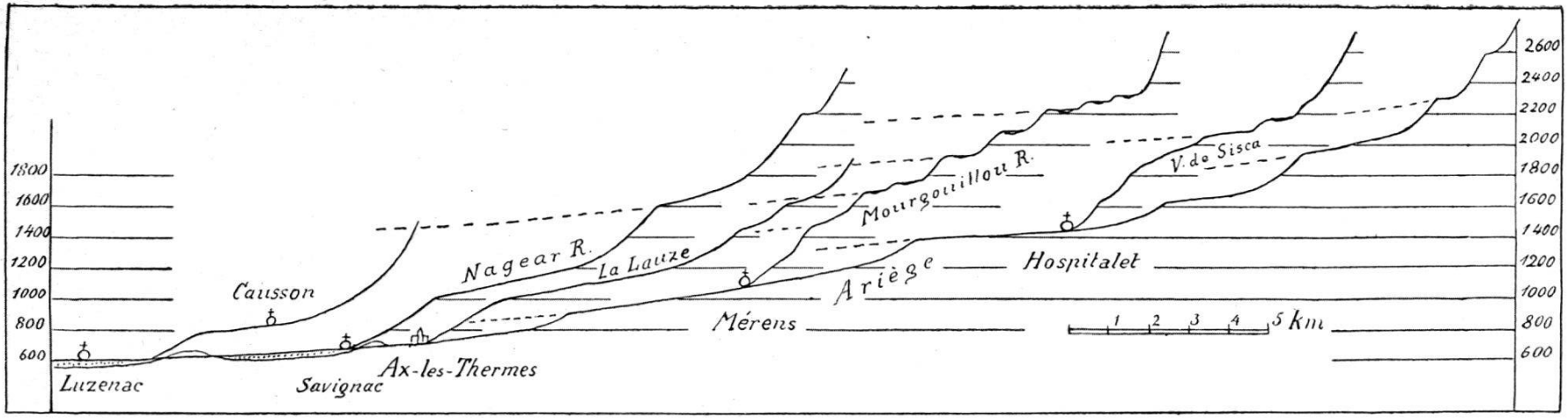

Abbildung 74. *Längsprofile durch das Tal der Ariège (Oberlauf) und einiger Nebentäler (überhöht).*

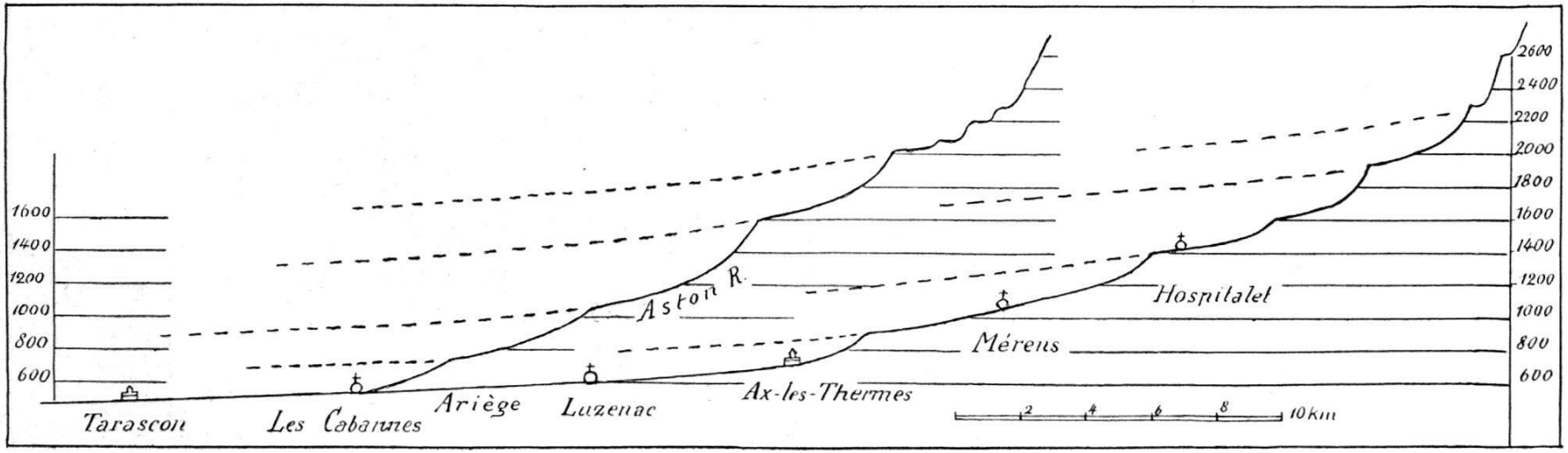

Abbildung 75. *Längsprofile durch die Täler der Ariège und des Aston (überhöht).*

Von hier fällt das schmal trogförmige Tal in zwei Stufen, die eine in 1940 m, die andere in 1600 m, zu der schwach entwickelten Weitung ab, in der sich in 1436 m das kleine Bergdorf Hospitalet befindet, das ehemals den Reisenden, die den benachbarten Col de Puymorens überschritten, willkommene Unterkunft bot. Hier mündet von links ein typisches, stark ansteigendes und mehrfach gestuftes Hängetal ein, in dessen oberster Stufe ein kleiner Bergsee in 2170 m Höhe steigt, der Etang de Sisca; er ist nicht der einzige Karsee in dieser glazial gestalteten, felsigen Berglandschaft.

3 km unterhalb Hospitalet mündet von rechts ein zweites Hängetal mit hoher Stufe ins Haupttal ein; es ist das Tal von Bésines, dessen Bach am Talausgang die sehenswerte « Cascade de Saillens » bildet. Auch dieses stufenförmig ansteigende, nur etwa 7 km lange Seitental ist im Quellgebiet von einem Kranz typischer Kare umgeben.

Nur wenige hundert Meter unterhalb der Einmündung dieses Seitentales fällt das trogförmige Haupttal zu einer dritten, wohl ausgeprägten Stufe ab, die von Strasse und Bahnlinie in Schleifen und Windungen überwunden wird. 5,5 km weiter talabwärts gelangt man zu dem in deutlicher Talweitung in 1055 m Höhe gelegenen Dorf Mérens, das sich, in der Luftlinie gemessen, 8,5 km unterhalb Hospitalet und ebensoweit oberhalb von Ax-les-Thermes befindet. Das mittlere Gefälle des Flusses zwischen Hospitalet und Mérens beträgt 44,7‰, das bis Ax auf der gleich langen Strecke 41,2‰.

Bei Mérens münden von beiden Seiten zwei Seitentäler ein, die ähnlich wie die schon erwähnten, stark gestuft sind und zu hochgelegenen Karen mit kleinen Bergseen hinaufführen. Das von rechts einmündende, gegen 7 km lange Hochtal wird vom Ruisseau de Nabre durchflossen; das andere, das sich gegen Südwesten hin öffnet und fast 3 km länger ist, heisst das Tal von Mourgouillou; es zeichnet sich durch eine besonders auffällige Stufung aus, indem sich nicht weniger als 8 Talstufen feststellen lassen, von denen heute noch sechs je einen kleinen Bergsee besitzen (Lit. 10, p. 44). Beachtet man, dass dieses Tal von 2788 m Höhe auf 1055 m abfällt, so ergibt sich im Mittel für jede Talstufe ein Höhenunterschied von 217 m, und der Talbach weist vom obersten Karsee, dem Etang de l'Albe, an ein mittleres Gefälle von 134‰ auf (siehe Profil, Abbildung 74).

Da uns grundsätzlich die Frage der Bildung von Talstufen beschäftigt, sei hier festgestellt, dass die obersten drei Stufen als typische Elemente eines ausschliesslich durch glaziale Abtragungsvorgänge entstandenen Treppenkars zu bezeichnen sind, während wir die übrigen acht Stufen eher als fluviatile Erosionsstufen betrachten möchten, deren Entstehung offenbar mit der

Entwicklung der Talbildung des Haupttales in Zusammenhang steht.

Dieses Tal senkt sich unterhalb Mérens, wie wir bereits wissen, mit einem starken mittleren Gefälle von 41,2‰ gegen Ax hinab, ohne dass sich unterhalb der Einmündung der beiden eben genannten Seitentäler eine Stufe als Wirkung vermehrter glazialer Erosion der hier vereinigten Gletscher eingestellt hätte. Vielmehr nimmt das Tal der Ariège unterhalb Mérens vorerst auf 3 km Länge eine deutliche V-Form im Querprofil an und verengt sich sogar in auffälliger Weise dort, wo der Fluss durch einen 3 km langen, gegen Nordwesten vorspringenden Seitenkamm in gleicher Richtung abgedrängt wird. Hier mündet von Südwesten her das kleine Hängetal des R. des Estagnols mit 540 m hoher Stufe ein. Merkwürdig ist sodann unterhalb dieser Stelle die in keiner Weise petrographisch bedingte Weitung des Ariègetales zu der von Rundbuckeln besetzten Terrasse von Bazergues und Petches, in die sich der Fluss eine jugendliche, steilwandige Rinne eingeschnitten hat und von der übrigens bereits die Rede gewesen ist.

Das absolut starke Gefälle der Ariège zwischen Mérens und Ax von 41,2‰, das in lebhaftem Gegensatz zu den Gefällwerten des mittleren Talstückes unterhalb Ax steht, wo wir nur Beträge von 6—13‰ festgestellt haben, scheint zu beweisen, dass im Oberlauf der Fluss noch an der Ausgleichung der Erosionsterminante begriffen ist, und dies ist in vermehrtem Masse in den höheren Talstrecken der Fall, wo durch Talstufen ein starkes Gefälle des Flusses hervorgerufen wurde.

Wir haben bereits darauf hingewiesen, dass für die Entstehung der ausgeprägten 3 Talstufen unter- und oberhalb Hospitalet, die in 1400, 1600 und 1940 m liegen, die durch Konfluenz zweier grösserer Gletscher bewirkte, örtlich vermehrte Erosion nicht in Betracht falle, so dass die Wahrscheinlichkeit grösser sei, dass diese genannten Stufen, die auch nicht petrographisch bedingt sind, im wesentlichen durch die rückschreitende Erosion des Flusses infolge wiederholter Neubelebung der Talbildung entstanden sein dürften. Eine Neubelebung der Tiefenerosion tritt stets infolge Veränderung des stationären Zustandes, beziehungsweise der Erosionsbasis ein, und zwar entweder infolge der Senkung dieser Erosionsbasis oder durch Hebung des Gebirgskörpers. Die letztere Annahme erscheint für unser Gebiet als die wahrscheinlichere; aber es ist die Frage abzuklären, wann und in welchen Ausmassen solche Veränderungen eingetreten sind.

Die Lösung dieser Fragen ist nur unter Berücksichtigung der Gefällsverhältnisse der rezenten und der früheren Talböden eines Flussgebietes möglich. Nun lassen sich wohl die Gefälls-

werte der rezenten Talböden aus den topographischen Karten feststellen; aber die Niveaus älterer Talböden kennen wir mit einiger Sicherheit nur aus den Terrassen des Pyrenäenvorlandes; innerhalb des Gebirges liefern uns hiefür etwa die Talstufen einige notdürftige Anhaltspunkte; sie sind umso besser verwertbar, je zahlreicher sie sind. Wir haben deshalb für das Tal der Ariège auch die Längsprofile mehrerer Seitentäler herangezogen, von denen die meisten einen deutlichen Stufenbau, wenigstens im Mündungsgebiet, aufweisen.

Um gewisse chronologische Angaben zu erhalten, müssen wir von den rezenten Gefällsverhältnissen und von der geologischen Beschaffenheit des heutigen Flussbettes ausgehen. Wir haben dabei gesehen, dass unterhalb Tarascon der Fluss sein Bett sicher schon vor der letzten, sehr wahrscheinlich sogar vor der vorletzten, der Riss-Eiszeit, bis nahezu auf die heutige Tiefe eingeschnitten hatte.

Die Stufenmündungen mehrerer Seitentäler zwischen Tarascon und Ax weisen auf einen im Mittel zirka 200 m höheren Talboden hin, den wir mit einiger Sicherheit demnach als präglazial betrachten dürfen. Er würde bei Tarascon der Höhe von zirka 660 bis 680 m entsprochen haben, während er von *L. Goron* hier in 600 m angenommen wird (Lit. 14).

Nun ergibt aber ein Blick auf die Längsprofile des besprochenen Talgebietes, dass die drei genannten Stufen im Oberlauf der Ariège noch älteren Talböden angehören müssen, von denen die beiden unteren in 1400 und in 1600 m Höhe wohl dem Pliocän zuzurechnen wären, während man die Stufe von 1940 m einem Talboden der Miocänzeit zuweisen würde.

Die weitere Betrachtung der Gefällsverhältnisse des Talgebietes des Ruisseau de Vicdessos und der Talfurchen des Aston-Massivs, die sich nach dem Tal der Ariège senken, wird zeigen, ob die oben angedeutete Chronologie der Talbildung im Ariègegebiet bestätigt wird oder ob sie Modifikationen erfahren soll.

Sollte sie sich grundsätzlich als richtig erweisen, so würde auch die von anderer Seite gemachte Annahme, dass die allerobersten Stufen der Kar-Region, namentlich die der Treppenkare, den ältesten fluviatilen Talanfängen entsprechen sollten, dahinfallen und die Auffassung bestärken, dass diese Stufen im wesentlichen sehr viel jünger sind, dass sie nämlich während der Quartärzeit durch die karbildenden Prozesse der ehemaligen Gletscher, wie sie zuerst von Ed. Richter aus den Alpen bekannt gemacht wurden, entstanden sein dürften (Lit. 31). Wir haben diese Auffassung bereits im I. Teil unserer Arbeit, gestützt auf die Betrachtung der Talprofile des Canigou-Massivs, zum Ausdruck gebracht (siehe S. 72—75).

II. Das Tal von Vicdessos.

1. Geographischer Ueberblick.

Dieses 33,5 km lange Tal, das wie sein Fluss nach seiner grössten Ortschaft, dem Dorfe Vicdessos, bezeichnet wird, ist das längste der zahlreichen Nebentäler des Ariègetales; es nimmt wie dieses seinen Ursprung an der Hauptkette der Zentralpyrenäen, und zwar am Westende des bereits mehrmals erwähnten Aston-Massivs, und es senkt sich als ausgesprochenes Quertal in vorwiegend nördlicher und nordöstlicher Richtung, um sich 1 km oberhalb Tarascon mit dem der Ariège zu vereinigen.

Nach der besonderen Lage und den durchquerten Gesteinszonen lassen sich im Tal von Vicdessos drei Abschnitte unterscheiden: Der oberste Abschnitt erstreckt sich in einer Länge von 18 km vom Hauptkamm in ziemlich genau südnördlicher Richtung bis zum Dorf Auzat, und ist auf dieser Strecke gänzlich in das vorwiegend kristalline Aston-Massiv eingetieft, wobei es einen ausgeprägten Stufenbau besitzt. Nun tritt das Tal in die schmale, tektonisch stark gestörte Zone ein, die aus mesozoischen Kalken besteht und sich in ost-westlicher Richtung vom mittleren Talstück der Ariège zwischen dem Aston-Massiv und dem «Massif des Trois Seigneurs» bis ins Talgebiet des Salat hinüber erstreckt.

In dieser Zone weist das Tal zwei Weitungen auf: in der oberen liegt das eben genannte Dorf Auzat in 740 m Meereshöhe, in der unteren das ebenfalls schon erwähnte von Vicdessos in 697 m. Hier wendet sich das Tal gegen Nordosten und ist auf 6 km in das Ostende des kristallinen «Massif des Trois Seigneurs» eingeschnitten. Im letzten und kürzesten Abschnitt, der beim Dorfe Capoulet beginnt, nimmt das Tal südnördliche Richtung an und durchquert hier auf 5,5 km Länge die nordwestliche Abzweigung der mesozoischen Ariège-Zone, die sich mit starker Verschmälerung zwischen dem eben angeführten «Massif des Trois Seigneurs» und dem Massiv von Ariège hinzieht.

Trotz dieses mehrfachen Wechsels der Gesteinszonen, die vom Tal von Vicdessos durchquert werden, weist sein Querprofil nur wenige Unterschiede auf; es zeigt im grossen und ganzen eine deutliche Trog- oder Kastenform, mit flachem Talboden und steilen Talhängen; diese sind an mehreren Stellen terrassiert und zudem durch zahlreiche Einschnitte grösserer und kleiner Seitentäler gegliedert. Die zwei grössten Seitentäler liegen südlich des Haupttales im Aston-Massiv, nämlich die Täler von Siguer und von Artiés; die zwei nächsten öffnen sich westlich von Auzat und Vicdessos, als subsequente Längstäler dem

Streichen der mesozoischen Sedimentzone folgend: durch das südliche dieser Seitentäler führt ein schmaler, steiler Saumweg von Auzat über den Col de Saleix nach dem im Tal des Garbet gelegenen Badeort Aulus-les-Bains.

Dass in der Eiszeit das Tal von Vicdessos von einem grossen Gletscher durchzogen worden war, liegt ohne weiteres auf der Hand, und in der geologischen Literatur sind zahlreiche Spuren jenes Talgletschers, Findlinge, Moränen und Gletscherschliffe, erwähnt worden, so von M. Braun, L. Bertrand, L. Mengaud, L. Carez und anderen (siehe Literatur). Nach diesen Autoren besass der Vicdessos-Gletscher beim Talausgang, wo er sich dem Ariègegletscher anschloss, die bedeutende Mächtigkeit von 700 m.

Moränen dieses Höchststandes finden sich in dem trockenen Hochtälchen oberhalb Génat in 960 m, westlich oberhalb Lapège in 1280 m, am Ausgang des Seitentals von Siguer bei Gestiés bis 1200 m, sowie am Ausgang der kleinen Hängetäler von Sem und Olbier in 1000 m und 1160 m, und oberhalb Rancié in 1250 m. In den oberen Teilen der grösseren Seitentäler liegen auch Moränen der lokalen Gletscher aus Rückzugsstadien der letzten Eiszeit; aus solchen Stadien stammen auch im Talboden gelegene Moränen des Hauptgletschers, die bei Niaux-Capoulet, ferner im Gebiet von Auzat und an mehreren Stellen im obersten Talstück anzutreffen sind und von denen im einzelnen noch die Rede sein wird. Schliesslich sind in den Einzugsgebieten des Hauptflusses und der grösseren Seitenflüsse typische Kare vorhanden, die mit vielen kleineren, von Felsriegeln, «bosses» oder «plattes», abgeschlossenen Seebecken von *L. Mengaud* als Formen glazialer Bodengestaltung aufgeführt und betrachtet worden sind (Lit. 19).

Felsriegel und Rundbuckel erheben sich vereinzelt auch im Haupttal, so beispielsweise beim Talausgang, ferner bei Capoulet und bei Auzat. Hier, zwischen diesem Dorfe und Vicdessos, findet sich auf dem flachen Kalkrundbuckel im Bereiche einer jüngeren Endmoräne ein prächtiger Gletscherschliff mit zahlreichen, gut erhaltenen Schrammen. Der Talgletscher, der in jenem Rückzugsstadium eine Fläche von rund 100 km² bei 18 km Länge bedeckte, besass nach planimetrischer Berechnung noch in diesem Stadium eine Schneegrenze von 1800 bis 1900 m; diese dürfte demnach in der maximalen Gletscherausdehnung noch 100 bis 200 m tiefer gelegen haben.

Im Talgebiet von Vicdessos lebt die grosse Mehrzahl der Bewohner in geschlossenen Dörfern, der andere Teil in Weilern und vereinzelt stehenden Höfen; diese Orte, namentlich die grössern Dörfer, liegen teils in der Talbodenzone, und zwar jeweilen an der Einmündung eines Seitenbaches, wie Alliat, Niaux, Capoulet, Junac, Vicdessos, Auzat. Andere Ortschaften

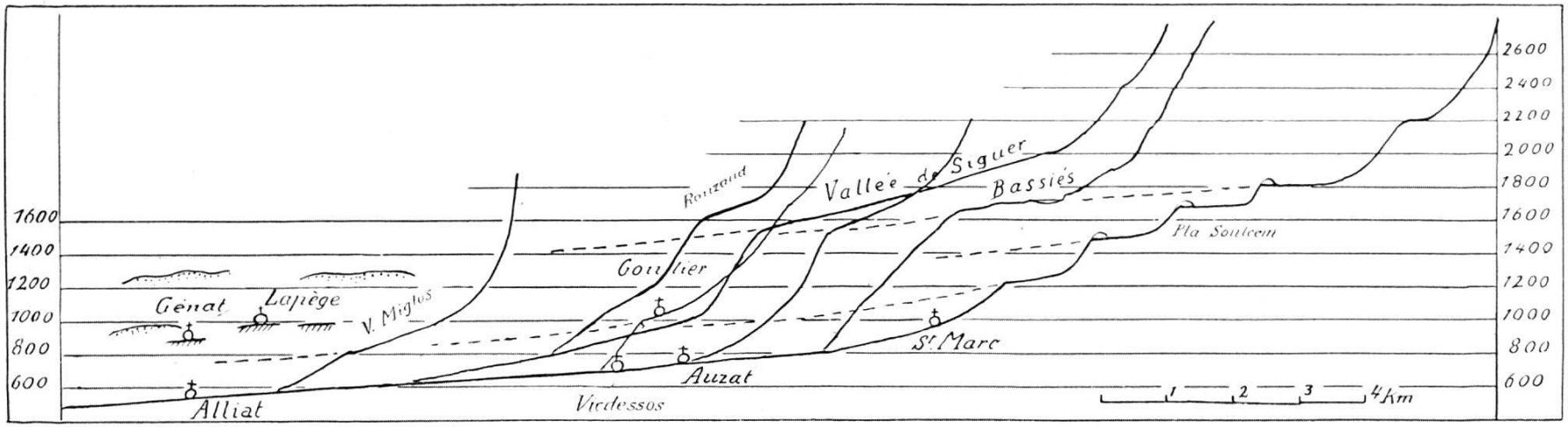

Abbildung 76. *Längsprofile durch das Tal von Vicdessos und einiger Nebentäler (überhöht).*

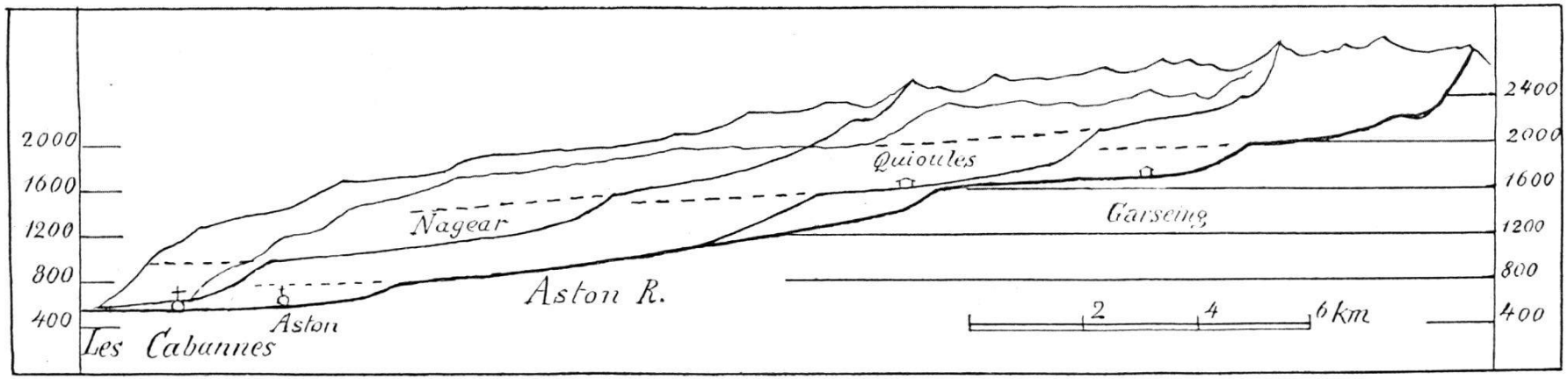

Abbildung 77. *Längsprofile durch einige Täler des Aston-Massivs (überhöht).*

sind auf seitlichen Talterrassen oder auf den Stufenmündungen mehrerer Seitentäler angelegt worden; zum Beispiel treffen wir in südlichen Seitentälern die Dörfer Miglos, Norrat und Norgeat an, ferner Gestiés (965 m), Siguer, Sem (960 m), Olbier (918 m) und Goulier (1080 m). Als ausgesprochene Terrassensiedlungen sind die auf der Nordseite des Tales gelegenen Dörfer Lapège (991 m), Genat (880 m), Illier, Orus, Sentenac-Suc (860 m), und Saleix (1013 m) zu bezeichnen.

Einige von diesen Terrassen sind ohne Zweifel Erosionsterrassen, und sie haben hinsichtlich der Talbildung, wie wir noch sehen werden, eine gewisse Bedeutung.

Das Tal von Vicdessos besitzt trotz seiner stattlichen Länge von 33,5 km und seines gut verästelten, 350 km² umfassenden Flussgebietes nur eine geringe Verkehrsbedeutung; dies beruht auf einer gewissen Abgeschlossenheit durch die hohe, hier bis 3140 m Höhe erreichende Hauptkette, über die beschwerliche, nur von guten Fussgängern überschreitbare Pässe teils nach Spanien, teils nach Andorra hinüberführen.

Die Bevölkerung beschäftigt sich zum grösseren Teil mit Alp- und Landwirtschaft, zum geringeren Teil auch mit Bergbau und Industrie. In jedem Gemeindegebiet liegen oberhalb der ständig bewohnten Siedlungen die Maiensässe, les bordes, wo Heu gewonnen wird. Von hier steigt man stufenweise wie bei uns in die Alpen, zu den Sommerweiden hinauf, wo die Hirten in sehr primitiven Hütten, den Jasses oder Orrys, hausen. Ueberall sind diese Weiden Gemeindebesitz. Die Käse- und Butterbereitung tritt aber im Vergleich zu den alpinen Verhältnissen sehr stark zurück.

Bis vor vier Jahrzehnten war die Ausbeutung von Eisenerz in der Umgebung von Auzat und Vicdessos sehr bedeutend, und die Minen von Rancié und Sem, die in der geologischen Literatur mehrfach erwähnt werden, lieferten reichliches Material, das in den Hochöfen von St. Julien, Saut du Teil und von Tarascon verhüttet wurde (Lit. 32).

In neuester Zeit sind namentlich im obersten Talgebiet grössere Werke zur Gewinnung von elektrischer Energie ausgeführt und in Auzat eine Fabrik chemischer Produkte erstellt worden.

2. Die Gefällsverhältnisse.

Betrachten wir nun die Gefällsverhältnisse der Haupt- und einiger Nebentäler (vergl. Profile Abbildung 76).

Im unteren Talgebiet besitzt der Fluss von Vicdessos an auf 14 km Länge ein sehr gleichmässiges Gefälle von 16‰. Von den Seitentälern mündet dasjenige von Miglos mit einer deutlichen Stufe ein, während sich im grösseren Nebental von Siguer

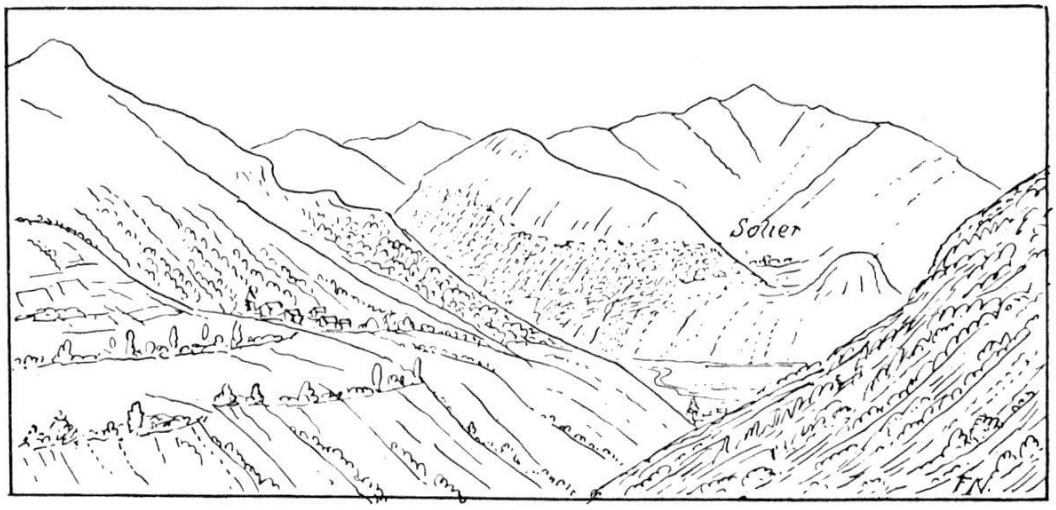

Abbildung 78. *Tallandschaft bei Suc, w. Vicdessos mit Terrassen und eigenartiger Schliffkehle (links).*

Stufen erst im Oberlauf einstellen. Aehnlich ist es auch im Haupttal selber. Vorerst fallen in dem Talabschnitt um Vicdessos mehrere Gehängeknicke an den Bergvorsprüngen und Talhängen auf, und zwar erscheinen sie sowohl in der Kalkzone wie im Gebiet der kristallinen Gesteine; an einigen Stellen erscheinen solche Knicke als deutliche, hochgelegene Schliffkehlen (siehe Abbildungen 78 und 79).

Südlich von Auzat steigt das trogförmige Tal etwas unregelmässig an, indem sich an einigen Orten abgerundete, wenn auch nicht hohe Felsriegel einstellen, in die sich der Fluss eingesägt hat. Vom Fusse der Talabhänge bis zirka 500 m hinauf lassen sich deutliche Gletscherabschleifung verratende Rundbuckelformen erkennen.

Von beiden Seiten her münden Seitentäler mit hohen Stufen ins Haupttal ein; so rechts das 11 km lange, fast gerade Tal von Artiés, das in drei Stufen bis zu einem in 2380 m Höhe gelegenen Karsee, dem Etang Fourcat, ansteigt; dieser befindet sich in einem ausgesprochenen Treppenkar, das noch zwei kleinere Felsbecken aufweist.

Mit einer über 400 m hohen Stufe mündet auf der Westseite das ebenfalls mit Bergseen in 1750 m und 1800 m Höhe ausgestattete Hochtal von Bassiés ein.

6 km südlich Auzat gelangt man zu einer schwachen Weitung des Haupttales, wo sich in 920 m die Kirche von St-Marc als Mittelpunkt einer heute spärlich bewohnten Gegend befindet, welche die auffälligsten Merkmale einer sehr starken, bei der Abgelegenheit der Gegend einigermassen verständlichen Bevölkerungsabnahme aufweist. Hier mündet von Westen das wilde Hochtal von Artigues ein, an dessen Südseite zwei typische

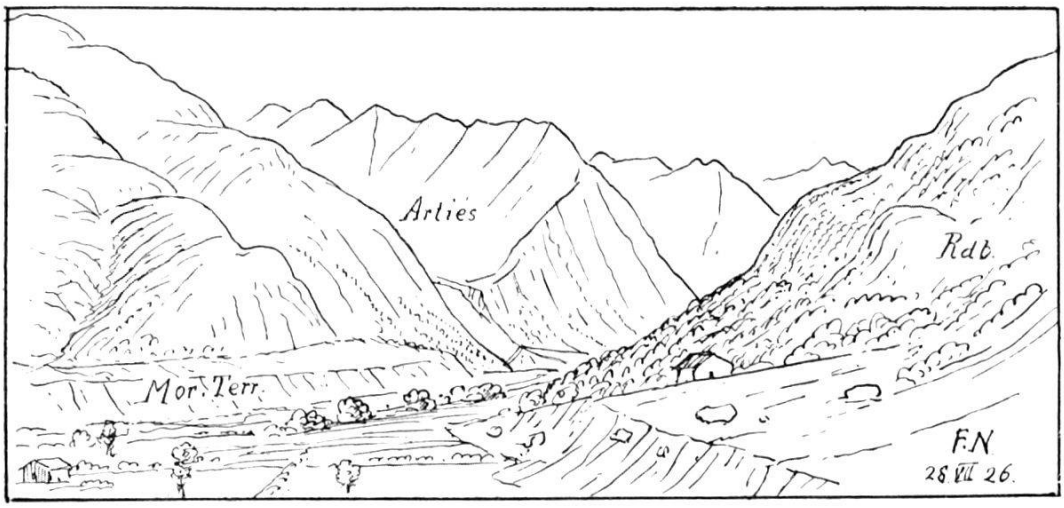

Abbildung 79.

Tal des Vicdessos oberhalb Auzat, mit Moränenterrassen, Rundbuckeln (Rdb.) und Schliffkehlen an beiden Talhängen. Blick talaufwärts.

Treppenkare zu den beiden höchsten Gipfeln der Zentralkette hinaufführen, zum 3141 m hohen Pic d'Estats und dem um 60 m niedrigeren Pic de Montcalm. In westlicher Richtung das ebenfalls stark gestufte Hochtälchen von Artigues ansteigend, gelangt man über einen 2350 m hohen Schartenpass ins Quellgebiet der Noguera de Cardos und betritt zuerst in dessen oberstem Talabschnitt ein mit mehreren Bergseen ausgestattetes Stufental.

Oberhalb St-Marc steigt das Tal steiler an und lässt bald einen sehr gut entwickelten Stufenbau erkennen, und zwar sind auf eine zirka 10 km Strecke vier grösser Abstufungen zu unterscheiden; die unterste in 1670—1700 m und die oberste in 1800—1830 m.

Die unterste Stufe gliedert sich in zwei Abschnitte: oberhalb einer nur 40 m hohen Stufe gelangt man zunächst auf einen flachen Talgrund, wo sich auf seitlich angelegten Schuttkegeln zwei Gruppen von Hütten der Maiensässe Rouzaondis und Caraffa befinden; dann steigt das Tal stärker an bis zu der in 1180 m Höhe gelegenen Verflachung «Pla de Nizard» genannt. Nun verengt sich das Tal, und es beginnt der Anstieg zur zweiten Hauptstufe, hier bezeichnenderweise «Les Echelles françaises» genannt, wo der schmale und sehr steile Weg unter anderem über deutlich abgeschliffene Felsriegel und in 1320—1350 m Höhe über mächtige Schuttmassen hinanführt. Dieser Schutt entstammt der Moräne eines Lokalgletschers, der gegen Ende der Eiszeit aus einem hochgelegenen Treppenkar, mit dem Etang du Pirat, bis ins Haupttal herabreichte. In diesem Stande lag die Schneegrenze des Kargletschers, der vom

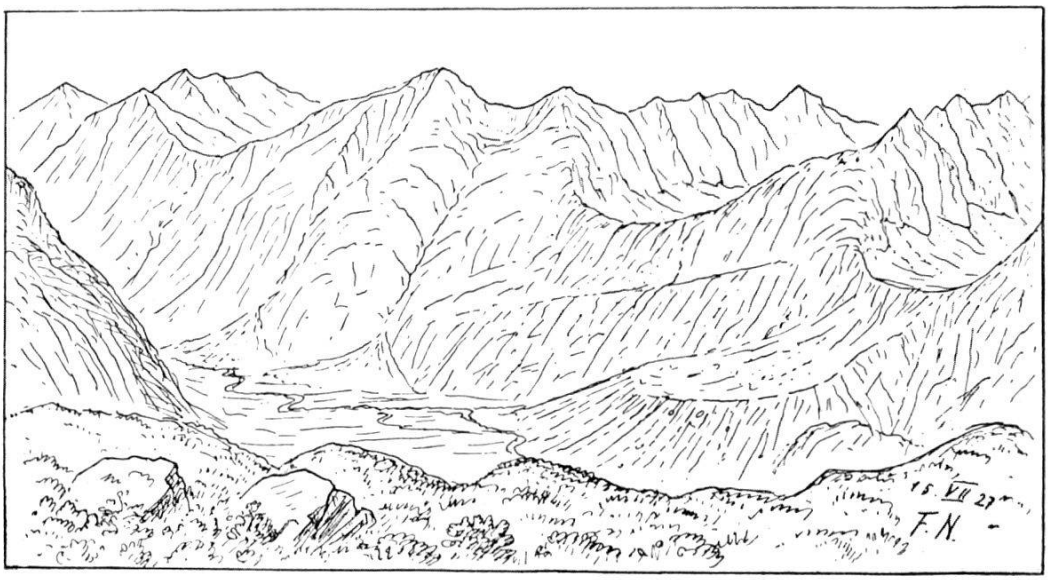

Abbildung 80. *Oberster Abschnitt im Tal von Vicdessos oberhalb Planet in 1790 bis 1820 m.*
Trogtal mit Aufschüttungsboden und hochgelegenen Karen.

2604 m hohen Pic de Malcaras herniederstieg, in zirka 2000 m. Sodann überquert man einen Felsriegel und eine oberhalb diesem folgende Endmoräne aus dem letzten Rückzugsstadium des Hauptgletschers und gelangt in 1500 m Höhe zu einem breiten Talboden, dem «Pla Soulcem», in dem hier stark geweiteten Trogtal. Diese Talform setzt sich mehrere Kilometer weit bis zu einem in 1960—2000 m gelegenen Trogschluss fort, wobei der Talboden noch zweimal durch Felsstufen und deutlich abgerundete Riegel gegliedert wird; so liegt in 1650—1680 m eine Weitung mit dem Flachboden eines zugeschütteten Sees vor; hier stehen auf seitlichen Wildbachschuttkegeln die Sennhütten, die Orrys von «Planet». Die oberste in 1790—1820 m liegende Verflachung besitzt eine ähnliche Beschaffenheit (siehe Abbildung 80).

Das Tal weist hier alle Merkmale eines glazial geweiteten Taltroges mit Rundbuckeln, steilen Talhängen und darüber liegenden Karen auf, die von zackigen Gräten und Felsgipfeln von 2750—2900 m Höhe überragt werden. In einigen Karen liegen kleine Bergseen.

Diese typisch glaziale Tallandschaft, insbesondere die gut entwickelte Trogform steht einigermassen im Gegensatz zu der relativ schmäleren Talform im untern Teil des Talgebietes, wo doch während des Höchststandes der Vereisung der Gletscher mächtiger gewesen war, so dass man von ihm auch eine grössere Erosionswirkung hätte annehmen sollen als bei dem viel kleineren Gletscher im Einzugsgebiet. Dieser Widerspruch lässt

sich offenbar durch den Hinweis darauf erklären, dass die hochgelegenen Einzugs- und Ursprungsgebiete viel länger unter Eisbedeckung lagen und der glazialen Abtragung unterworfen waren, als dies in den tieferen Talstrecken der Fall war, wo dagegen die Erosion des fliessenden Wassers viel länger wirksam gewesen ist.

Diese Tatsache tritt uns aus der Betrachtung der Längsprofile der Täler des Gebietes von Vicdessos deutlich entgegen. Während im Haupttal der Talboden unterhalb Auzat auf 15,5 km Länge ein fast ausgeglichenes Gefälle von 16‰ aufweist und das Tal hier um 700—800 m tief in das Bergland eingeschnitten ist, stellen sich oberhalb der genannten Ortschaft bald sehr ausgeprägte, hohe Stufen ein, die beweisen, dass hier die rückschreitende Flusserosion mehrmals zum Stillstand gekommen ist. Allerdings beträgt 3—4 km oberhalb Auzat die gesamte Eintiefung des Tales über 1500 m, weil hier die Gebirgsmasse höher emporragt; sogar im Bereiche der oberen Talstufen hat eine Talvertiefung um rund 1000 m stattgefunden, ein Hinweis darauf, dass hier die Erosion schon sehr lange gewirkt haben dürfte.

Versucht man, eine Art Chronologie der Talbildung im Gebiet von Vicdessos aufzustellen, so geht man auch hier am besten von der rezenten Talsohle des Unterlaufes aus, die bei Tarascon in 480 m Höhe stufenlos ins Tal der Ariège einmündet. Da wir die Eintiefung dieses Tales bis auf den heutigen Flußspiegel mit ziemlicher Sicherheit in die Zeit v o r der Riss-Vergletscherung ansetzen konnten, bleibt auch für das Tal von Vicdessos, wie es sich heute auf den unteren 15—17 km darbietet, dieselbe Annahme. Dabei ist festzustellen, dass der Fluss von Vicdessos zur Erreichung des ausgeglichenen Gefälles eine sehr erhebliche Erosionsarbeit geleistet hat, wofür offenbar eine lange Zeit erforderlich war. Dagegen waren die kleineren Seitenflüsse und Bäche nicht imstande, mit dieser Talvertiefung Schritt zu halten, oder sie vermochten nur auf den untersten Strecken in die Stufenmündung eine ihrer Erosionskraft entsprechende schmale Furche einzuschneiden, wie dies etwa bei den Tälern von Miglos und Siguer der Fall ist.

Nun bieten uns aber die verschiedenen Talstufen der Haupt- und der Nebentäler sowie einige der im unteren Talgebiet vorkommenden Terrassen Anhaltspunkte für die Annahme, dass der Hauptfluss nicht auf einmal eine Eintiefungsarbeit von 700—800 m geleistet hat, sondern dass sich diese Leistung auf verschiedene Epochen des Quartärs und vielleicht auch der jüngsten Tertiärzeit verteilt haben dürfte.

So lassen die Stufenmündungen der Seitentäler von Miglos, Sem, Goulier und Artiés, sowie die Terrassen von Illier, Orus,

Olbier und Suc auf einen um 180—200 m höheren Haupttalboden schliessen, der demjenigen der Ariège entspricht, den wir als präglazial angenommen haben.

Ein nochmals um mindestens 200 m höheres Talniveau des Vicdessos-Gebietes verraten die Terrassen von Lapège (990 m) und Génat (800 m), sowie die Haupttalstufe von 1500 m, 10—11 km oberhalb Auzat, während dieses Niveau in den Stufen der Seitentäler wenig in Erscheinung tritt. Dagegen kommen hier in fünf grösseren Nebentälern sehr hohe Stufen vor, die zu einer ausgeprägten Oberlaufstrecke in 1600—1700 m hinaufführen; dies ist in den Tälern von Peyre Grand, von Siguer, von Saleix, Artiés und von Bassiés der Fall (vergleiche Profile Abbildung 76).

Diese hochgelegenen Talstücke scheinen mit den obersten Stufen des Haupttales von 1700 m und 1800 m zu korrespondieren. Führt man nun die jenen Hochtalstrecken entsprechenden unteren Talprofile der betreffenden Talgewässer bis zum Ausgang des Haupttales fort, so gelangt man hier auf deutlich ausgesprochene, in 1200—1300 m Höhe gelegene wellige Hochflächenstücke, die um 150—200 m von Rückenformen überragt werden, alles Abtragungsformen, die auf höheres Alter schliessen lassen und die im Gegensatz zu den in sie um zirka 700 m eingetieften, steilwandigen, rezenten Erosionsformen stehen. Darf man den letzteren das Merkmal der Jugendlichkeit zuerkennen, so wird man die höher gelegenen eher als alte Abtragungsformen im relativen morphologischen und im wahren Sinn bezeichnen; sie sind offenbar lange vor der Eiszeit entstanden.

Wir gelangen somit im Talgebiet von Vicdessos zur Unterscheidung von im ganzen vier Eintiefungsphasen, von denen wir die jüngste als vor-risseiszeitlich, die nächstältere als präglazial betrachtet haben. Es ergibt sich somit, dass die beiden höchsten ins jüngere Tertiär gestellt werden müssen.

Zu ähnlichen Schlussfolgerungen gelangen wir auch bei der Betrachtung der morphologischen Verhältnisse des Aston-Massivs.

C. Orographisch-morphologische Beobachtungen in einigen Gebirgsgruppen.

Es handelt sich hierbei zunächst um die vier kristallinen Massive, die sich ganz oder teilweise im Entwässerungsgebiet der Ariège befinden, deren orographische und morphologische Verhältnisse untereinander jedoch recht verschieden sind, nämlich um die Massive von Aston, von Tabe, der «Trois Seigneurs» und von Arize.

Das höchste und ausgedehnteste ist das Aston-Massiv, das in mehreren Gipfeln die Höhe von 2900 m übersteigt und dessen Südabdachung vom Valira de Andorra, einem Zufluss des Segre, entwässert wird. Somit verläuft über den Hauptkamm dieses Gebirges die kontinentale Wasserscheide zwischen Atlantik und Mittelmeer, nachdem sie über das Carlitte-Massiv und den Col de Puymorens geführt hat. Westlich von diesem Pass beginnt bei der Einsattelung des Port d'Embalira, 2495 m (n. Chevalier 2407 m), das Aston-Massiv und setzt sich in Bogenform von 42 km Länge bis zum 2736 m (n. Chevalier 2661 m) hohen Port de Bareiles fort, wo nun das bis 3141 m hoch aufragende Massiv des Pic d'Estats beginnt. Dieses die Wasserscheide zwischen R. de Vicdessos und Salat einerseits und der Noguera de Cardos und der Noguera de Pallaresa anderseits bildende und an interessanten Bergseen reiche Gebirge wird von dem ausgeprägten Einschnitt des nur 2052 m hohen Port de Salau begrenzt, wo nun weiter westwärts die Gruppe des Pic de Montvalier (2839 m) einsetzt.

Nördlich der Ariège erhebt sich das «Massif de Tabe», das im Pic de Saint-Barthélemy bis zu 2349 m Höhe ansteigt, und das bei einer Längenausdehnung von 24 km eine mittlere Breite von 16 km besitzt. Seine nördliche Abdachung wird zum grössern Teil von drei Zuflüssen des Hers, von Douctouyre, Touyre und Lasset, entwässert. Die übrigen Gewässer, meist Gebirgsbäche, ergiessen sich in die Ariège. Das zwischen Tarascon und Foix gelegene Quertal dieses Flusses bildet gleichzeitig die östliche Begrenzung der beiden westlichen Massive, die bedeutend niedriger sind als die zwei schon erwähnten, nämlich das «Massif des Trois Seigneurs», mit

2199 m als höchstem Gipfel, und das nur 1716 m hohe «Massif de l'Arize». Die westliche Abdachung dieser beiden Gebirgsgruppen entwässert sich zum Salat.

Alle vier Massive des Ariègegletschers haben ihre gegenwärtige Gestaltung durch die seit der jüngeren Tertiärzeit wirkenden Abtragungsvorgänge erhalten, vor allem durch solche der subaërischen Verwitterung und Denudation und der fluviatilen Erosion, die offenbar infolge mehrfacher Hebungen der Gebirgskörper wiederholt neu belebt worden sind. In der Eiszeit ragten diese Gebirge mehr oder weniger hoch in die damalige, relativ niedrige Schneegrenze empor und trugen kleinere oder grössere Hänge-, Kar- und Talgletscher, deren Spuren sowohl in Ablagerungen wie in entsprechenden Tal- und Felsformen erhalten geblieben sind.

I. Das Aston-Massiv.

1. Geographischer Ueberblick.

Vergleiche die Abbildungen 81, 82 und 77.)

Dieses zwischen den Tälern der Ariège, des Vicdessos und dem Valira de Andorra aufragende Massiv besitzt annähernd eine sechseckige Grundrissform von rund 350 km² Fläche, wobei allerdings der zirka 40 km lange Hauptkamm stark gegen Süden verschoben erscheint; daher ist die südliche Abdachung wesentlich kürzer als die nördliche, die sich 18—20 km weit ausdehnt und hier die Bedingungen zur Bildung einiger längerer Gebirgsflüsse, Zuflüsse der Ariège und des Vicdessos, bietet, wie der Aston, der R. de Siguer, der R. de Luzenac und der Nagear. Unter diesen nimmt der Aston mit seinem stark verästelten, zirka 160 km² grossen Abflussgebiet die erste Stelle ein. Dazu kommen noch mehrere kleinere Flüsse von 5—10 km Länge, deren Täler sich wie die grösseren durch Eigenheiten ihres Längs- und Querprofils auszeichnen, wie wir noch sehen werden.

Auch die südliche Abdachung ist durch eine reiche Talgliederung gekennzeichnet, indem hier der Valira de Andorra, der in der südlicher gelegenen, 2870 m hohen Gruppe des Alt del Grio entspringt, zahlreiche Bäche und einige Gebirgsflüsse aufnimmt, von denen die meisten am Hauptkamm des Aston-Massivs ihren Ursprung haben. Unter ihnen ist in erster Linie der Valira del Nort zu nennen, der 20 km des Hauptkammes entwässert und dessen Einzugsgebiet zirka 120 km² umfasst; viele seiner Quellbäche entspringen in Bergseen, von denen die meisten in typischen Karen liegen.

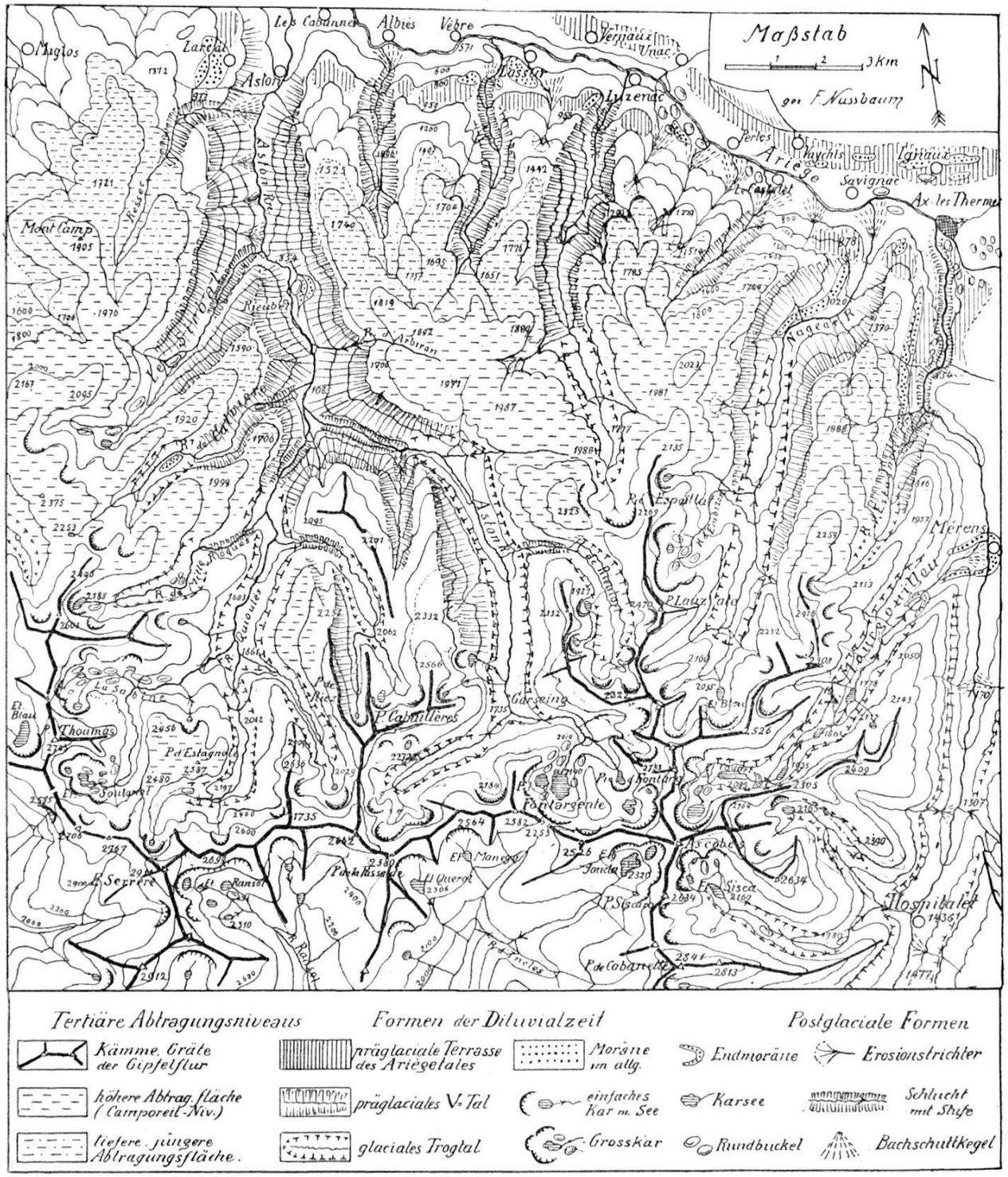

Abbildung 81.

Morphologische Uebersichtskarte des Aston-Massivs (Entwurf).

Der Topographie dieser Skizze liegen die « Carte de l'Etat-Major au 1 : 80 000 me » und die « Carte de France au 1 : 200 000 me » zugrunde. Die Equidistanz der Höhenkurven beträgt 200 m.

Geologisch bildet das Aston-Massiv einen Ausschnitt aus der Zentralzone (zone axiale) der Pyrenäen, an deren Aufbau sich vorwiegend kristalline Gesteine, Gneis, Granit, aber auch metamorphisierte paläozoische Sedimente, Kalke, Schiefer und Quarzite (Silur bis Karbon) beteiligen. Diese Sedimente, die infolge der intensiven hercynischen Faltung meist sehr steil stehen, bilden, nach den Untersuchungen von L. Bertrand, Roussel, Casteras und anderen, in unserem Gebiet zwei relativ schmale Längszonen, von denen die eine den Nordrand des Massivs ausmacht, während die andere, von Mérens im Oberlauf der Ariège weg in nahezu westlicher Richtung gegen den Hauptkamm verläuft und hier einige der höchsten Gipfel, wie den Pic Serrère (2911 m), den Pic del Pla de l'Estany (2951 m) bildet.

Demgemäss zeichnet sich das Aston-Massiv durch eine ausgesprochene Gleichartigkeit in der Gesteinsbeschaffenheit aus, indem es sich dabei vorwiegend um relativ widerstandsfähige und wasserundurchlässige Gesteine handelt, Tatsachen, die angesichts der grossen Mannigfaltigkeit der Landschaftsformen dieses Massivs von Bedeutung sind.

Bei einem Ueberblick der orographischen Verhältnisse können wir im Aston-Massiv drei Hauptgruppen von Landschaftsformen unterscheiden, die sich zugleich auf drei verschiedene Zonen verteilen:

a) Die Gipfel- und Kar-Region des Hauptkammes,
b) Die Region der Hochflächen und Rücken,
c) Die Täler.

In auffälliger Weise hebt sich nämlich die bis 2950 m hoch ansteigende Region des Hauptkammes mit ihren zahlreichen, pyramidenförmigen, von Karen angefressenen Gipfeln und den zwischen ihnen liegenden, meist schmalen Schartenpässen sehr deutlich von den nach Norden und Süden abzweigenden Nebenkämmen ab, die zwar zunächst noch schärfere, steilere Formen zeigen, dann aber mit zunehmender Entfernung vom Hauptkamm in rundliche Rücken und schliesslich in breite, flachgeneigte Hochflächen übergehen, die sich nordwärts von 1900 auf 1600 m senken, um dann, zwar stark zerlappt, mit grosser Steilheit nach dem Ariègetal abzufallen.

Zwischen diesen breiten Rücken sind nun die heutigen Flusstäler mit scharf einsetzenden Rändern und steilen Hängen 400—600 m tief und schmal eingeschnitten und verraten damit sowie mit ihrem stark entwickelten Stufenbau eine ausgesprochene Jugendlichkeit der Abtragungsvorgänge, die in sehr lebhaftem Gegensatz zur Bildung der höher gelegenen, sanft geformten Rücken steht, deren Formen alle Anzeichen eines sehr viel älteren und stark ausgereiften Erosionszyklus verraten.

2. *Die Gipfel- und Kar-Region des Hauptkammes.*

Die Karte von M. Chevalier der Täler von Andorra enthält auf der 42 km langen Strecke des Hauptkammes zwischen dem Port d'Embalira und dem Port de Bareites (Bareytes) 40 Höhenquoten, nach denen sich eine mittlere Kammhöhe von 2680 m ergibt; über diese mittlere Höhe ragen 22 Gipfel empor, von denen drei die Höhe von 2900 m übersteigen, nämlich der Pic del Pla d'Estany mit 2951 m, der den westlichen Eckpunkt der Kette bildet, der 2911 m hohe Pic Serrère, der sich ungefähr in deren Mitte erhebt, und der 8 m niedrigere Pic de Siguer im Hintergrund des gleichnamigen Tales. 14 Gipfel erreichen Höhen von 2700—2900 m. Die mittlere Gipfelhöhe beträgt 2728 m.

Unter den Einsattelungen, die als Passübergänge meist nur von Hirten und Jägern begangen werden, ist der Port de Fontargente mit 2252 m der niedrigste; er führt aus dem östlichsten Quellgebiet des Aston Flusses nach Soldeu, ins Tal der Valira hinab. Gegen Westen hin nimmt im allgemeinen die Kammhöhe und damit auch die Höhe der Passübergänge zu; so folgen aufeinander der Port de Bagnols mit 2546 m, der Port de Siguer mit 2378 m, der Port de l'Albelle (2604 m), der Port d'Auzat (2542 m) und schliesslich der bereits erwähnte Port Bareites mit 2636 m. Mit Ausnahme des Port de Fontargente, der eine bemerkenswerte Eintiefung und örtliche Verflachung des Kammes darstellt, sind die übrigen schmale und steil abfallende Schartenpässe, die je zwischen zwei einander gegenüberliegenden Karen aufragen.

Wie der Augenschein lehrt und aus der topographischen Karte ersichtlich ist, sind die über 2600 m hohen felsigen Gipfel und die Kare nicht auf den Hauptkamm im besonderen beschränkt, sondern beide Formen kommen auch in den unmittelbar benachbarten Seitenkämmen bis auf eine Entfernung von zirka 4 km vor, worauf dann fast überall die Gipfelhöhe rasch abnimmt und sich auch die Formen verändern.

Vom Hauptkamm zweigen sechs grössere und zahlreiche kleinere Nebenketten gegen Norden und Süden ab; aber bei beiden Gruppen ist mit zunehmender Entfernung eine Veränderung der Erhebungen aus steil aufragenden felsigen Gipfeln und Gräten in sanfter geböschte, niedrigere Rücken auffällig. Mit andern Worten, es gehen hier ausgesprochene Hochgebirgsformen fast unvermindert in niedrigere Mittelgebirgsformen über.

Die Gliederung und Gestaltung dieser Gipfel- und Kar-Region ist wohl zunächst den Wirkungen, der subaerischen Abtragungskräfte, der in den höheren Gebieten besonders lebhaften mechanischen Verwitterung, der Abspülung sowie der Erosion des Wassers und der ehemaligen Gletscher zuzuschreiben. Die letzteren dürften in erster Linie am Zustandekommen der zahl-

reichen Kare beteiligt gewesen sein. Zahlreiche Gipfel erscheinen als typische Karlinge, so zum Beispiel die Pics de Fontargente, de Siscaron, d'Ascobes, de Serrère, de la Passade, de Bagnels und andere mehr (vergl. Karte Abbildung 81).

Es ist ganz auffällig, dass alle Täler im Bereiche dieser Hochregion stark gestuft sind und ihren Ursprung in typischen Karen nehmen, von denen hier drei Gruppen unterschieden werden können, nämlich *a)* einfache, das heisst über einer grösseren Stufe liegende Kare von annähernd rundlichem Grundriss, *b)* sogenannte Treppenkare, die mit zwei oder drei niedrigeren Stufen versehen sind und *c)* Grosskare, die eine weite, unregelmässig geformte Mulde bilden, deren Boden und Ränder überdies durch sekundäre Eintiefungen und Erhebungen gegliedert sind; solche Formen verraten eine sehr lang andauernde Eisbedeckung. In jeder Art von Karen können Felsbecken mit kleinen Bergseen vorkommen; in den einfachen ist in der Regel nur ein Bergsee vorhanden; in den Treppenkaren liegen sie nicht selten auf jeder Stufe übereinander, und in Grosskaren wird der weite, durch Rundbuckel und Moränen höckerige Karboden meist durch mehrere nebeneinander liegende Seen belebt.

In unserer Kammregion finden sich mehrere solcher Grosskare, das eine beim Pic de Fontargente mit gleichnamigen Bergseen, das andere zwischen dem Pic de Bagnels und dem Pic de Thoumas, mit den Etangs de Soulanet.

Dazu kommen weitere Karformen, die ebenfalls eine weitgehende glaziale Formgestaltung aufweisen, so zum Beispiel an den Seiten des 2778 m hohen Pic d'Ascobes, am Südosthang des Pic de Serrère und anderswo (vergleiche die Karte Abbildung 81.)

Häufiger sind Treppenkare mit einer Folge übereinander liegenden Seen; als solche nennen wir beispielsweise auf der französischen Seite die Kare im Einzugsgebiet der Täler von Sisca, von Baldarques, von Mourgouillou, von Artiés; auf der Südseite der Kette finden sich mit Seen versehene Treppenkare im Hintergrund der Täler von Runsol, von Enguanella und von Tristany; von den hier vorkommenden drei Seen liegt, nach Chevaliers Karte, der unterste in 2220 m, der zweite in 2270 m und der dritte in 2310 m. Wir haben demnach ein Treppenkar mit geringen vertikalen Stufenabständen vor uns, und es bietet Grund zur Annahme, dass in bestimmten Treppenkaren die Stufung wie die Form des Kars überhaupt durch glaziale Erosion bedingt ist.

Im Gegensatz zu den Etangs de Tristany sind im Treppenkar von Enguanella die drei Seen durch 80—140 m hohe Stufen von einander getrennt.

Daneben kommen auf der Südseite des Kammes Kare vor, deren Form noch deutlich die Entstehung aus fluviatilen Einzugstrichtern verrät, ähnlich wie dies bereits von verschiedenen Forschern dargestellt worden ist (Lit. 28, 29, 36). Ausser den bereits erwähnten Treppen- und Grosskaren liegen auf der Nordseite des Hauptkammes noch über ein Dutzend einfache Kare, von denen fünf kleine Seen bergen; der grösste ist der Etang Blau nördlich des Port de Siguer.

Dazu gesellen sich noch zahlreiche Kare an den dem Hauptkamm vorgelagerten Nebenketten. Die nächste dieser Ketten ist die des Pic de Cabaillère (2526 m), im Gebiet des Aston, an deren beidseitigen Hängen sechs Kare liegen, wovon fünf je mit einem kleinen See. Oestlich davon zweigt vom Pic de Fontargente die Kette mit den Pics de Calmettes und de Lauzate ab, die als Karlinge ebenfalls von einem halben Dutzend Karen umgeben sind. Drei davon liegen im Hintergrund des Nageartales.

Die von den Pics de Bagnels und Thoumas nach Norden abzweigende Kette, welche die Wasserscheide zwischen dem Aston und dem Siguerfluss bildet, ist orographisch recht vielgestaltig; scharf geformte Felsgipfel treten zurück neben Kuppen und flachen Rücken, in die merkwürdig verbogene Flusstälchen eingesenkt sind; jedes von ihnen beginnt mit Karen, von denen sechs mit kleinen Seen unterschieden werden können. Die Zeichnung auf der topographischen Karte ist hier sehr verworren und unklar.

Mit der Abnahme der Höhe der Seitenkämme nimmt auch die Zahl der Kare merklich ab. Bei einigen nur 2200—2300 m hohen Gipfeln und Kämmen erscheinen sie nur auf deren Nord- oder Nordostseite, so zum Beispiel am 2269 m hohen Pic d'Espaillot, an dessen Osthang drei Kare eingesenkt sind, die zum Hängetälchen des R. d'Emibois, auf der Westseite des Nageartales, hinabführen. Ebenso befinden sich zwei Kare an der Ostseite des kurzen Kammes, der sich zwischen Aston und dem Hochtälchen von Rieutort zu 2332 m Höhe erhebt. Ein entsprechendes unsymmetrisches Profil weist ferner der nur 2251 m hohe Kamm nördlich des Pic de Riez auf, indem er auf der Ostseite steil zu einer länglichen Karform abstürzt, während sich sein Westhang erst sanfter abdacht, dann aber auch steiler zum Trogtal des R. de Quioulés abfällt.

Ohne Zweifel liegt bei dieser Bergform noch ein Rest eines früheren Rückens vor, der durch erneute fluviatile und glaziale Erosion teilweise verändert worden ist.

Noch deutlicher ist eine offenbar alte Abtragungsfläche in dem welligen Plateau erhalten, das sich nur 2—3 km nördlich

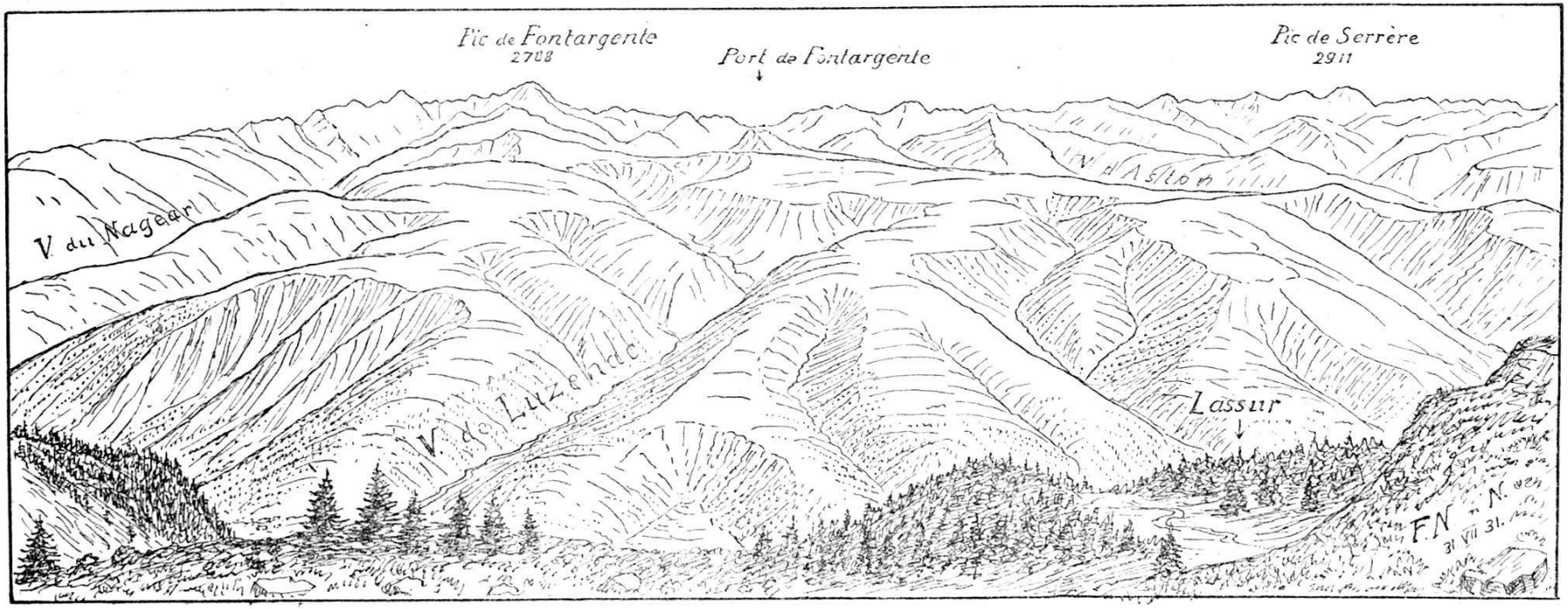

Abbildung 82. *Blick vom « Massiv de Tabe » gegen Süden auf das Aston-Massif. Der Standpunkt des Beobachters befindet sich in ca. 1700 m.*

Man beachte die gut entwickelten hochgelegenen Abtragungsflächen, über die die Kämme und Gipfel der Hauptkette im Hintergrund um 500 bis 700 m aufragen, sowie die scharf eingeschnittenen jugendlichen Erosionstäler

(Nach der Natur gezeichnet vom Verfasser).

des Pic Serrère in 2460 m Höhe ausdehnt und um nur 120 m vom Pic de l'Estagnole überragt wird.

Es zeigt sich, dass die am weitesten gegen Norden vorkommenden Kare an Erhebungen liegen, die bis 2200 m hoch sind, während sich die betreffenden Karböden im Mittel in 1800—1900 m Höhe befinden. Diese Höhe dürfte der letzteiszeitlichen Schneegrenze entsprechen, die hier im Aston-Massiv eine ansehnliche Lokalvergletscherung hervorgerufen hat.

Hochflächen und Rückenformen.

Als ein besonders bezeichnender Zug in der Orographie und Morphologie des Aston-Massivs sind dessen Hochflächen und Rücken zu betrachten, von denen bereits die Rede war und die auch aus der Darstellung der topographischen Karte 1:80 000 zu erkennen sind. Besonders eindrucksvoll aber ist das Bild jener massigen Berggruppe mit ihren runden Rücken und Hochflächen, in die die Täler scharf und schmal eingeschnitten sind, etwa vom Abhang des im Norden vorgelagerten «Massif de Tabe» aus gesehen, wie es die hier wiedergegebene Zeichnung zeigt (Abbildung 82).

Aus dem zu Füssen des Beobachters liegenden Tal der Ariège steigen hier mit Stufen oder Terrassen mehrere Kämme steil empor, die sich als schmale Rücken weiter aufwärts zu breiteren Kämmen und Hochflächenteilen in 1600—1900 m Höhe vereinigen, seitlich durch tiefe Erosionstäler von einander getrennt. Denkt man sich dieselben ausgefüllt, so erhält man mühelos das Bild einer breiten, flachwelligen Landschaft, die gegen Süden hin zu höheren Kämmen ansteigt.

Bei näherer Betrachtung erkennt man bei diesen flachen und mündlichen Bergformen zwei Niveaus, ein tieferes in 1600—1700 m und ein höheres in 1900—2000 m. Ueber diesem Niveau stellen sich weiter südwärts steilere Kämme von 2100—2200 m Höhe ein, und diese gehen bald in die schärfer geformten, felsigen Gipfel der Kar-Region beziehungsweise des Hauptkammes über.

Aber auch hier finden sich, wie wir bereits angedeutet haben, vereinzelt breitere Bergformen, sogar Plateaus als Ausläufer der nördlich vorgelagerten Rückenzone vor, sodass es keinem Zweifel unterliegt, dass auch die schärfer geformten Gipfel und Gräte der Region des Hauptkammes aus den Rückenformen einer ehemaligen Mittelgebirgslandschaft hervorgegangen sind, und zwar infolge der karbildenden Prozesse der Eiszeit, ähnlich wie wir dies schon vom Carlitte-Massiv feststellen konnten (siehe I. Teil, S. 85).

Auf die Erscheinung der geschilderten Hochflächen und Rückenformen ist in der Literatur schon mehrfach hingewiesen worden, ohne dass allerdings hierüber ausführliche Angaben gemacht worden wären. Den ersten Hinweis finden wir bei *R. Blanchard* aus dem Jahre 1914; es folgen dann *F. Nussbaum*, *D. Faucher* und schliesslich *L. Goron* (siehe Lit. 33, 8, 34, 15).

Die beiden letztgenannten Autoren nehmen in diesem Gebiet eine sehr weitgehende Abtragung bis zur Bildung einer sogenannten Peneplain, einer Fastebene, an, die nach L. Goron von Monadnocks überragt gewesen sei, wo wir heute die Region des Hauptkamms haben. Diese Auffassung dürfte hier kaum zutreffen; denn nach *W. M. Davis*, der uns zuerst das Wesen der Monadnocks kennen lehrte, handelt es sich bei diesen Erhebungen um vereinzelte, durch besonders harte, widerstandsfähige Gesteine bedingte Aufragungen über eine wellige Abtragungsfläche (Lit. 35).

In unserem Gebiet handelt es sich jedoch weniger um solche «Härtlinge», als vielmehr um eine grössere, namentlich in der Längsrichtung ausgedehnte Kette von Erhebungen, die aus ähnlichen Gesteinen bestehen wie die anscheinend stärker abgetragene, vorgelagerte «Peneplainzone»; überdies setzen sich gerade im Hauptkamm des Aston-Massivs, wie wir bereits angegeben haben, die höchsten Gipfel aus sedimentären, schieferigen Gesteinen zusammen, die im allgemeinen als weniger widerstandsfähig gelten, als etwa die echten kristallinen Gesteine, die, wie wir wissen, im übrigen Gebiet des Massivs sehr verbreitet sind.

Unserer Auffassung nach gehörten jene leicht gewölbten Flächen und Rücken einer ausgesprochenen Mittelgebirgslandschaft an. Diese hatte sich im Laufe sehr langer Zeiten im jüngeren Tertiär unter dem Einfluss subaërischer Abtragungsvorgänge gebildet und war von mehreren grösseren konsequenten, aber relativ wenig tiefen Flusstälern durchzogen, von denen die nördlich gerichteten, entsprechend der Lage einer ursprünglichen, durch die Gebirgsbildung bedingten, orographischen Wasserscheide, zur damaligen Ariège hin entwässert wurden wie Aston, Siguer-, Nagear- und Luzenacfluss, während die südlichen Gewässer nach dem Valira de Andorra beziehungsweise dem Segre abflossen.

Im Verlaufe späterer Hebungen, durch welche die Erosionsbasis relativ tiefer gelegt wurde und sich die früher vorhandenen Flüsse entsprechend tiefer einschnitten, kam es auch zur Bildung zahlreicher kleiner Zuflüsse, durch welche die steilen Plateauränder zerteilt und gegliedert wurden, wie dies heute namentlich am Abfall des Massivs gegen das Ariègetal hin so deutlich der Fall ist.

Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass Prof. *M. W. Davis*, der amerikanische Altmeister der Morphologie, durchaus ähnliche Formengruppen, nämlich gehobene Mittelgebirge mit vorgelagerten alten Abtragungsflächen, die von jugendlichen Flußtälern zerschnitten sind, aus den Gebieten der Rocky Mountains und des Berglandes von Devon beschrieben und erläutert hat (Lit. 46 und 47).

Die Täler.

Wie bereits angedeutet, wird die nördliche Abdachung des Aston-Massivs von vier grösseren und von zahlreichen kleineren Flüssen und Gebirgsbächen entwässert, die in tief eingeschnittenen, meist auffallend schmalen und stark gestuften Tälern fliessen. Unter den grösseren Flüssen zeichnet sich der Aston zudem durch sein gegen 160 km² umfassendes und stark verästeltes Flussgebiet aus. Er entspringt in den Karseen auf der Westseite der Pic de Fontargente und nimmt von rechts nur drei kleinere Bergbäche aus typischen Hängetälchen auf, den R. de Rieutort, den Bach von Poussièrgues und den R. d'Arzaran. Dagegen ist die Zahl der linken Zuflüsse etwas grösser. Als erster ist hier der R. de la Coume de Varilhes zu nennen, der sich mit dem Aston unterhalb einer 150 m hohen Stufe in dem 1735 m hoch gelegenen Talkessel von Garseing vereinigt. Weiter abwärts folgen erst zwei kleinere, mit Stufen einmündende Bergbäche, sodann unterhalb einer grossen Stufe des Haupttales der zweite grosse Quellfluss des Aston, nämlich der R. de Quioulès, dessen bis an den Hauptkamm hinaufreichendes Einzugsgebiet wiederum stark verästelt ist; er mündet in zirka 1110 m Höhe in den Aston; unweit davon, beim Pont de Coudènes (1085 m), ergiesst sich der R. de Calbière mit Stufenmündung ins Haupttal und 4 km weiter abwärts der R. de Sirbal, beides Bergbäche, die aus Karen kommen, welche am Osthang des breiten, wasserscheidenden Kammes zwischen Aston- und Siguergebiet liegen.

Dieses ebenfalls verästelte Gebiet der Siguer, das nach dem Vicdessos entwässert wird, ist von uns schon kurz beschrieben worden. Der dritte grössere, konsequente Fluss des Aston-Massivs ist der Nagear, dessen Name uns ebenfalls bekannt ist. Er geht aus mehreren Karen hervor, die über hohen Stufen liegen, und sein 13 km langes Tal, das im grossen und ganzen im Querprofil eine schmale U-Form besitzt, mündet stufenförmig ins Becken von Savignac ein. Als viertes nach N gerichtetes Tal ist das des R. de Luzenac zu nennen, das bei 10 km Länge auffallend schmal erscheint und wenig verästelt ist.

Von Bedeutung für die morphologische Entwicklung der Talbildung im Astongebiet ist nun vor allem der Stufenbau seiner Täler; denn bei der ausgesprochenen Gleichartigkeit des geologischen Aufbaus ist diese Erscheinung kaum auf Härteunterschiede des Felsuntergrundes zurückzuführen, sondern sie muss wohl ihre Ursache in den Unterbrechungen der rückschreitenden Erosion und der infolge von Hebungen neu belebten Tiefenerosion der Flüsse haben, Vorgänge, wie sie allgemein für derartige gestufte Flusstäler schon von *A. Philippson* und *O. Maull* angenommen und dargestellt worden sind (Lit. 38, 39).

Es empfiehlt sich deshalb, einige Flusstäler im Hinblick auf diese Fragen nach ihrem Längsprofil zu untersuchen, und wir beginnen mit dem grössten dieser Täler, dem des Aston.

In diesem Tal lassen sich im ganzen vier Stufen, also Talstrecken mit grossem Gefälle, unterscheiden, die mit schwächer geneigten Strecken abwechseln (vergleiche Profile Abbildung 75 und 77).

Eine oberste Stufenzone führt in der Karregion über mehrere kleinere Abstufungen oder Treppen erst auf 2140 m, wo sich die Seen von Fontargente befinden, dann von hier mit hohem Abfall nach dem in 1735 m Höhe gelegenen Talkessel von Garseing herab, wo das Tal auf 4 bis 5 km Länge und bei 30 ‰ Gefälle Trogform annimmt.

Nun folgt die zweite bedeutende Stufe, wo das Haupttal sich verengert, mit 75 bis 80 ‰ von 1600 auf 1140 m abfällt und sich kurz darauf mit dem R. de Quioulès vereinigt. Auch das Tal dieses Flusses weist bis zu seiner Mündung mehrere Steilstrecken und Stufen auf; eine oberste führt aus der in 2300 m Höhe gelegenen Karregion in die «Coume» auf 2100 m hinab, von da eine zweite nach dem trogartig erweiterten Abschnitt in 1662 m, der ein zugeschüttetes Becken bildet und das sich langsam auf 1600 m senkt; die dritte stellt sich mit dem Engtal oberhalb der Vereinigung mit dem Aston ein. Bemerkenswert ist hier die Uebereinstimmung der Höhenlagen der Hauptstufen unterhalb der trogförmigen Talabschnitte beider Flüsse (vergleiche Abbildung 77).

Unterhalb des «Pont de Coudènes», 1085 m, verengt sich das Haupttal ebenfalls sehr stark; es ist hier scharf in die benachbarten Hochflächen eingeschnitten, deren Ränder über dem Tal in 1590 bis 1700 m Höhe liegen. Somit beträgt hier die gesamte Taleintiefung 500 bis 600 m. Dass aber diese gesamte Eintiefung nicht ein einziger, ununterbrochener Vorgang war, geht aus dem Querprofil hervor, das über einem unteren engeren Einschnitt die weniger steilen Abhänge eines weiter geöffneten V-Tales erkennen lässt.

2 km unterhalb des genannten «Pont de Coudènes» stellt sich eine kleine Talweitung mit den Hütten von Rieubel ein, die durch einen mächtigen Felsriegel begrenzt wird; an dessen Ostseite verläuft bogenförmig ein mit Quartärschutt aufgefülltes älteres Tal des Aston; es liegt hier also ein Fall einer epigenetischen Talbildung vor, welche offenbar unter Mitwirkung der ehemaligen Vergletscherung zustande gekommen ist.

Unterhalb dieser Stelle tritt wieder eine stärkere Verengung des Tales, verbunden mit grösserem Gefälle, ein. Dieses Gefälle macht auf der 3,5 km langen Strecke zwischen den beiden Brücken von Coudènes und Selarens 70 ‰ aus. Auf der untersten zirka 6 km langen Talstrecke bis zur Einmündung in die Ariège (533 m) tritt oberhalb des Dorfes Aston nochmals eine Zunahme des Gefälles auf 80 ‰ ein, so dass wir hier eine letzte Stufung oder Steile des Tales feststellen können (vergleiche Profile, Abbildungen 75 und 77).

Unter den übrigen grösseren Tälern des Aston-Massivs ist das Nageartal ebenfalls durch seinen Stufenbau bemerkenswert. Es lassen sich hier im Längsprofil drei grössere Abstufungen erkennen, eine im Unterlauf, die wir als Stufenmündung von zirka 200 m Vertikalunterschied gegenüber dem Haupttal bereits früher erwähnt haben, ferner eine zweite im Mittelstück des Tales und eine dritte im Einzugsgebiet, das sich bereits in der Karregion befindet; hier kommen deutlich zwei Stufen mit kleinen Seen in 2300 und 2360 m Höhe vor.

Von Bedeutung ist die Stufung im Mittelstück des Nageartales, weil nämlich die Steile auch unterhalb 1600 m einsetzt und bis auf 1200 m hinab anhält, so dass wir es hier mit einer ausgesprochenen Hauptstufe zu tun haben. Die über 1600 m liegende Strecke steigt relativ flach nach dem Einzugsgebiet an. In dieser Höhenlage und Form ergibt sich somit eine gute Uebereinstimmung mit den Hauptstufen des Astontales, desjenigen von Quioulès und von Vicdessos. Es fehlt allerdings die zweitunterste Stufung dieser Täler in dem des Nageartales; doch wäre der Nachweis einer solchen bei genauer Kartierung nicht ausgeschlossen.

Bei Betrachtung des benachbarten Tales des R. de Luzenac ergeben sich, soweit die Karte erkennen lässt, nur zwei Stufen, die eine im Unterlauf, die zweite, analog der im Nageartal, im Mittellaufstück, wo es sich ebenfalls um eine Hauptstufe handelt, bei der die obere Verflachung in zirka 1500 m einsetzt und bis auf 1750 m anhält. Im Einzugsgebiet ist die Stufung nicht zu erkennen; doch fehlt es hier nicht an Karbildungen.

Auffallend ist sodann, dass in beiden, relativ schmalen Tälern des Nagear und des R. de Luzenac kleine Hängetälchen vorkommen, die mit hohen Stufen einmünden. Bei dem Zurück-

treten von Erratikum ist eine glaziale Uebertiefung dieser beiden Täler kaum anzunehmen, und es ist daher auch hier in erster Linie an fluviatile Tiefenerosion zu denken.

Bei dem Versuch einer Rekonstruktion der ehemaligen Längsprofile der Täler des Aston-Massivs, vor allem des Astontales, gelangt man für die unterste Stufe auf eine Sohlenhöhe des Ariègetales von 730 bis 740 m, also auf eine auch bei andern Seitentalprofilen festgestellte Höhe von 200 m über dem rezenten Boden des Haupttales. Wir hätten es also mit dem präglazialen Talboden zu tun.

Nach der zweituntersten Stufe müsste die Sohle des Haupttales nochmals um fast 200 m höher, nämlich in zirka 920 m, angenommen werden; wir erhielten somit das Tal des jüngeren Pliozän.

Der älteren Pliozänzeit wäre das Talprofil der grossen zweiten Stufe zuzuweisen, die von 1600 beziehungsweise 1400 m Höhe abfällt und die einen Haupttalboden in zirka 1300 m zur Voraussetzung hätte.

Aber auch dieses Tal wäre in ein früher existierendes Tal eingeschnitten, das nahezu ausgeglichen gewesen sein dürfte und dessen oberstes Einzugsgebiet in der Karregion gesucht werden müsste. Verlängern wir jenes oberhalb der in 1800 bis 2100 m Höhe gelegenen Stufe einsetzende Tal mit entsprechend abnehmendem Gefälle bis zur Einmündung ins Ariègetal, so gelangen wir hier auf eine Sohlenhöhe von zirka 1600 m.

Dieser Höhe würde auch die sanfter geböschte Mittelgebirgslandschaft entsprechen, die wir für das ehemalige, offenbar während des Miozäns existierende Aston-Massiv angenommen haben (vergleiche die betreffenden Profile).

Von Interesse dürfte bei dieser Darlegung die Tatsache sein, dass wir im ganzen Ariègegebiet auf vier Talvertiefungsperioden oder Erosionszyklen schliessen können, die sich chronologisch einigermassen gut einordnen lassen und die jeweilen durch die erneute Tiefenerosion der Flüsse bedingt gewesen sein dürften.

Immerhin ist auffallend, dass die rückschreitende Erosion der Flüsse während der angegebenen, jeweiligen Zeiträume, sofern sich diese als zutreffend erweisen, so geringe Fortschritte gemacht hat, und dass es, abgesehen von dem ältesten, offenbar miozänen Tal in den Talvertiefungsprozessen der pliozänen und quartären Epochen nie zu einer Ausgleichung des Längsprofils gekommen ist. Wir haben dieselbe Tatsache auch für das Gebiet von Vicdessos feststellen können; immerhin hat jener Fluss während der Eiszeit, beziehungsweise vor der Risseiszeit, doch ein sehr viel längeres gut ausgeglichenes Talstück (nämlich von 17 km), zustande gebracht, als dies beim Aston der Fall ist. Nun haben wir es bei diesem mit einem bedeutend

kleineren Gewässer zu tun, und zudem war er genötigt, sich fast überall nur in widerstandsfestes, kristallines Gestein einzuschneiden.

Ueberdies kommt die Tatsache in Betracht, dass sich während der Eintiefungsperiode vorerst der Hauptfluss des Gesamtgebietes, die Ariège, vom Meer her durch ein ausgedehntes Vorland, durch rückschreitende Erosion ihr Bett bis ins Gebirge hinein vertiefen musste, bevor hier die entsprechenden Seitenflüsse mit dem Einschneiden in ihren älteren Talboden einsetzen konnten. Es blieb ihnen hiefür ein viel kürzerer Zeitraum zur Verfügung als dem Hauptfluss.

Verhältnismässig gering erscheint bei der Talbildung im Aston-Massiv der Anteil der Gletschererosion. Er beschränkt sich zur Hauptsache auf die Ausgestaltung der Kare mit ihren Mulden, Seebecken und Rundbuckeln; ferner ist ihr die Ausweitung präexistierender schmaler V-Täler zu Taltrögen oberhalb der Hauptstufen, sowie die Ausschleifung des Felsbodens am Fusse von Stufen und Riegeln zu kleinen Seebecken zuzuschreiben.

In manchen Fällen könnte man auch geneigt sein, die Uebertiefung des Haupttales gegenüber den stufenförmig einmündenden Seitentälern auf die Erosion des Hauptgletschers zurückzuführen. Aber offenbar war das Haupttal durch fluviatile Tiefenerosion bereits vor Eintreffen des Gletschers gegenüber den Seitentälern stark vertieft, und diese blieben wegen der geringen Wassermenge ihrer Gewässer, wegen des harten Gesteinsuntergrundes und wegen der Verbauung durch den Hauptgletscher in ihrer Eintiefung zurück.

Mit Ausnahme der ältesten Talbildungsperioden waren demnach dem Aston-Massiv niemals die Züge einer ausgereiften Erosionslandschaft eigen, denen zufolge sowohl das Haupttal wie die Nebentäler ausgeglichene Längsprofile der Täler besessen hätten, sondern es befand sich infolge der mehrmaligen, durch Hebungen bedingten Tiefenerosion der Flüsse bis auf den heutigen Tag im Zustand der Unausgeglichenheit, namentlich der Talformen. Diese Jugendlichkeit kommt, wie wir sahen, nicht nur im Stufenbau, sondern auch in der Schmalheit des Querprofils und in der Steilheit der Talhänge vielerorts zum Ausdruck.

In gewisser Uebereinstimmung mit den Beweisen einer geringfügigen Wirkung der glazialen Erosion im Aston-Massiv stehen auch die relativ spärlichen direkten Ablagerungen diluvialer Gletscher. Mit Ausnahme der Täler von Siguer, Artiés und Nagear sind in den übrigen Talgebieten dieses Massivs auf der geologischen Karte keine Moränen lokaler Gletscher angegeben.

Und doch muss, im Hinblick auf die absolute allgemeine Höhe des Gebirges und die grosse Verbreitung der Kare auch hier eine ansehnliche Lokalvergletscherung existiert haben.

Wenn, wie wir bereits aus dem bisher bekannten Schrifttum (Lit. 9) wissen und hernach noch des weiteren erörtern werden, in dem nur 2349 m hohen «Massif de Tabe» Gletscher von 7 bis 10 km Länge vorkamen, die bis auf 850 beziehungsweise 680 m hinabreichten, so ist wohl auch anzunehmen, dass in dem um 500 bis 600 m höheren Aston-Massiv ebenfalls ausser zahlreichen Kar- und Hängegletschern auch einige Talgletscher von mehreren Kilometern Länge existiert haben müssen, selbst bei der Annahme, dass in diesem Gebirge die diluviale Schneegrenze etwas höher gewesen sei, als in dem weiter nordwärts gelegenen «Massif de Tabe» (Lit. 40). Dass Ablagerungen solcher Gletscher nicht in allen Tälern des Aston-Massivs nachgewiesen worden sind, hängt möglicherweise mit der Gleichartigkeit des Gesteins, mit der lokalen Schuttbildung in einzelnen Tälern und mit deren Enge und der Steilheit der Talhänge zusammen.

Ganz allgemein sind in den oberhalb 1600 bis 1700 m gelegenen Talregionen glaziale Spuren wie Gletscherschliffe, Rundbuckel, Seebecken, kleinere Trogtäler und in den Quellgebieten, wie betont, Kare recht häufig anzutreffen.

Es ist daher trotz Fehlens deutlicher Endmoränen im Haupttal des Aston sowie im benachbarten Tal von Quioulès, anzunehmen, dass hier Talgletscher von 10 und mehr Kilometern Länge existiert haben. So verrät die von einem Riegel abgeschlossene Talweitung bei Rieubel, neben dem älteren epigenetischen Tallauf im Haupttal das Ende eines ehemaligen, 16 km langen Talgletschers. Gletscher von mehreren Kilometern Länge dürften auch, nach Moränen zu schliessen, in den Tälern von Artiés, Siguer und Nagear gewesen sein, die zudem in ihren oberen Teilen Stufen, Rundbuckel, Seebecken und Kare besitzen. Am eindeutigsten ist das Vorkommen eines 10 km langen Talgletschers in dem stark gestuften Tal von Mourgouillou festzustellen, indem bei dessen Mündung in der Nähe von Mérens eine hufeisenförmige Endmoräne nach Rückzug des Ariègegletscher im Ariègetal abgelagert worden ist; danach ergibt sich für jenen Lokalgletscher eine Schneegrenze von 1800 m. Dass endlich auch in den kleineren Seitentälern des Aston, in denen von Mille Roques, Calbière und Sirbal, lokale Gletscher existiert haben dürften, geht aus der Lage von Karen hervor, die im Einzugsgebiet dieser Täler liegen.

Schliesslich ist, wie bereits L. Goron angedeutet hat, anzunehmen, dass die in 1800 bis 2100 m Höhe gelegenen Plateau-

flächen über die eiszeitliche Schneegrenze emporgeragt haben und daher von Plateaugletschern oder Firnen bedeckt waren, die in nicht unwesentlicher Weise zur Erhaltung jener breiten Rücken beigetragen haben mochten.

Es dürfte wohl am Platze sein darauf hinzuweisen, dass mit unserer Auffassung von den vier Eintiefungsfolgen oder Erosionszyklen im Gebiet der Ariège auch die Ergebnisse der Untersuchungen von *L. Goron* im grossen und ganzen übereinstimmen (Lit. 15, p. 309 bis 327). Auch dieser Forscher gibt den älteren Zyklen ein tertiäres Alter; dabei verweist er die Entwicklung der ältesten, senilen Landoberfläche mit ihren Plateaus in das Prämiozän. Sodann stellt er diesen im Aston-Massiv vorkommenden Plateauflächen solche des Orlu- und Carlitte-Massivs als gleichaltrig gegenüber (p. 331). Wenn er hierbei, die in 2250 bis 2300 m gelegenen, granitischen Hochflächen in den Quellgebieten des Aude, der Tet und des Angoustrine-Flusses nennt, so ist darunter jenes Abtragungssystem gemeint, das wir im I. Teil unserer Untersuchungen bereits einlässlich beschrieben und als «Camporeil-Niveau» bezeichnet haben (siehe S. 88). Auch in anderer Hinsicht ergibt sich eine Uebereinstimmung zwischen dem Aston- und dem Carlitte-Massiv, nämlich insofern als in beiden Gebirgen jene genannten Plateauflächen in der Zone der Wasserscheide, das heisst in der Kammlinie um 300 bis 500 von Kämmen und Gipfeln überragt werden, deren Höhen sich in ein Gipfelflur einordnen lassen und deren lustige Formen eine deutliche Entwicklung au präglazialen Mittelgebirgsformen unter der Einwirkung der quartären Vergletscherung beziehungsweise durch den Karbildungsprozess zu kantigen Hochgebirgformen erkennen lassen.

Wenn wir im I. Teil unserer Untersuchungen die Entstehung der Verflachungen des eben genannten «Camporeil-Niveaus» als älter als das im Miocän zustande gekommene «Perche-Niveau» betrachtet und es in die Oligocänzeit versetzt haben (siehe S. 144), so dürfte dies auch hinsichtlich der Entwicklung der hochgelegenen Verflachungen des Aston-Massivs der Fall gewesen sein. Es geht dies vorerst aus der Ueberlegung hervor, dass innerhalb des Pyrenäengebirges oligozäne Ablagerungen gänzlich fehlen, dass im Oligocän der gebirgsbildende Prozess schon weit fortgeschritten war und gleichzeitig auch Abtragungsvorgänge lebhaft eingesetzt hatten. Hiefür ist der grosse Reichtum an Geröllablagerungen der sogenannten «Palassou-Konglomerate» bezeichnend, die sich, nach *Pouech* und *Hébert*, über den Nummuliten führenden Schichten im nördlichen Vorland der Pyrenäen vorfinden (Lit. 11, 12).

Abtragungsformen von Mittelgebirgscharakter und von der Art der beschriebenen Hochflächen setzen eine sehr lange Zeit

der subaërischen Denudation voraus. Dies dürfte für unser Gebiet im Oligocän der Fall gewesen sein. Aber auch im Miocän müssen hier die Ablagerungsprozesse zeitweise sehr lebhaft gewesen sein, wie wir aus den von *Pouech* und *Garrigou* im Hangenden der eben erwähnten «Palassou-Konglomerate» nachgewiesenen grobblockigen Ablagerungen schliessen dürfen, die möglicherweise sogar auf eine tertiäre Vergletscherung zurückzuführen sind (siehe hievor S. 159).

Nun haben wir aber im Aston-Massiv eine höhere und eine um 400 bis 500 m niedrigere Zone von Verflachungen zu unterscheiden; die höhere, in 1900 bis 2200 m gelegene lässt sich bis in die unmittelbare Nähe des Hauptkammes verfolgen und ist hier teils durch abgeflachte, teils durch bereits etwas veränderte, von der späteren Abtragung schon stark durch jüngere Abtragungsvorgänge angegriffene Erhebungen vertreten. Die tiefere Plateauzone liegt in 1500 bis 1800 m und ist weiter nördlich vorgelagert; sie dürfte einer jüngeren Abtragungsperiode angehören, die, entsprechend dem «Perche-Niveau», möglicherweise dem Miocän zugerechnet werden könnte.

In dieses Abtragungsniveau sind nun drei durch Talbildung und fluviatile Tiefenerosion gekennzeichnete Erosionszyklen eingesenkt, von denen L. Goron zwei für älter als quartär halten möchte, mit welcher Auffassung auch wir einig gehen.

Auffallenderweise gelangt *L. Goron* in der Umgebung von Tarascon zu sehr niedrigen Höhenwerten für die ältesten Talwege der Ariège, nämlich für den präpontischen zu 800 m und für den pliozänen zu zirka 700 m. Dabei rechnet er die benachbarten sanftgeformten Rücken am Ostende des Arize-Massivs oberhalb Amplaing in 1300 bis 1400 m Höhe ebenfalls zu einem tertiären Abtragungsniveau. Dieses dürfte unserem «Camporeil-Niveau» entsprechen.

Im weitern gelangt L. Goron ebenfalls zur Auffassung, dass den quartären Gletschern hinsichtlich der Bildung von Talstufen kaum eine bedeutende Wirkung zugeschrieben werden dürfte, dass namentlich die grossen Abstufungen in erster Linie der rückschreitenden Erosion der Flüsse, wie sie sich zufolge der wiederholten Erhebungen und Eintiefungsperioden ergab, zu verdanken seien.

Andererseits wird auch von L. Goron bestätigt, dass die postglaziale Erosionsarbeit der Flüsse sehr minimal gewesen sei, während andererseits den Gletschern die Ausweitung von schmalen V-Tälern zu Trogtälern, die Ausschleifung von Felsbecken und die Bildung von Karen zugeschrieben werden dürfe.

II. Le Massif de Tabe.

1. Orographischer Ueberblick.

Das im Pic de St. Barthélemy 2349 m hoch aufragende Massiv bildet eine orographisch wohl abgegrenzte Gebirgsgruppe von 20 km Länge und 15 km mittlerer Breite; sie wird im S und W vom Tal der Ariège, im O von dem des Hers begrenzt, dessen Quelle 5 km nördlich von Ax-les-Thermes liegt. Dieses vorwiegend schmale Quertal ist nördlich von Prades vorerst in den kristallinen Sockel des «Massif du Tabe» eingeschnitten, worauf es bald nachher die kalkreichen mesozoischen Sedimentzonen, die das Massiv halbkreisförmig umgeben, in tiefer Schlucht durchquert und hierbei den vom Nordhang des genannten Massivs kommenden Lasset-Fluss aufnimmt. Erst nachdem der Hers die Ketten der «Petites Pyrénées» durchquert hat, und in das vorherrschend aus alt-tertiären Schichten bestehende flachere Vorland eingetreten ist, nimmt er zwei weitere, dem Nordabhang des «Massif de Tabe» entströmende Flüsse auf, nämlich den Touyre und den Douctouyre.

Geologisch bildet die genannte Gebirgsgruppe, wie uns die eingangs genannten französischen Geologen lehren, ein echtes geologisches Massiv, das in der Mittelpartie aus kristallinen Gesteinen, Granit und Gneis, in den Randteilen dagegen aus Sedimentzonen besteht. Die südliche dieser Zonen haben wir bereits als jenen schmalen «isoklinalen» Bergzug kennen gelernt, der nördlich des Ariègetales zwischen Luzenac und Tarascon verläuft (vergleiche Profil, Abbildung 83).

Dagegen weist die nördliche Sedimentzone eine bedeutend grössere Breite auf; sie setzt sich aus zwei verschiedenartigen Abteilungen zusammen, so zunächst aus einer Zone alter, paläozoischer Sedimente (silurisch-devonische und karbonische Schiefer und Kalke) mit sehr steiler Schichtenstellung herzynischer Falten. Den Aussenrand bilden ebenfalls steil einfallende Schichten mesozoischer Sedimente (Trias bis Kreide), aus denen die 900 bis 1000 m hohen nördlichen Fusshügel bestehen. Diese überragen ein etwas niedrigeres Hügelgelände, nämlich die nach Castéras aus eozänen, weicheren Sedimenten aufgebaute Muldenzone von Nalzen, die zufolge ihrer flacheren Gestaltung günstige Verkehrsbedingungen zwischen den Quertälern der Ariège, des Douctouyre, des Touyre und des Hers bietet (vergleiche die Uebersichtskarte Abbildung 63).

Durch diese Flüsse und ihre Seitenbäche ist das Massiv von Tabe stark durchtalt und gegliedert worden, und mit Ausnahme des höchsten, nur auf 8 km Länge über 2000 m hohen Kammes, weist das Gebirge verschiedene bezeichnende Merkmale eines

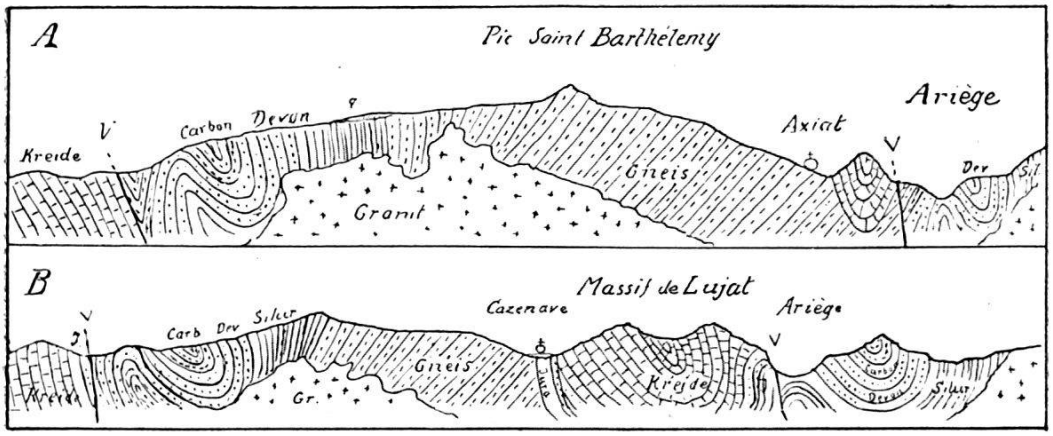

Abbildung 83.

Geologische Profile des « Massif de Tabe » nach M. Castéras.

Mittelgebirges auf; insbesondere gilt dies von seiner Westhälfte, wo vom 2000 m hohen Mt. Fourcat hinweg, sowohl der Hauptkamm wie seine kurzen Nebenkämme rückenförmig sind und V-förmige, steile und stark bewaldete Täler überragen.

Im Gegensatz dazu weisen östlich des Mt. Fourcat mehrere Täler, namentlich die des Touyre, des Lasset und des R. de Basqui, Trogformen und Stufen auf, und der Hauptkamm ist durch gut entwickelte Kare zerfressen, über die sich kantige, felsige Gipfel und Gräte erheben (vergleiche die Karte Abbildung 84).

Bei näherer Betrachtung erkennt man, dass hier der derart energisch geformte Hauptkamm auf der Nordseite breitere, erst sanft, dann steiler abfallende Rücken überragt, welche als Reste einer nunmehr durchtalten, alten Abtragungsfläche erscheinen. Diese ist insbesondere in den Höhen zwischen 1600 und 1800 m deutlich zu erkennen, und in sie sind die oben erwähnten Trogtäler eingesenkt (vergleiche Abbildungen 86 und 87).

Auf der Südseite des Hauptkammes sind Reste jener Abtragungsfläche nur in geringer Ausdehnung zu erkennen, weil hier der gesamte Berghang relativ sehr steil zur Talung von Axiat-Arnave abfällt; er ist zudem durch mehrere tiefe Bachgräben stark gegliedert, von denen einige auf der Südseite des Hauptkammes in deutlichen Karen beginnen; es lassen sich deren 5 unterscheiden, und wir werden sie unten näher beschreiben.

Zahlreicher sind Kare auf der Nordseite des Hauptkammes, und in ihnen haben zwei grössere Talgletscher ihren Ursprung gehabt, nämlich der Touyregletscher, dessen Moränen bei Montferrier liegen, und der Lassetgletscher, der bis Montségur hinabgereicht hat. Dazu kamen zwei kleinere Talgletscher, der eine

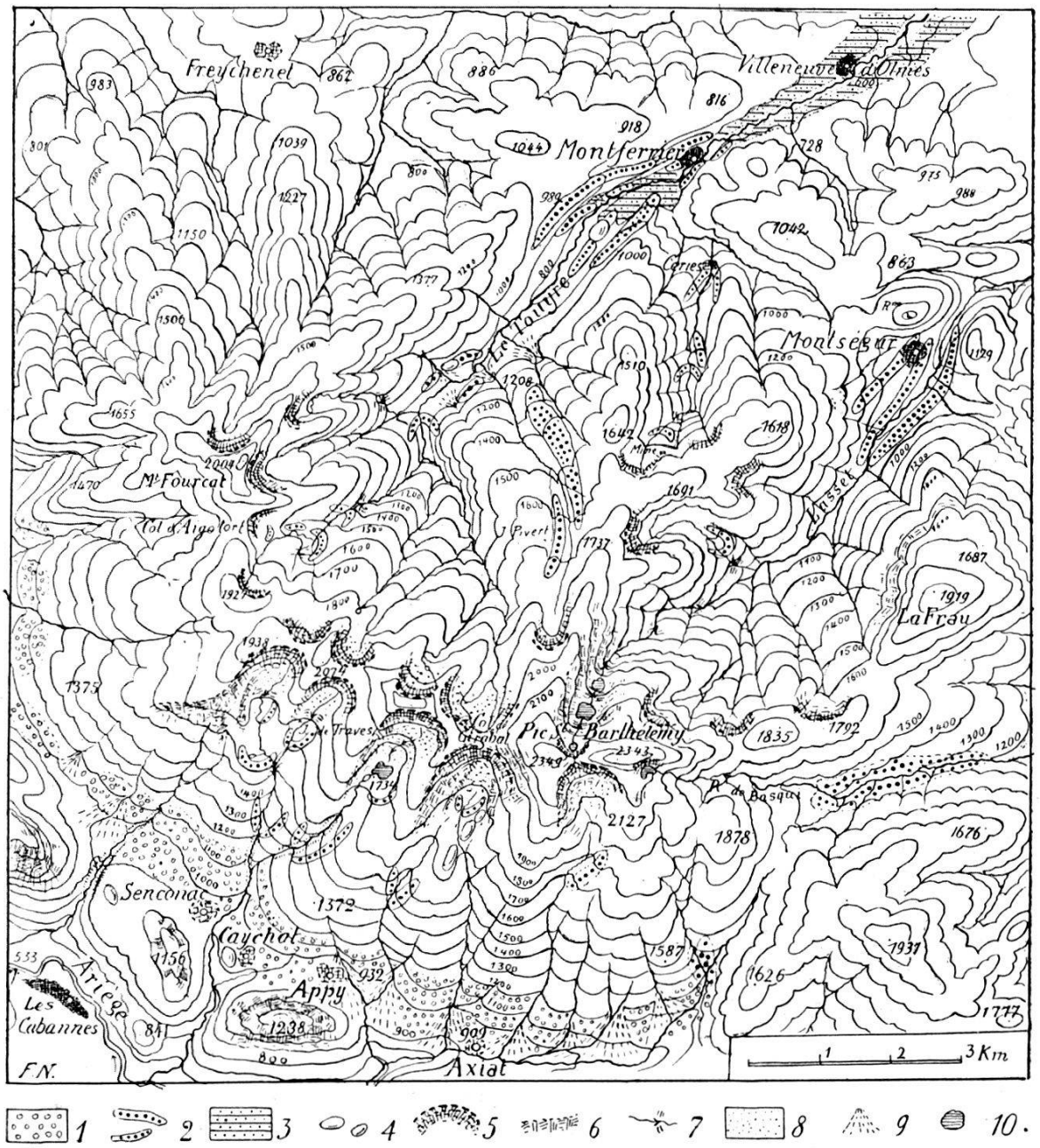

Abbildung 84.

Morphologisches Uebersichtskärtchen des « Massif de Tabe ».

Legende: 1. Moräne des Ariègegletschers; 2. Moränen der Lokalgletscher; 3. Niederterrasse; 4. Rundbuckel, Riegel; 5. Kar; 6. steile Felshänge im allgemeinen; 7. Talstufe; 8. Verwitterungsschutt; 9. Bachschuttkegel: 10. Bergsee.

im Tal von Cerries, der andere auf der Ostseite im Tal des R. du Basqui.

Die ersten Angaben über erratische Bildungen in diesen Tälern finden sich aus dem Jahre 1882 bei *M. de Lacvivier*, der hierüber folgendes berichtet: « A Montferrier, des moraines puis-

santes se développent sur les deux versants de la haute vallée de Touyre» (Lit. 41).

In seiner 1883 erschienenen Abhandlung über die Eiszeit in den Pyrenäen hat *A. Penck*, gestützt auf das Vorkommen von Bergseen, auf seiner Karte zwei kleine Gletscher am Pic de St. Barthélemy eingezeichnet, ohne ihre durch Moränen bestimmte Ausdehnung näher angeben zu können (Lit. 6).

1900 stellt *J. Roussel* auf einer geologischen Karte in den Tälern von Montferrier, Montségur und von Basqui Quartärablagerungen dar (Lit. 42). 1909 hat *L. Carez* erratische Granitblöcke bei Montferrier und Montségur angegeben, die zwar glazialen Ursprungs sein müssten, aber nicht von lokalen Gletschern, sondern von Armen des Ariègegletschers herstammen sollten, die ihren Weg über das ganze Massiv genommen hätten (Lit. 4 a).

1911 wurden die erratischen Bildungen in den Tälern des Touyre und des Lasset von *J. Canal* näher beschrieben. Dieser Autor glaubt, im Tal des Touyre zwischen Montferrier und Lavelanet Moränen und Schotter von zwei verschiedenen Vereisungen nachweisen zu können (Lit. 43). Von den im Einzugsgebiet dieser lokalen Gletscher vorkommenden glazialen Spuren wird nichts gesagt. 1913 sind Moränen der Gletscher in den grösseren Tälern des Massivs auf der geologischen Karte, Blatt Foix von *L. Bertrand* dargestellt worden. 1928 hat *F. Nussbaum* ausser über jene Moränen noch über Glazialspuren im Einzugsgebiet des Touyre kurz berichtet (Lit. 9).

Im Jahre 1933 machte *Ramière de Fortanier* die bemerkenswerte Beobachtung, dass sich 5 km nördlich von Montferrier bei dem Dorfe Péreille auf einem Hügel, 300 m über dem Douctouyre erratische Blöcke vorfinden, die von Gletschern des Pic de Saint Barthélemy stammen sollten. Ferner weist er auf Glazialbildungen in den bereits mehrfach genannten Tälern hin und fügt bei: «Les hautes cîmes du Saint Barthélemy sont rongées de cirques, d'où partent des sables et des blocs peu roulés» (Lit. 44).

Die Angaben über das Vorkommen erratischer Blöcke bei Péreille lassen den Schluss zu, dass während einer sehr frühen Vergletscherung der Touyregletscher sich in bedeutender Mächtigkeit wesentlich über Montferrier hinaus ausgedehnt haben müsse. Ob damals die Talbildung so weit fortgeschritten war wie heute, ist eine Frage, die nicht berührt worden ist.

In ausführlicher Weise sind endlich im Jahre 1941 die quartären Moränen und Schotterterrassen im Tal des Touyre von L. Goron beschrieben worden (Lit. 14, p. 338 bis 356).

Im Folgenden sollen nun die Angaben der eben genannten Autoren ergänzt werden, namentlich was die glazialgeologischen

und die morphologischen Verhältnisse der höheren Bergregionen des Massivs von Tabe anbetrifft, die der Verfasser nach einer ersten Ueberquerung im Jahre 1926 einige Jahre später, nämlich 1931, noch einmal besuchen konnte.

2. *Das Tal des Touyre.*

Das Tal des Touyre senkt sich in seinem 5 km langen, gestuften Oberlauf mit dem sehr starken Gefälle von 250 ‰ bis auf 960 m hinab, von wo an fast unvermittelt der Talboden sich bedeutend schwächer senkt, nämlich auf den folgenden 5 km bis Montferrier mit nur 56 ‰. Auf dieser Strecke wird die paläozoische Sedimentzone durchschnitten. Hierauf folgt auf 3 km Länge die Durchquerung des mesozoischen Sedimentgürtels mit einem noch schwächeren Gefälle, nämlich von 26 ‰ bis zur Ortschaft Villeneuve-d'Olmes. Nun tritt das Tal in die aus eozänen Schichten aufgebaute Synklinalzone von Nalzen ein, in der Sandsteine, Schiefer und Mergel vorherrschen; hier nimmt die Talbreite stark zu, das Gefälle aber verringert sich bis auf 23 ‰ bis zum Flecken Lavelanet, wo der Durchbruch der Antiklinalzone der «Petites Pyrénées» erfolgt.

In jedem der vier hier genannten, nach Gefälle und Gesteinsumrahmung verschiedenartigen Talabschnitte finden sich Diluvialbildungen von ebenfalls verschiedenartiger Beschaffenheit.

So stellen sich im untersten Abschnitt bei Lavelanet zu beiden Seiten des rezenten Talbodens gut entwickelte, 25 bis 30 m hohe Terrassen ein, die nach den in der Literatur aufgeführten Autoren als Fluvioglazial der vorletzten, also der Risseiszeit angesehen werden dürfen. Allerdings fehlen hier entsprechende Moränen; aber mehrere in der Nähe von Villeneuve vorkommende erratische Blöcke sprechen für eine frühere und grössere Gletscherausdehnung in jener Gegend, ganz abgesehen von den Findlingen bei Péreille, die wohl einer noch älteren Vergletscherung zuzuschreiben sind. Nach der Lage jener erwähnten, der vorletzten Eiszeit zugeschriebenen Ablagerungen ergibt sich auch hier die bereits vom Tal der Ariège festgestellte Tatsache, dass das Tal des Touyre bereits v o r der Risseiszeit bis in seine heutige Tiefe ausgewaschen war und dass, abgesehen von dem Einschneiden des Flusses in die Hochterrasse von Lavelanet und die sogenannte Niederterrasse, sonst keinerlei spätere Eintiefungsvorgänge in diesem Tal beobachtet werden konnten.

Auffallend mächtig und wohlerhalten sind nun die Ablagerungen der letzten Eiszeit, insbesondere in der Gegend von Montferrier. Diese Ortschaft liegt zum grössten Teil auf den äussersten Endmoränen der letzten Eiszeit, und danach zu

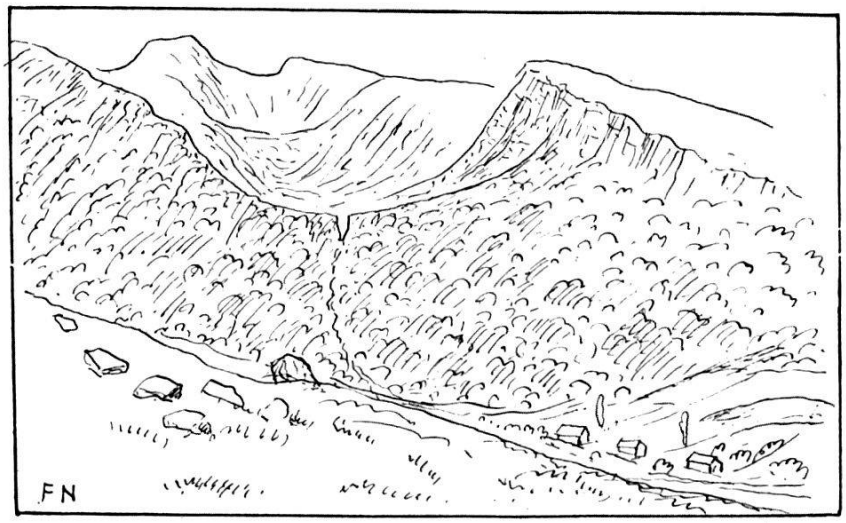

Abbildung 85. *Trogförmiges Hängetälchen bei Lapeyregade im Tal des Touyre.*

schliessen besass der damalige Touyregletscher eine Länge von 10 km und seine Zunge endete in 680 m. Besonders deutlich ist die linksseitige Moräne entwickelt, die sich von der genannten Ortschaft in leichtem Bogen als mächtiger Wall über P. 989 3 km weithin verfolgen lässt; auf diesem Wall liegen die beiden Weiler Sau und Fremis. Der rechtsufrige Wall lehnt sich an einen grossen Felsrundbuckel mit dem Weiler Martinat. Eine vom Flusse zerschnittene Schotterterrasse, auf der sich das Dorf Villeneuve d'Olmes befindet, dürfte als Fluvioglazial der letzten Eiszeit, also als Niederterrasse, gedeutet werden (vergleiche Karte Abbildung 84).

Oberhalb Montferrier verraten mehrere weitere Endmoränen Rückzugsstadien des Touyregletschers; die erste derselben tritt uns schon nach 1 km Entfernung beim Weiler Carrial, die zweite nach 2,5 km bei der Häusergruppe Bourlettes entgegen; eine dritte zeigt einen Rückzug um 4 km an; sie befindet sich bei dem Maiensäss Lapeyregade, dessen Häuser auf einem flachen Rundbuckel stehen; schliesslich lässt sich noch in 960 m, bei den Sennhütten von Courral, wo das Tal in seinen zweiten Abschnitt eintritt, also am Fusse der steilen Oberlaufstrecke, eine Endmoräne erkennen. In diesem zweiten Abschnitt weist das Tal deutliche Trogform auf, die mit der Ausdehnung der Gletscherzunge zusammenfällt, und einige Hängetälchen geben mit ihren 60 bis 100 m hohen Mündungsstufen die Uebertiefung des Haupttales an. Ein solches Hängetälchen, das westlich von Lapeyregade einmündet, besitzt ebenfalls ein ausgesprochenes breites Trogprofil und beginnt mit einem in 1400 m Höhe gelegenen Kar (vergleiche Abbildung 85).

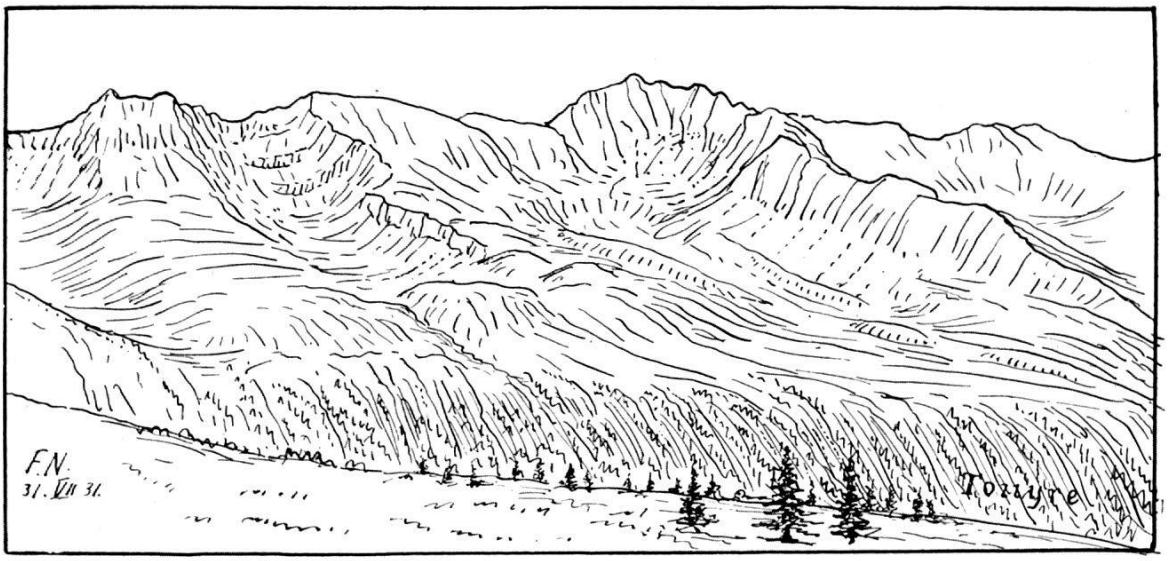

Abbildung 86. *Blick auf den Nordhang des westlichen Hauptkammes, zwischen dem Col d'Aigotorte und dem Col de Girabal, mit Karen, Lokalmoränen und Teile von Hochflächen.* (Fortsetzung Abbildung 87.)

Auf Wanderungen im Oberlaufgebiet des Touyre stellen wir Stufenbau, Trogform der Talfurchen und verschiedene jüngere Endmoränen fest. Oberhalb den genannten Hütten von Courral vereinigen sich zwei linke Quellbäche mit dem Touyre, der seinen Ursprung auf der Westseite des Pic de St. Barthélemy aus einer in 1800 m hohen Karlandschaft westlich des Col de Girabal nimmt. Bei seiner im Jahre 1926 ausgeführten Wanderung nahm der Verfasser den Weg durch das von SW vom Col de Aigotort herabführende Seitental hinauf, wo er zwei Talstufen, die eine in 1300 bis 1400 m und die zweite in zirka 1500 bis 1600 m, beobachten konnte. Oberhalb 1600 m ist das Tal trogartig erweitert, und eine wallförmige Endmoräne schliesst hier einen versumpften Aufschüttungsboden ab, der ohne Zweifel ehemalls von einem Bergsee eingenommen war. Die ganze Hohlform, die vom 1927 m hohen Sommet de l'Estagnole überragt wird, erinnert an ein weites, in der Entwicklung fortgeschrittenes Kar (Abbildung 86).

Aehnliche Formen treten uns sowohl weiter ostwärts am Pic du Han, wie auch nördlich des Col de Aigotorto, nämlich auf der Nord- und der Ostseite des 2004 m hohen Mont Fourcat entgegen (vergleiche Abbildung 87).

Auch in dem oben erwähnten gestuften Oberlaufstück des Touyre lassen sich bis in das Ursprungskar am Col de Girabal Rückzugsmoränen feststellen. Besonders reichlich ist Moräne in dem hochgelegenen ersten rechtsufrigen Seitental vorhanden, das direkt nördlich vom Pic de St. Barthélemy hinabführt; sie

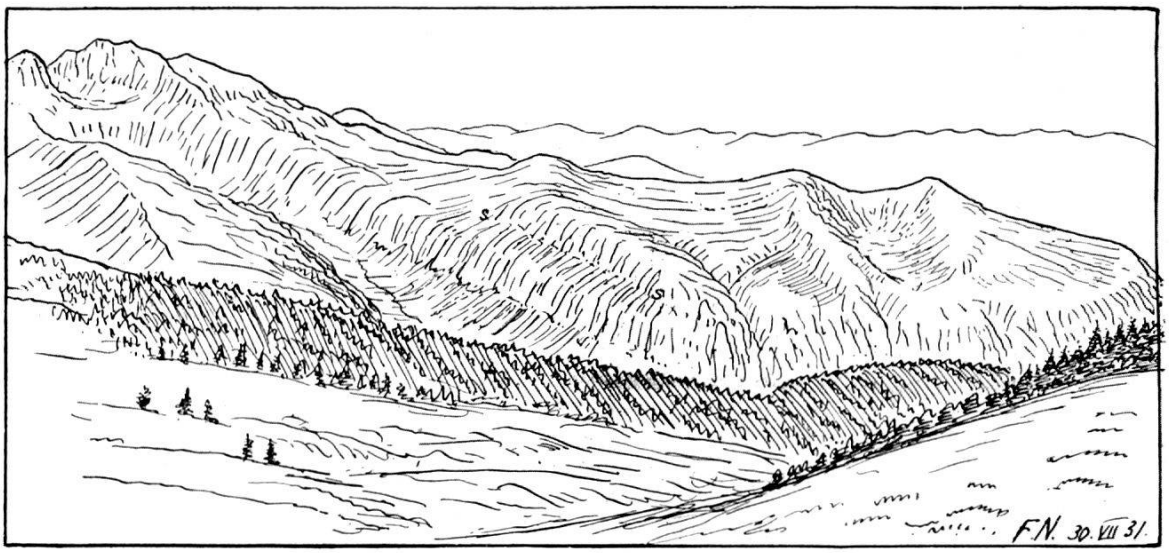

Abbildung 87. *Blick auf die von Karen gegliederte Berglandschaft am Nordhang des Mt. Fourcat.*

bildet einen langgezogenen Streifen, der oberhalb der Stufenmündung dieses Seitentales schief nach halbrechts auswärts verläuft und als Ganzes offenbar die rechte Ufermoräne des Hauptgletschers darstellt. Dieses Seitental ist muldenförmig, aber von geringer Tiefe in eine gut ausgeprägte Hochfläche eingeschnitten, die sich allerdings mit dem bedeutenden Gefälle von 60‰ auf zirka 1600 m nordwärts zu senkt, von wo sie mit steilen Hängen zu jüngern Talfurchen abfällt.

Eine gute Vorstellung von jener Hochfläche, in die die heutigen Täler eingeschnitten sind und die zu der Karregion in 1800 bis 1900 m Höhe hinaufführt, gewinnt man von der zirka 1700 m hoch gelegenen Cabane de Pivert; hier bietet sich uns auch ein lehrreicher Blick auf die weiter westlich aufragende Gruppe des Mont Fourcat dar, wo ebenfalls deutliche Hochflächenreste, breite Rücken mit Trichtern, Karen und Trogformen von Hängetälchen auftreten (vergleiche die beiden Abbildungen 86 und 87, die zusammen ein Panorama bilden).

3. Das Tal des Lasset und seine Umgebung.

Dieses Tal weist ähnliche geologische und morphologische Züge auf wie das des Touyre-Flusses; auch beim Lasset fällt das Tal im kurzen Oberlauf, im Bereiche des kristallinen Untergrundes sehr steil und stufenförmig ab, um sodann beim Eintritt in die paläozoische Sedimentzone ein bedeutend schwächeres Gefälle, verbunden mit Trogform, anzunehmen. Diese Zone reicht bis Montségur, 858 m, von wo an der Fluss

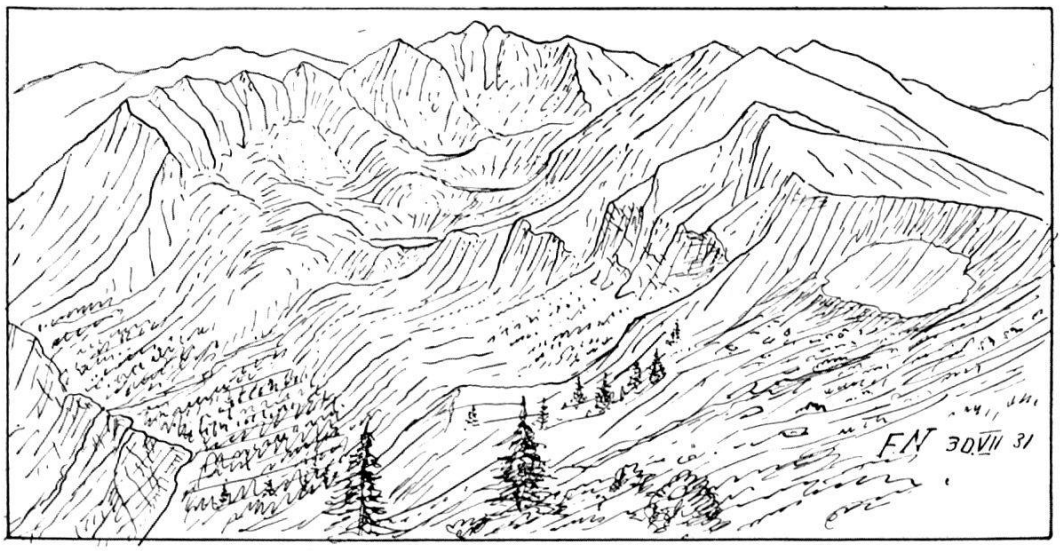

Abbildung 88. *Der Nordhang des Pic de St. Barthélemy mit seengeschmücktem Treppenkar.*

sich 5 km weit durch ein enges Talstück hindurchwindet, das eine mesozoische Kalkzone durchquert. Hierauf mündet der Lasset bei Fougax als Nebenfluss in das breitere Tal des Hers ein, der nun in längerem vielfach gewundenem Laufe die Zone der «Petites Pyrénées» durchschneidet.

Bis Montségur reichen gut erhaltene, blockreiche Moränen des Lassetgletschers, der in der letzten Eiszeit eine Länge von 8 km aufwies. Das von seiner Zunge eingenommene trogförmige Tal ist deutlich übertieft, wie sich aus der Stufenmündung einiger Seitentälchen ergibt. Eines dieser Hängetälchen, das 4 km oberhalb Montségur mit 120 m hoher Stufe von W her ins Lassettal einmündet, besitzt ebenfalls deutliche Trogform (siehe Karte 84).

Wie bereits angedeutet, ist das Lassettal in seinem nur etwa 3 km langen, steilen Oberlaufabschnitt durch einen ausgesprochenen Stufenbau gekennzeichnet, und zwar lassen sich hierbei 2 untere, die eine in 1240 m, die andere in 1560 bis 1600 m, ferner 3 obere Stufen unterscheiden. Die letzteren liegen oberhalb 1880 m, und sie sind nach der Art eines typischen Treppenkars je mit einem kleinen Bergsee hinter Moränen- und Felsschwellen ausgestattet; der unterste dieser Seen, der Etang des Truites, liegt in zirka 1900 m, der zweite und grösste, unter dem Namen Etang du Diable bekannt, in 2020 m. Der höchst gelegene und kleinste befindet sich in einem typischen Ursprungskar, das mit zirka 160 m hoher Stufe zum Et. du Diable abfällt.

Die unmittelbare Umgebung dieser Seen bietet mit ihren abgeschliffenen Felsriegeln und Stufen, mit dem trogförmigen

Querprofil, mit den unterschnittenen, steilen Felswänden und einigen seitlichen Karnischen eine Gebirgslandschaft, wie sie in den ehemals vergletscherten Gebieten häufig und typisch ist und die eine intensive glaziale Abtragung und Formgestaltung verrät (vergleiche Abbildung 88).

Die oben beschriebene Stufenbildung im obersten Abschnitt des Lassettales hat *L. Goron* veranlasst, hier eine ganze Reihe von Erosionszyklen anzunehmen; er möchte jede der 5 erwähnten Stufen als Ausgangspunkt für einen ganzen Erosionszyklus halten (Lit. 14). Hiezu ist zu bemerken, dass man wohl die beiden untersten Stufen als Formen der rückschreitenden Tiefenerosion zweier aufeinander folgenden Erosionszyklen deuten mag, weil sie mit entsprechenden anderen Abtragungsformen, wie benachbarte Hängetäler, Terrassen am Gehänge des Haupttales und mit Verflachungen an weiter abwärts gelegenen Erhebungen in Zusammenhang gebracht werden können.

Dagegen würde man bei der Annahme von drei weiteren, älteren und höheren Erosionszyklen kaum entsprechende, auswärts gelegene Abtragungsformen vorfinden; dies wäre höchstens für einen alten Erosionsvorgang der Tertiärzeit möglich, dem die am Nordhang des Bergmassivs vorkommenden, sanften Rücken- und Plateauformen in 1600 bis 1800 m Höhe zugerechnet werden dürften.*)

Für noch höher gelegene Talböden käme man auf Linien, die in die Luft hinausführen würden und für die man demnach einen sehr allgemeinen und weitgehenden Massenabtrag annehmen müsste. Im Gegensatz hiezu sind jedoch die erwähnten drei Stufen des Treppenkars viel zu frisch und zu gut erhalten, und es kann ihnen nur quartäres Alter und spezifisch glaziale Abtragung zugeschrieben werden.

Ein durchaus ähnliches Bild glazialer Umgestaltung einer Gebirgslandschaft bietet auch das benachbarte östliche Tal des R. de Basqui; dieser Bach entspringt ebenfalls in einem typischen kleinen Karsee, dem Lac Tort, auf der Ostseite des Pic Soularac, und in seinem trogförmigen und gestuften Hochtal finden sich Moränen eines diluvialen Lokalgletschers, der bis auf 1200 m hinabreichte und gegen 5 km lang war; seine Schneegrenze lag in zirka 1700 m. Der R. de Basqui mündet

*) Es sei hier noch beigefügt, dass sich selbst für die in 1600 m Höhe gelegenen Abtragungsflächen des « Massif de Tabe » in der nur 12—14 km weit entfernten Zone der « Petites Pyrénées » keine entsprechend hohen Verflachungen vorfinden; die durch jungtertiäre Abtragung geformten Erhebungen jener Zone liegen nur in 800 bis 900 m Höhe (vergl. die geolog. Profile 1 und 2 in Abbild. 4, S. 24, I. Teil). Offenbar hat das « Massif de Tabe » seit der Ausbildung seiner hochgelegenen Abtragungsflächen eine stärkere Hebung als die nördlich vorgelagerte Zone der Kleinen Pyrenäen erfahren.

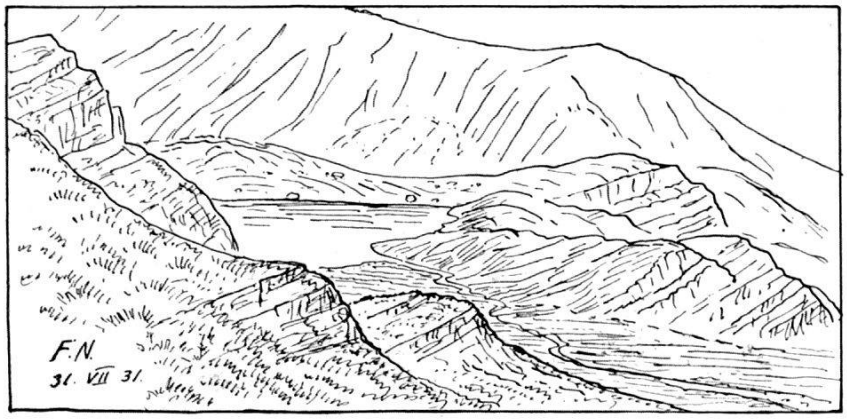

Abbildung 89. *Am Etang d'Appy.*

in das Tal des Hers-Flusses, und zwar oberhalb des Eintrittes desselben in die bekannte Gorge d'Affrau.

Auffallend tief, nämlich bis zirka 1300 m, dürfte die Schneegrenze des kleinen Gletschers gewesen sein, der auf dem Nordabhang des Massivs von Tabe, in dem Tälchen von Ceries lag, das erst in 1600 m Höhe seinen Anfang nimmt. Moränen dieses Lokalgletschers lassen sich bis 980 m hinab verfolgen; seine Entstehung hat möglicherweise mit der allgemeinen Vergletscherung des Massivs in Zusammenhang gestanden; dieses weist ja auf seiner nördlichen Abdachung in den Höhen zwischen 1600 und 1800 m, wie wir sahen, breite Rücken- und Plateauformen auf. Offenbar lagen hier ausgedehnte Firnfelder, von denen einzelne Zungen in kleine Hochtälchen vorstiessen, von denen ausserdem von Ceries noch zwei weitere namhaft gemacht werden können; das eine mündet trogförmig, wie bereits oben bemerkt, als Hängetälchen ins Lassettal ein.

4. Die Karregion auf der Südseite des Hauptkammes.

An der steileren und kürzeren Südabdachung des «Massif des Tabe» lassen sich zwar verschiedene Spuren der eiszeitlichen Lokalvergletscherung nachweisen; aber zur Entwicklung von Talgletschern von 5 und mehr Kilometern Länge waren die orographischen Bedingungen nicht vorhanden. Dagegen kam es hier zur Bildung von Kar- und Hängegletschern, deren kurze Zungen durch gut erhaltene Moränen angegeben werden können. Solche sind teils in Wallformen am Ausgang von Karen vorhanden, teils an den Hängen mehrerer, tief eingeschnittener Gräben in 1300 bis 1600 m Höhe aufgeschlossen, deren Bäche meist in 5 gut entwickelten Karen ihren Ursprung nehmen. In einem dieser Kare liegt hinter einer Fels- und Moränenschwelle ein hübscher Bergsee, der Etang d'Appy. Es war dem

Verfasser möglich, 4 dieser Kare, die bisher in der Literatur noch nicht näher beschrieben worden sind, auf einer Wanderung im Sommer 1931 zu besuchen und zu studieren. Als er am Morgen des 31. Juli des genannten Jahres den 1990 m hoch gelegenen Sattel, le Col du Girabal, überschritt, begegnete ihm der Schafhirt von Appy, der mit einer Herde von 850 Schafen der Gemeinde nach dem nördlich des erwähnten Sattels gelegenen Gebiet von Pivert zog.

Der schmale und felsige Col du Girabal, ein Schartenpass, befindet sich genau in der Rückwand zweier einander gegenüberliegender Kare. Während aber das nördliche sich stark weitet und in schwachem Halbkreis von felsigen Steilhängen umgeben ist, besitzt das südliche eine längliche, ziemlich schmale Trogform, und sein Boden ist grösstenteils von mächtigen Schutthalden überdeckt; gegen den Ausgang zu weitet es sich jedoch und weist einen flachen Aufschüttungsboden eines verlandeten Bergsees auf. Dieser vom Bach in geschlängeltem Lauf durchzogene Boden wird in 1700 m von einem Moränenwall und einem abgerundeten Felsriegel abgeschlossen. Unterhalb dieses Riegels liegt in 1670 m eine weitere Moräne; hierauf setzt eine grössere Talstufe ein, unterhalb der der fluviatile Einschnitt des Baches folgt; in diesem Graben ist die älteste Moräne des Kargletschers in zirka 1400 m aufgeschlossen.

Von der oben erwähnten, in 1700 m Höhe gelegenen, jüngsten Endmoräne führt ein schmaler Pfad westwärts über einen breiten begrasten Bergvorsprung nach dem Hochtälchen hinüber, in dem der bereits genannte Etang d'Appy in 1734 m in einem typischen Felsbecken liegt. Auch hier lassen sich neben abgeschliffenen Felsbuckeln, Moränen eines ehemaligen Kargletschers erkennen (siehe Abbildung 89).

Unmittelbar unterhalb der Felsschwelle, die den See abdämmt, stürzt der Bach über eine hohe Talstufe talwärts. Der Hintergrund des Sees wird ebenfalls durch eine Felsstufe gebildet, oberhalb der sich ein trogförmiges und stufenartig ansteigendes Kar öffnet. Wir haben es somit auch hier mit einem deutlich entwickelten Treppenkar zu tun, das alle Merkmale intensiver glazialer Formgestaltung aufweist.

Das gleiche Formenbild tritt uns im nächstfolgenden Hochtälchen, dem Val del Traves, entgegen, welches im Hochsommer das oberste Weidegebiet der Rinderherden der 3 Gemeinden Appy, Axiat und Caychax bildet. Von 1600 m an steigt das breite trogförmige Hochtal, wie die Abbildung zeigt, in drei Stufen an; auf der untersten steht in 1620 m die Jasse des Hirten, der mir für eine Nacht Obdach in seiner primitiven Behausung bot. Dahinter erhebt sich eine breite, über 100 m hohe Fels-

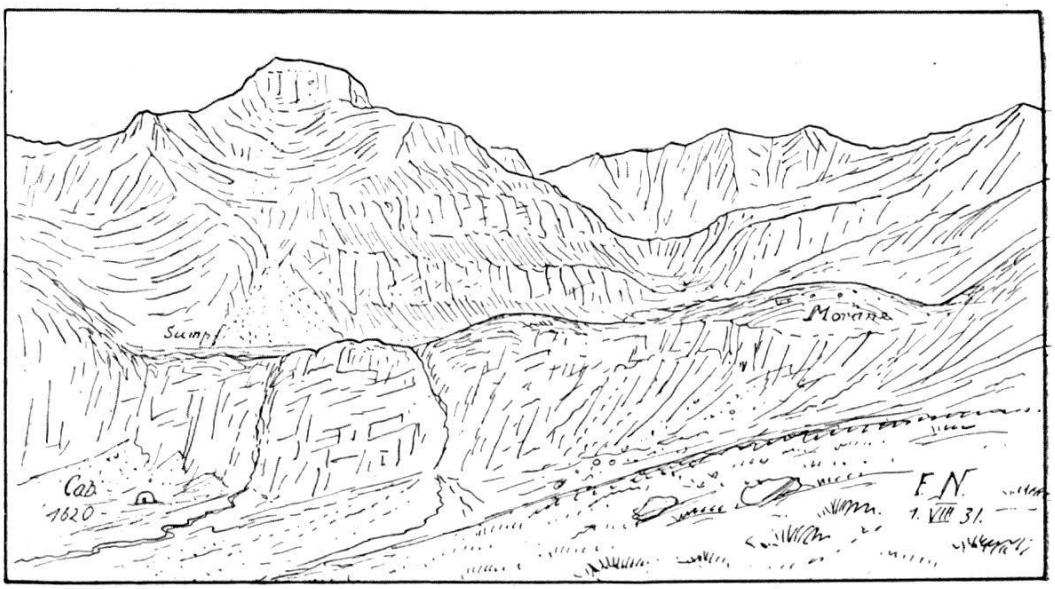

Abbildung 90. *Blick auf das Treppenkar des Vallon de Traves.*

stufe, mit abgeschliffenem Felsriegel, der einen sumpfigen Bekkenboden abschliesst. Von diesem führt ein dritter felsiger Steilanstieg zum obersten Karboden hinauf, der ähnlich wie beim Kar von Appy im Halbkreis von sehr steilen Felswänden umrahmt wird. Auch hier sind die glazialen Abtragungsformen sehr ausgeprägt. Jüngere Moränen des Lokalgletschers in 1600 m; ältere reichen bis 1300 m hinab.

Auch das westlichste der Kare am Südabhang des «Massifs de Tabe», das Vallon de Lauzate, besitzt einen ähnlichen dreiteiligen Stufenbau. Die unterste Verflachung stellt deutlich einen ehemaligen, nun zugeschütteten See dar, der von einem Felsriegel und einer hufeisenförmigen Endmoräne in 1600 m abgedämmt worden ist.

Die beschriebenen, sehr gut ausgeprägten glazialen Formen dieser ganzen Karregion zwingen uns zur Annahme, dass hier eine recht intensive Lokalvergletscherung existiert haben dürfte, wobei selbst bei einer Schneegrenze von 1700 m die betreffenden Gletscher bis auf 1300 und 1200 m hinabgereicht und im Maximum der Eiszeiten sich sogar mit dem grossen Ariège-gletscher vereinigt hatten.

Augenfällig ist sodann die morphologische Tatsache, dass diese Kare ähnlich wie auf der Nordseite des Hauptkammes einen übereinstimmenden dreiteiligen Stufenbau aufweisen, der sich nur sehr schwer durch die Annahme von drei präglazialen Erosionszyklen erklären lässt. Ohne Zweifel liegt in der allgemeinen in 1600 bis 1700 m Höhe festgestellten Verflachung ein altes Abtragungsniveau vor. Es ist, wie bereits *L. Goron* angedeutet hat, mit dem tertiären ältesten Talboden des Ariège-

tales zwischen Ax-les-Thermes und Tarascon in Zusammenhang zu bringen. Unterhalb dieses Niveaus stellt sich eine ebenfalls allgemeine Versteilerung des südlichen Bergabhanges ein, wie sie sich nur als Folge einer sehr bedeutenden fluviatilen Eintiefung des Haupttales entwickeln konnte.

Existierte jenes tertiäre Abtragungsniveau in 1600 bis 1700 m Höhe, so hatten sich die lokalen Gewässer oberhalb dieses Niveaus ohne Zweifel wohl ausgeglichene Einzugstrichter geschaffen, in denen sich in der Quartärzeit lokale Gletscher bildeten. Diese erschienen zuerst als kleine Gletscherindividuen, die bei genügend langer Zeit mit Hilfe der Wandverwitterung und der Sohlenverbreiterung durch Abschleifung ihre Betten in Kare umwandelten; als sich dann die Schneegrenze senkte, wurden die Gletscher grösser, und im Laufe der Zeit entstanden aus einfachen gestufte Kare, sogenannte Treppenkare, deren Formen uns noch heute mit aller Frische entgegentreten und sich wesentlich von den präglazialen rein fluviatilen Erosionstrichtern unterscheiden. Oertliche Abweichungen der Härte des Felsuntergrundes und entsprechende Lagerung der Gesteinsbänke mochten die Anlage von Stufen veranlasst beziehungsweise begünstigt haben.

* * *

Am Schluss dieser morphologischen und glazial-geologischen Erörterungen über das «Massif de Tabe» sei noch eine

Uebersicht über die Lage der diluvialen Schneegrenze

gegeben. Wir haben für die verschiedenen Lokalgletscher je nach ihrer Exposition verschiedene Höhenwerte zu erwarten und tatsächlich solche bereits festgestellt, die zwischen 1300 und 1700 m liegen.

Die Annahme einer auffallend tiefen Lage der Schneegrenze im Tälchen von Ceries findet eine Bestätigung in der Höhe der Firnlinie für den bis 680 m hinabreichenden Touyregletscher, die bei einer mittleren Gipfelumrahmung von 2100 m in zirka 1300 m angenommen werden muss, und nur wenig höher, nämlich in 1400 m, müsste sie beim Lassetgletscher gelegen haben.

Offenbar ist diese tiefe Lage in erster Linie durch die nördliche Exposition bedingt, da die gegen Osten und Süden gelegenen Gletscher eine höhere Lage der Schneegrenze, und zwar von zirka 1700 m voraussetzen, und demgemäss auch eine geringere Entwicklung besassen.

Aus den verschiedenen Werten ergibt sich demnach eine mittlere Schneegrenze für das gesamte Massiv von 1550 m.

III. Le massif des Trois Seigneurs.

1. Orographischer Ueberblick.

(Vergleiche Abbildungen 91 und 92.)

Dieses etwa 30 km lange und 10 bis 12 km breite Massiv, das sich zwischen den Quertälern der Ariège und des Salat erhebt, besteht zur Hauptsache, namentlich in den zentralen Teilen, aus kristallinen Gesteinen; es ist in ähnlicher Weise wie das «Massif de Tabe», auf der Nord- und der Südseite von tektonisch bedingten, aber schmalen Längstälern begrenzt; diese entsprechen dem Verlauf der beiden mesozoischen, tektonisch stark gestörten Sedimentzonen, welche nach den Darstellungen von *L. Bertrand* und *M. Castéras* westlich von Tarascon die Fortsetzung der sogenannten Ariège-Zone bilden und sich bereits bei Ussat-Sinsat in zwei schmälere Arme gabeln; der südliche davon verläuft, wie aus der geologischen Uebersichtskarte Abbildung 3 (Seite 21) ersichtlich ist, gegen Vicdessos und über den Col de Salaix nach dem Tal des Garbet, der nördliche aber zieht sich sehr stark verengt über Saurat und den Col de Port nach dem Tal von Massat hinab, wo er an Breite wieder bedeutend zunimmt.

Den höchsten Punkt des Massivs bildet der nur 2199 m hohe Pic des Trois Seigneurs, zugleich orographischer Mittelpunkt der west-östlich streichenden Hauptkette, von der mehrere seitliche Kämme abzweigen; diese Erhebungen weisen in ihrem mittleren und westlichen Teil noch verschiedene scharfgeformte felsige Gipfel auf, während sie gegen Osten und Nordwesten allmählich in mehr gerundete und an Höhe stark abnehmende Rückenformen übergehen. Vom Hauptgipfel zieht sich ein kurzer Querkamm in nördlicher Richtung und trägt an seinem Ende den 1669 m hohen Pic d'Estibat, in der Mitte die um fast 300 m höheren zwei Gipfel Pic de la Journalade und Cap de la Dosse.

Von diesen beiden Gipfeln geht je ein kürzerer, rückenförmiger Längskamm in west-östlicher Richtung aus, so dass dieser fast parallel zur Hauptkette verläuft; dem entsprechend ist auch die Anordnung der in das Massiv eingetieften Täler, unter denen das auf der Ostseite hinabführende von Rabat mit 13 km Länge und das nahezu gleich lange des Arac, das sich in nordwestlicher Richtung vom Pic du Col d'Eret, 1989 m, bis nach Massat hinabzieht, die grössten sind. In dem mehrfach verzweigten Einzugsgebiet des Arac befindet sich in wilder Ophitfelsumrahmung in nur 1390 m Höhe ein offenbar wenig tiefer Karsee, der Etang de Lers, der von *A. Delebecque* besucht und beschrieben worden ist (Lit. 45). Auf der Ostseite des Massivs gibt es fünf mit kleinen Seen versehene Kare; die

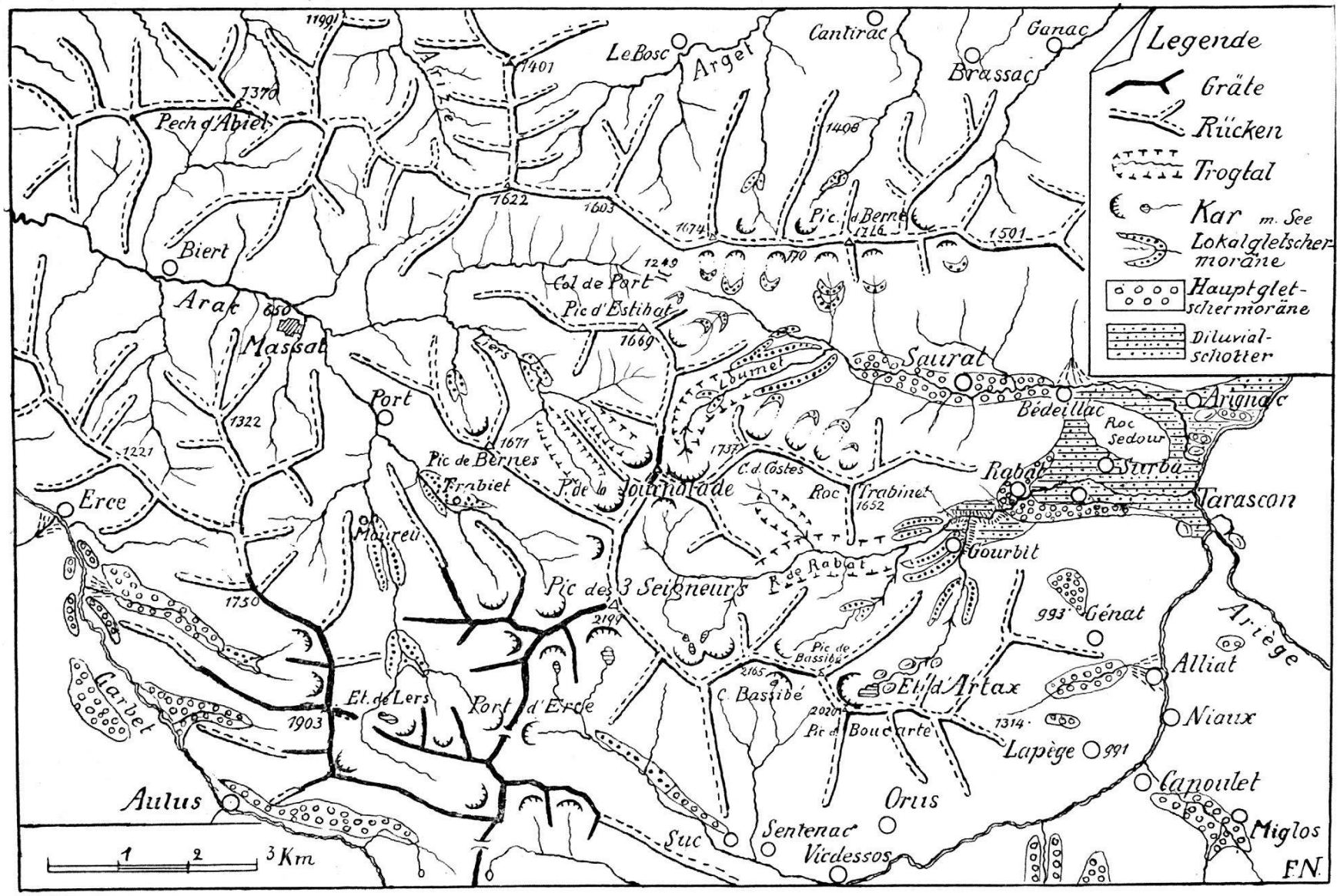

Abbildung 91. *Glacial-morphologisches Uebersichtskärtchen des « Massif des Trois Seigneurs », mit einem Teil des « Massif de L'Arize ».*

beiden grösseren dieser Bergseen sind der Etang d'Arbu, im Einzugsgebiet des R. de Suc, und der Etang d'Artax im Gebiet von Gourbit. Insgesamt kommen an der nach Osten gerichteten Abdachung des Massivs 7 kleine Bergseen vor, deren mittlere Meereshöhe 1705 m beträgt (Lit. 10). Einige von ihnen, namentlich die beiden eben genannten, liegen in glazial ausgeschliffenen Felsbecken. Die westliche Abdachung des Massivs wird zum grössten Teil vom Aracfluss entwässert, der das Tal von Massat durchfliesst und sich nach 25 km langem, gewundenem Laufe in den Salat ergiesst.

2. *Morphologische und glazialgeologische Beobachtungen.*

a) Wie bereits angedeutet, treten in der Mitte und der westlichen Hälfte der Hauptkette mehrere scharf geformte, felsige Gipfel auf, und zwar stellen sie sich bei einer Gebirgshöhe von zirka 1850 bis 1900 m Höhe, sowie im Bereiche der marmorisierten Kalke ein, die nach *L. Bertrand* am Südrand des Massivs in der von Vicdessos nach dem Tal des Garbet führenden mesozoischen Sedimentzone in grosser Mächtigkeit auftreten, wo sie einen Teil der Hauptkette bilden und von Ophitgängen durchsetzt sind.

Die Gestaltung dieser Gipfel ist ohne Zweifel auf die intensive mechanische Verwitterung der eiszeitlichen Nivalzone zurückzuführen; denn die genannte Kette war während der Diluvialzeit das Nährgebiet zahlreicher lokaler Gletscher, deren Moränen an vielen Orten in den grösstenteils bereits aufgeführten Tälern zu beobachten sind. Zwar enthalten die geologischen Karten von L. Bertrand und von M. Castéras nur in drei Tälern Einzeichnungen von Lokalerratikum, nämlich in denen des Arac bei Trabiet und Moureu, südöstlich Massat, sowie im Tal von Suc, nordwestlich Vicdessos. Dagegen geben diese Autoren am Ausgang des Tales von Rabat und im Tal von Saurat Erratikum an, das ohne Differenzierung von den Ablagerungen des Ariègegletschers mit diesen zusammenhängt, so dass die Meinung aufkommen kann, es handle sich auch in den beiden genannten Seitentälern nur um Moränen seitlicher Zungen des Ariègegletschers. Man vermisst ferner auf den bezeichneten geologischen Karten Angaben von Ablagerungen lokaler Gletscher im Einzugsgebiet, beziehungsweise im Oberlauf mehrerer, vom «Massif des Trois Seigneurs» ausgehender Täler, so namentlich in den drei vom Pic de la Journalade gegen Nordwesten und Norden herabziehenden, deutlich trogförmigen Talfurchen des Lier und des Loumet.

b) Wie gut entwickelt und reichlich in diesem glaziale Aufschüttungs- und Erosionsformen sind, beweist eine Begehung

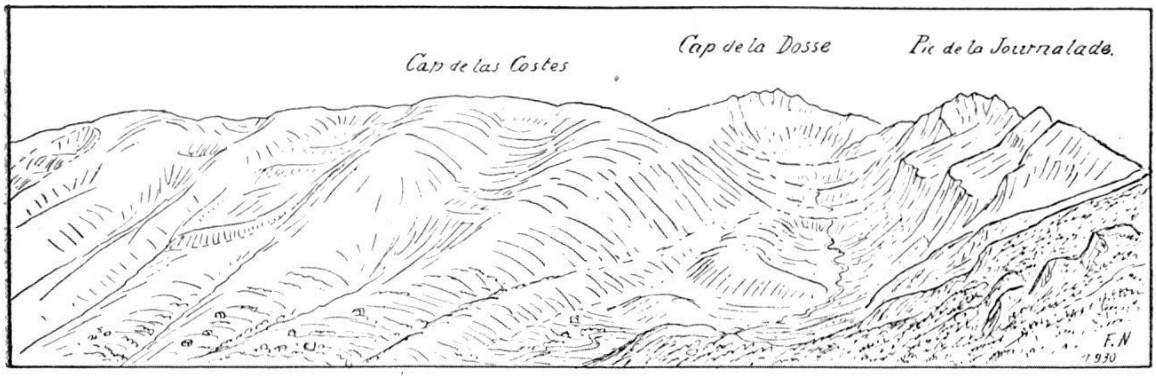

Abbildung 92. *Blick vom Col de Port auf die glazialgeformte Berglandschaft des Pic de la Journalade.*

vom Col de Port aus, von wo sich uns ein Ueberblick über den nördlichsten Abschnitt der in Frage stehenden Gebirgsgruppe darbietet, deren Formenbild in unserer hier beigegebenen Zeichnung angedeutet ist (siehe Abbildung 92).

Zwischen dem zugeschärften, 1949 m hohen Felsgipfel des Pic de la Journalade und dem 4 m höheren, leicht gerundeten Cap de la Dosse senkt sich mit steiler Felsumrahmung ein typisches Ursprungskar, von dem ein gut entwickeltes Trogtal in einigen Stufen erst nord-, dann nordostwärts herabführt, das vom Loumet-Bach durchflossen wird; dieser mündet nach 5 km langem Laufe 3 km westlich Saurat in 850 m Höhe in den vom Col de Port herabströmenden Talfluss, der sich bei Arignac in die Ariège ergiesst. Im unteren Teil des Loumet-Tales stellen sich auf beiden Seiten rückenförmige Moränenwälle ein, die sich bis zur Mündung hinab verfolgen lassen und die von zahlreichen, in Wiesen und Weiden stehenden Scheunen und Ställen bedeckt sind; hier liegen die Maiensässe der Bewohner von Saurat, beziehungsweise der Weiler von La Razolle, Loumet und Campot. Es ergibt sich für den eiszeitlichen Loumet-Gletscher eine Schneegrenze von 1200 bis 1300 m, deren auffallend tiefe Lage ohne Zweifel im wesentlichen durch die nord-nordöstliche Exposition bedingt ist.

Aber auch an dem unmittelbar östlich gelegenen Bergrücken, der sich vom Cap de la Dosse über den 1739 m hohen Cap de las Costes zum 87 m tieferen Roc de Trabinet hinzieht, lassen sich deutliche Spuren kleiner Lokalgletscher nachweisen, nach welchen auf eine sehr tiefe Lage der Schneegrenze geschlossen werden muss. Es zeigen sich an dem ziemlich steilen, aber doch überall von Weiden und spärlichem Wald bedeckten Nordabhang des genannten Bergrückens vier karähnliche Nischen, die unten durch Fels- oder Moräneschwellen abgeschlossen sind. Einige Endmoränen steigen bis auf 1200 m herab, so dass die

Schneegrenze dieser Hängegletscher in 1400 m Höhe gelegen haben muss.

Auf die hier vorkommenden karartigen Nischen hat bereits *H. Gaussen* aufmerksam gemacht, indem er in der kurzen Beschreibung einer Ansicht des Massivs der «Trois Seigneurs» wörtlich anführt: «Le vent qui porte la neige vient de l'W. On voit l'action de transport de la neige aux versants sous le vent et l'accumulation de neige. La corniche de neige surplombante souligne les crêtes. On voit l'action sur le modelé et la formation de petits cirques élémentaires ouverts vers l'Est». (Lit. 48, p. 194).

Ein durchaus ähnliches Beispiel eines ehemaligen kleinen Kargletschers findet sich am Nordostabhang des 1669 m hohen Pic d'Estibat, der sich unmittelbar südlich vom Col de Port erhebt und aus dem Moränen bis 1300 m hinabkommen; hier lag die Schneegrenze in zirka 1450 m. In dem vom Pic de la Journalade gegen Nordwesten hinabführenden Tal des Lier verraten Moränen bei Cloutel die ehemalige Ausdehnung eines Lokalgletschers von ähnlicher Ausdehnung wie im Tal des Loumet.

Ebenfalls Gletscher von 5 bis 6 km Länge lagen in den beiden Quelltälern des Arac, wo sich, wie bereits angedeutet, nach L. Bertrand Moränen bis zu den Weilern Moureu und Trabiet, südlich Port, in 800 m Meereshöhe, hinab feststellen lassen.

c) Der grösste Talgletscher des genannten Massivs lag offenbar im Tal von Rabat, wo bei Gourbit gut entwickelte Endmoränen liegen, die von einem Gletscher von 8 km Länge abgelagert worden sein dürften, und zwar zu einer Zeit, als der Ariègegletscher in der letzten Eiszeit noch eine seitliche Zunge westwärts von Tarascon bis nach Rabat vorgestossen hatte. Seine hier sehr mächtigen Moränen bewirkten eine Stauung des Rabatflusses, der unweit davon dem Ende des Lokalgletschers entströmte; in diesem Stausee wurden Schotter abgesetzt, die heute eine zirka 80 m hohe Terrasse bilden und in die sich sowohl der Rabat wie der Bach von Gourbit tief eingeschnitten haben.

An diese Terrasse knüpfen sich die wallförmigen Endmoränen des Lokalgletschers, von denen sich auf jeder Talseite zwei ostwestlich gerichtete, steil abwärts ziehende Wälle erkennen lassen. Auf den beiden südseitigen liegt in zirka 800 m das Dorf Gourbit.

Das Tal des Rabat zeigt oberhalb der genannten Endmoränen zwar anfangs eine schwache Trogform mit seitlichen Rundbuckeln bei Carnies; weiter aufwärts aber herrscht das

Profil eines relativ schmalen V-Tales vor, das mit steilen Hängen in höhere Talverflachungen eingeschnitten ist. Danach weist es Merkmale einer gewissen Jugendlichkeit auf; diesen entsprechen auch der Stufenbau im Oberlauf und die Stufenmündungen einiger Seitentäler. Deutlich tritt dies vorerst an dem trogförmigen, kurzen Nebental von Freychinet auf, das sich vom Südabhang des Cap de las Costas herabzieht.

Auch auf der Südseite des Rabat führen einige kurze Seitentäler stufenförmig zum Haupttal hinab. Besonders gut ausgesprochen ist dieser Stufenbau in dem 5,5 km langen Seitental von Gourbit, das am Nordabhang der hier aus Granit aufgebauten Hauptkette von dem 2020 m hohen Pic de Boucarle herabsteigt. Ich fand Gelegenheit, diese Gegend am 24. und 25. Juli 1926 zu besuchen, wobei ich mich der Gastfreundschaft der Hirten erfreute, die hier eine gegen 130 Stück zählende Herde, meist Jungvieh, der Gemeindealp von Gourbit zu besorgen haben. Mächtige Moränenwälle eines Lokalgletschers ziehen sich mehrere hundert Meter weit bis auf 1000 m hinab. Oberhalb 1300 m treten mehrere Talstufen des glazial geformten Tales deutlich hervor; so eine in zirka 1400 m; eine zweite in 1520 m trägt die «Jasse du Pourgatoire»; die nächste liegt in 1630 m; dann folgt ein steiler, 40 m hoher Anstieg zur obersten Stufe, in der sich der von abgeschliffenen Granitrundbuckeln abgedämmte Bergsee, der Etang d'Artax, befindet; er ist ein typischer Karsee, der halbkreisförmig von steilen, stufenartig abfallenden Felshängen eingefasst ist. Aber auch die beiden unteren Stufen in 1630 und 1520 m Höhe sind von Felsrundbuckeln abgeschlossene, ehemalige Seebecken, die heute verlandet sind.

Ein anderer, von der gleichen Kette herstammender Lokalgletscher lag westlich des Seitentals von Gourbit, im Tal des R. de Saillens, wo Moränen ebenfalls bis 1100 m hinab festzustellen sind. Weiter westlich gehörten zwei mit kleinen Bergseen versehene Kare ohne Zweifel zum obersten Einzugsgebiet des Rabatgletschers, liegen sie doch unmittelbar östlich vom Hauptgipfel des Massivs, des Pic des Trois Seigneurs, der hier mit sehr steiler Bergflanke gegen 900 m tief zum Tal des Rabat abfällt.

Es ergibt sich aus den soeben dargelegten Beobachtungen, dass während der Eiszeit der Nordabhang des östlichen Flügels der Hauptkette, deren mittlere Kammhöhe zirka 2000 m beträgt, stark vergletschert war, weil infolge der Nordexposition hier die Schneegrenze offenbar eine relativ tiefe Lage von annähernd 1300 bis 1400 m besass. Jedoch beweisen die beiden grossen, mit Felsbecken versehenen Kare auf der Südseite des Pic des Trois Seigneurs, das von Angesua und von Arbu, sowie ein Kar

auf der Südseite des 2165 m hohen Pic de Bassibié, dass auch der Südabhang des gleichen Kammes vergletschert war.

Ohne Zweifel hat bei der Entwicklung dieser so ansehnlichen Lokalvergletscherung des knapp 2200 m hohen Massivs auch das hier wie in anderen Gebirgsgruppen der nördlichen Randzone der Pyrenäen niederschlagsreiche Klima der Eiszeit eine bedeutende Rolle gespielt.

In morphologischer Hinsicht ist bemerkenswert, dass sich demnach in den höheren Regionen des Massivs der «Trois Seigneurs» glaziale Abtragungsformen wie Kare, Seebecken, Trogtäler und zugeschärfte Felsgipfel, sogenannte Karlinge, in aller Deutlichkeit nachweisen lassen, dass aber doch die aus den präglazialen Denudationsvorgängen stammenden Mittelgebirgsformen vorherrschend sind.

IV. Le Massif d'Arize. *)

1. Ueberblick.

Diese typische Mittelgebirgslandschaft, die unmittelbar nördlich vom «Massif des Trois Seigneurs» liegt, hat mit diesem ungefähr die gleiche west-östliche Ausdehnung und Breite gemein, besitzt dagegen eine bedeutend geringere Höhe und besteht im wesentlichen aus einer west-östlich streichenden, ganz unsymmetrisch gegen Süden verschobenen Hauptkette und zahlreichen von dieser gegen Norden und Nordwesten abgehenden Nebenketten. In den gleichen Richtungen erfolgt auch die Entwässerung des länglichen Massivs, und zwar gegen Norden durch die Arize, die bei Mas d'Azil die Kreidekette der «Petites Pyrénées» durchquert, ferner durch den Arget, der sich ostwärts wendet und bei Foix in die Ariège einmündet. Nach Westen führen zwei kleinere Flüsse ihre Wasser in den Salat, nämlich der Nert und der Baup; der letztere Fluss, der sich bei St-Girons in den Salat ergiesst, durchzieht in seinem Unterlauf auf 12 km Länge ein ausgesprochenes Längstal, das annähernd dem Rande des aus alten Gesteinen aufgebauten Massivs und der vorgelagerten mesozoischen Sedimentzone entlang verläuft. Dieses Tal besitzt günstige orographische Bedingungen für die Anlage lokal wichtiger Verkehrslinien zwischen St-Girons und Foix.

In seinem geologischen Bau weist das «Massif de l'Arize» grosse Aehnlichkeit mit dem «Massif de Tabe» auf; nach der geologischen Karte von *M. Castéras* besteht nur die asymmetrisch verlaufende Hauptkette sowie ein Teil des Argetgebietes aus

*) In andern Publikationen und auch in unserem I. Teil (p 21 ff.) ist dieses Gebirge als «Massif des Prats d'Albis» bezeichnet worden.

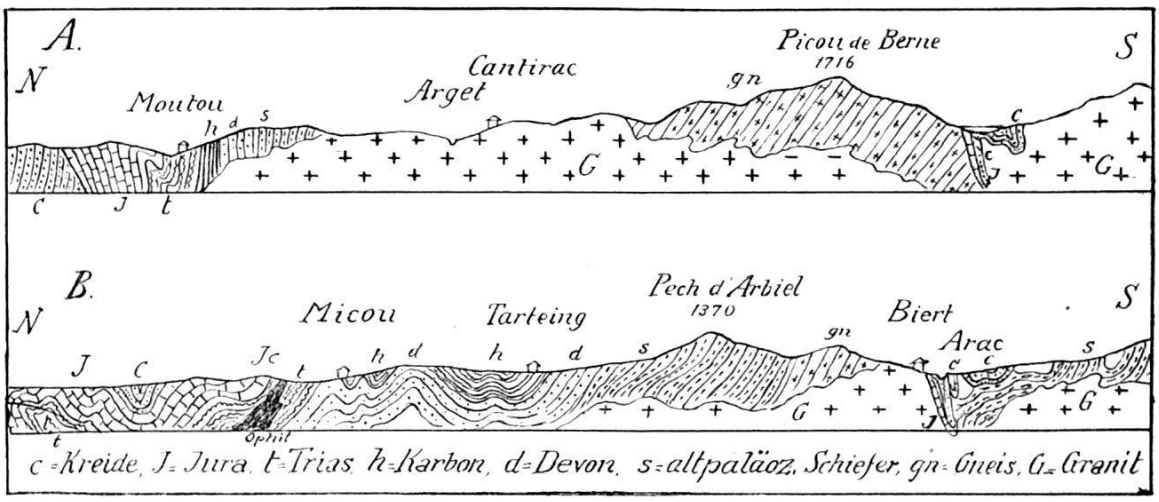

Abbildung 93. *Geologische Profile des Arize-Massivs nach M. Castéras.*
Sehr deutlich sind hier prä-miocäne Abtragungsflächen zu erkennen.

echten kristallinen Gesteinen. Der übrige Teil des Massivs setzt sicht aus vorwiegend schieferigen Schichten sehr alter, paläozoischer Sedimente zusammen, die zufolge der hercynischen Faltung überall sehr steil gestellt sind. Nördlich des eben genannten Längstales des Baup-Flusses folgt eine später gefaltete Zone von mesozoischen Schichten (Lit. 3).

Dabei besteht die auffallende Tatsache, dass, nach den Profilen von M. Castéras, nicht nur jene alten, paläozoischen Schichten nach ihrer Faltung sehr stark abgetragen worden sind, sondern auch die mesozoischen Sedimente, deren Faltung ja erst in der Tertiärzeit erfolgt war. Aus den hier wiedergegebenen Profilen ergibt sich, dass diese gesamte Faltenzone am Nordrande der Pyrenäen bereits *vor* der Miocänzeit eine nahezu vollständige Einebnung erfahren hat und dass die höheren Erhebungen weniger infolge der Härte ihres Gesteins als offenbar vielmehr zufolge von Hebungsvorgängen über das nördlich gelegene flachere und tiefere Gelände emporragen (vergleiche Abbildung 93).

Diesen Umständen ist es wohl zuzuschreiben, dass sich der Hauptkamm des «Massif de l'Arize» nur bis zu 1600 und 1700 m Höhe erhebt und dass die ganze Gebirgsgruppe mit ihren gerundeten Rücken und V-förmigen Tälern ausgesprochenen Mittelgebirgscharakter aufweist. Die höchste Erhebung ist der 1716 m hohe Picou de Berne[1]), der sich im Einzugsgebiet des

[1]) Dieser Name, der sich auch im benachbarten «Massif des Trois Seigneurs» vorfindet, hat auf den ersten Blick etwas auffallendes an sich. In der Auffassung, dass es sich wohl um einen keltischen Namen handelt und dass in den Pyrenäen auch die Bezeichnung «coume», die aus dem Keltischen «cumba» abgeleitet ist, häufig vorkommt, erscheint danach der Name «Berne» in diesem Gebiet erklärbar.

Arget, also in der östlichen Hälfte des rückenförmigen Hauptkammes, befindet; von diesem Punkt an senkt sich die Kette in östlicher Richtung rasch auf 1500 m hinab, während sie sich gegen Westen hin noch auf 8 km Ausdehnung über 1600 m Höhe erhebt. Die höheren Bergabhänge tragen fast durchwegs dichten Wald, wobei der Laubwald vorherrscht; an flacheren Stellen befinden sich als Weide benutzte Lichtungen mit reichlich wucherndem Farnkraut. Bezeichnenderweise tragen die stark gegliederten Einzugsgebiete des Arget die Namen von Waldungen benachbarter, zugehöriger Gemeinden, wie Forêt de Brassac, Forêt de Ganac etc. Von den ständig bewohnten Ortschaften liegen die Dörfer unter 900 m Mehreshöhe, während viele Weiler und Einzelhöfe diese Höhenlinie überschreiten und vereinzelt bis 1200 m vorkommen können.

2. *Spuren einer diluvialen Lokalvergletscherung.*

Als der Verfasser im August des Jahres 1930, von Massat herkommend, nach dem 1250 m hoch gelegenen Col de Port wanderte, um von dort aus auch die nördlichen Teile des «Massif des Trois Seigneurs» zu studieren, stellte er zu seiner Ueberraschung fest, dass sich nicht nur an den zirka 1750 m hohen Ausläufern des eben genannten Massivs Spuren kleiner Lokalgletscher in Form von Nischen und Endmoränen vorfanden, sondern dass dies auch am Südabhang der Hauptkette des Arize-Massivs der Fall ist. Hier lassen sich deutlich fünf karartige Nischen feststellen, in denen wallförmige Moränen liegen oder aus denen solche tiefer am Gehänge herabsteigen, alles Formen, die sich in keiner Weise auf der topographischen Karte 1:80 000 erkennen lassen, da diese nur Andeutungen von vereinzelten, offenbar fluviatilen Einzugstrichtern enthält. Die hier beigegebene, nach der Natur gezeichnete Abbildung vermag am besten einen Ueberblick über jene Formen zu geben, die ohne Zweifel durch gut entwickelte kleine Lokalgletscher geschaffen worden waren (siehe Abbildung 94).

Die erste Nische, die sich unmittelbar nördlich des Col de Port befindet, ist von einfacher Gestaltung, während die zweite, die sich vom 1674 m hohen Roc Blanc herabzieht, eine deutliche Stufenbildung zeigt; unterhalb derselben reicht die hufeisenförmige Endmoräne bis zur Strasse, zu P. 1220 m herab. Die dritte Nische verrät noch ihren Ursprung aus seinem Erosionstrichter, indem sie sich nach oben weitet, dann aber stufenförmig abfällt und sich nach unten zuspitzt.

Die vierte Nische ist die grösste von allen. Sie liegt am Südhang des oben genannten Picou de Berne und zeigt eine gut entwickelte Karform mit trogartigem Querprofil. Die aus dieser

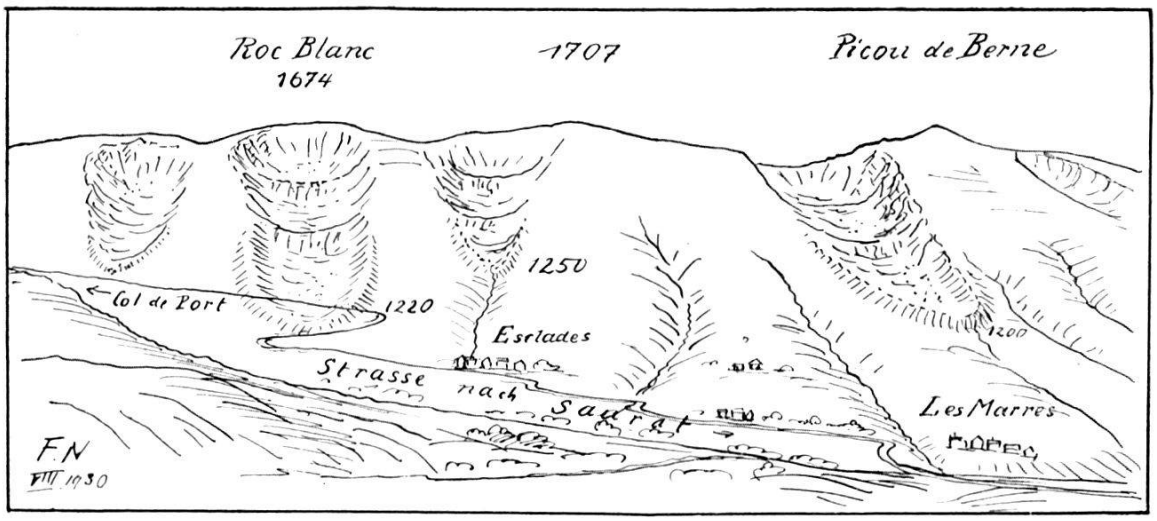

Abbildung 94. *Blick auf den von Karen und karartigen Nischen gegliederten Südhang des Hauptkammes des Massif de l'Arize mit dem Picou de Berne, 1716 m.*

Hohlform führende Endmoräne reicht bis 1200 m hinab. Die fünfte Nische besitzt bedeutend geringere Dimensionen, ist aber durchaus glazial geformt.

Für diese kleinen Kar- oder Hängegletscher ergibt sich nach der Höhe des Einzugsgebietes und der Lage der Endmoränen eine Höhe der Schneegrenze von 1400 bis 1450 m.

In der Annahme, dass sich auch am Nordabhang der Hauptkette des Arize-Massivs Spuren lokaler Gletscher finden würden, reiste der Verfasser im folgenden Jahre von Foix aus ins Einzugsgebiet des Arget. Er begab sich zuerst nach Serres, das auf einer diluvialen Talterrasse liegt; von da wanderte er südwärts nach dem Dorf Cantirac und über die Weiler Le Peyrou und Legrillon in das Waldgebiet von Brassac hinauf. Von hier führt ein gut angelegter, aber offenbar wenig begangener Weg dem steilen Abhang des Bergvorsprunges entlang durch dichten Buchenwald; zur Linken floss ein Bach in tiefem und schmalem V-Tal. In etwa 1150 m gelangt man zum Forsthaus von Roques, wo vereinzelte Granitblöcke liegen, und etwa 50 m höher weitet sich allmählich der Talhintergrund, und an Stelle eines sehr steil ansteigenden fluviatilen Einzugstrichters bemerkt man hier über einer Stufe eine flach ansteigende Nische, deren Boden von Schuttwällen eingefasst ist. Auch kommen vereinzelte grössere Granitblöcke vor, während im Bachbett der anstehende Felsboden Schiefer erkennen lässt. In 1400 bis 1500 m Höhe wird der stark von Gebüschen und Farnkraut bewachsene Nischenboden fast eben und teilweise sumpfig. Nach der Höhe ist er von einem steilen Berghang umrahmt. Diese Nische liegt am

Abhang zwischen den beiden über 1700 m hohen rundlichen Gipfeln der Hauptkette.

Eine ebenfalls deutlich entwickelte, mit steiler Felsumrahmung versehene karartige Nische lässt sich auf der Nordseite des 1674 m hohen Roc blanc (L'Homme Mort) feststellen. Aus ihr zieht sich ebenfalls ein kurzer Schuttwall weiter talabwärts. Ein drittes ähnliches Kar ist östlich des Picou de Berne eingesenkt; in ihr entspringt der Bach von Ganac.

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich, dass auch das nur 1600 bis 1700 m hohe Gebirgsmassiv der Arize in der Eiszeit Schauplatz einer Lokalvergletscherung gewesen ist. Diese hat sich bei der tiefen Schneegrenze von 1400 bis 1450 m Höhe entwickeln können. Diese auffallend tiefe Lage der Schneegrenze, die ihr Analogon, wie wir sahen, im «Massif de Tabe» gefunden hat, soweit es die am Nordabhang vorgekommenen Talgletscher des Touyre und des Lasset anbetrifft, erklärt sich aus der geographischen Lage der untersuchten Gebirgsgruppe am äussersten Nordrande der Pyrenäen, einer Zone, die sich, wie heute, wohl auch in der Eiszeit durch starke und häufige Niederschläge ausgezeichnet hat. Diese Erklärung drängt sich uns auf im Hinblick auf die hohe Lage der Schneegrenze der diluvialen Lokalgletscher im Bereiche der Cerdagne, die bekanntermassen ein relativ regenarmes Gebiet darstellt (siehe *H. Gaussen*, Lit. 48).

D. Zusammenstellung der Hauptergebnisse.

1. Unsere Untersuchungen in den östlichen Pyrenäen haben uns in erster Linie die Tatsache kennen gelehrt, dass zwar in den über 2000 m hochaufragenden Gebirgsgruppen meist Hochgebirgsformen der Kämme und Gipfel vorkommen, dass jedoch im allgemeinen Mittelgebirgsformen vorherrschen. Und dabei treten nicht nur gerundete Kämme und Gipfel als Rücken und Kuppen, sondern auch deutlich entwickelte Hochflächen auf, die durch langandauernde Abtragungsvorgänge der Tertiärzeit, im Oligocän und Miocän, entstanden sind. Solche Abtragungsflächen erscheinen unterhalb der Gipfelflur in guter Ausbildung namentlich im Pic Carlitte- und im Aston-Massiv, teilweise auch in der Canigou-Kette.

2. Ebenso verdanken die allgemein verbreiteten Mittelgebirgsformen ihre Gestaltung anhaltenden Abtragungsprozessen der Tertiärzeit. Durch jüngere mehrmalige Hebungen haben sie wie auch die Hochflächen eine weitgehende Zertalung und Zerschneidung durch die Talgewässer erfahren, deren Täler in der Regel als Folge der Hebungen durch wiederholte rückschreitende Tiefenerosion im Längsprofil stufenförmig gebaut sind. Im Gebiet der Tet waren Hebungen zu Beginn des Pliozäns auch von energischen tektonischen Störungen begleitet (siehe Seite 39 ff.).

3. Nach der verschiedenen Höhenlage solcher Stufen und mehrerer Talterrassen muss der Schluss gezogen werden, dass die Hebungen innerhalb des Gebirges bedeutend stärker waren als in den Randgebieten und dem nördlichen Vorland. So finden sich in den «Petites Pyrénées» Abtragungsflächen in 800 bis 900 m Höhe, während entsprechende Formen in den nur 12 bis 15 km davon entfernten Gebirgen in 1400 bis 1500 m Höhe vorkommen. Ganz allgemein hat die Hebungsintensität vom Vorlande nach dem Gebirge hin stark zugenommen, weshalb hier auch die fluviatile Tiefenerosion sehr hohe Beträge erreicht hat.

4. In der Eiszeit waren infolge der tiefen Lage der Schneegrenze nicht nur die über 2000 m hohen, sondern auch die nur wenig über 1700 m aufragenden Gebirge vergletschert, so im letztern Falle auch das Mittelgebirgsmassiv von Arize. Die bodengestaltende Wirkung der eiszeitlichen Gletscher äusserte

sich in allen Gebirgen namentlich in der Bildung, von Karen, von Felsbecken mit Seen, von Rundbuckeln sowie von Trogtälern.

5. Durch den Karbildungsprozess haben die Mittelgebirge in ihren Kammregionen eine meist deutliche Umwandlung in Hochgebirgsformen erfahren, indem aus gerundeten Erhebungen zugespitzte zackige Felsformen, sogenannte Karlinge, entstanden sind, an deren Fuss sich schutterfüllte Becken und Kessel vorfinden. Besonders gut lassen sich solche Formen in den Massiven des Mont Canigou, des Pic Carlitte, des Pic St. Barthélemy und im Aston-Massiv erkennen. Auch das Massif des Trois Seigneurs weist in einigen Ketten ähnliche Formen auf, während dort andere Kämme nur eine schwache Formveränderung durch karartige Nischen an den Hängen zeigen. Das gleiche gilt auch vom Puig Pedros-Massiv, insbesondere aber vom Roc Madres- und dem Arize-Massiv.

Im allgemeinen stehen unsere Folgerungen über die Umwandlung der gehobenen Mittelgebirge durch den Karbildungsprozess in Hochgebirgsformen in guter Uebereinstimmung mit den Auffassungen von *W. M. Davis*, wie er sie hinsichtlich der Morphologie von Nord-Wales und der Front-Range in den Rocky-Mountains vertreten und in meisterhafter Weise zum Ausdruck gebracht hat (Lit. 46 und 47).

6. Vielerorts treten unterhalb den grösseren Stufen, die von der Karregion herabführen, kürzere Trogtäler auf, die ohne Zweifel durch Gletscherwirkung aus engen V-Tälern hervorgegangen sind und in die kleine Seitentäler mit Stufen einmünden.

Jedoch kommen auch in andern Talabschnitten Mündungsstufen und zwar oft von bedeutenden Höhe vor, und dort ist es zweifelhaft, ob die Uebertiefung, die Beträge von 500 bis 900 m erreichen kann, ausschliesslich auf Glazialerosion zurückzuführen sei. Es liessen sich Fälle nachweisen, wie zum Beispiel im Tal des Valira und in dem von Sansa, wo die beträchtliche Uebertiefung des Haupttales durch fluviatile Erosion bewirkt worden ist (siehe Seiten 130 und 54).

7. Schliesslich konnten verschiedene Feststellungen über die Höhe der diluvialen Schneegrenze gemacht werden, und es hat sich ergeben, dass in den nördlichen Randgebirgen diese Firnlinie eine sehr tiefe Lage von 1400 bis 1450 m besass, wie beispielsweise an dem nur 1716 m hohen Massif de l'Arize, am benachbarten um 300 m höheren Massif des Trois Seigneurs sowie am 2340 m hohen Massif de Tabe, während in der Zentralzone die eiszeitliche Schneegrenze in 1800 bis 2000 m lag; im Gebiet der Cerdagne und in den südlichen Randketten war sie sogar in 2300 m Höhe geblieben.

Dieses starke Ansteigen der eiszeitlichen Firnlinie in nordsüdlicher Richtung kann nicht nur in orographischen Verhältnissen gelegen haben, sondern war ohne Zweifel durch die damaligen klimatischen Erscheinungen bedingt, und zwar in erster Linie durch die grösseren Niederschlagsmengen am Nordrand des Gebirges, hervorgerufen durch die vorherrschenden, feuchten westlichen Winde, Verhältnisse wie sie in ähnlicher Weise noch heute festzustellen sind. Man vergleiche in dieser Hinsicht etwa die von *H. Gaussen* entworfene Niederschlagskarte der östlichen Pyrenäen und seine ausführliche Darstellung über das Klima dieses Gebietes (Lit. 48).

Literatur.

1. *E. de Margerie* et *F. Schrader,* Aperçu de la Structure géologique des Pyrénées. Ann. Cl. Alp. Français 1891.
2. *Léon Bertrand, a.* Carte géologique dét. de France, Nr. 253, flle. de Foix, 1913. Avec notice explicative.
   b. Tectonique de la feuille de Foix. Bull. Cart. géol. France, Nr. 134, Paris 1913.
   c. Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. Bull. Serv. Cart. géol. France t. XIII No. 118, 1907.
3. *M. Castéras,* Recherches sur la structure du Versant Nord des Pyrénées Centrales et Orientales. Bull. Serv. Carte géol. de France. No. 189, t. 27. 1933. Paris.
4. *L. Carez, a.* Géologie des Pyrénées françaises IVe vol. Paris 1909.
   b. Examen comparatif de ses conclusions et de celles de M. Léon Bertrand sur la structure des Pyrénées. Bull. Soc. Géol. France t. X 1910.
5. *J. de Charpentier,* Essai sur les glaciers. Lausanne, 1841.
6. *A. Penck,* Die Eiszeit in den Pyrenäen Mitt. Ver. Erdk. Leipzig 1883.
7. *F. Nussbaum,* Sur les surfaces d'aplanissement d'âge tertiaire dans les Pyrénées Orientales. C. Rend. d. Congrès Int. Géogr. Paris 1931, t. II, sect. II, p. 529.
8. *F. Nussbaum,* Ueber Talbildung in den östlichen Pyrenäen. Jahrb. Geogr. Ges. Bern 1934.
9. *F. Nussbaum,* Die diluviale Vergletscherung der östlichen Pyrenäen. Geog. Zeitsch. 1928.
10. *F. Nussbaum,* Die Seen der Pyrenäen. Mitt. Naturf. Ges. Bern 1934.
11. *M. Pouech, a.* Note concernant les poudingues, dits de Palassou, dans le département de l'Ariège Bull. Soc. Géol. France, 2e sér. t. 27, 1869.
    b. Coupes géologiques dans la région NO du Département de l'Ariège. Ebendort, 3^r sér. t. 10, 1882.
12. *M. Hébert,* Groupe nummulitique du Midi de la France. Bull. Soc. Géol. France. 3e sér. vol. 10, 1882.
13. *F. Garrigou,* Résumé géologique accompagnant la carte géologique de l'Ariège et de la partie E des Hautes Pyrénées. Bull. Soc. géol. France. IIIe sér. t. 1873.
14. *L. Goron,* Les vallums morainiques et les terrasses des dernières glaciations dans la région prépyrénéenne et son avant-pays. Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest. t. XII 1941. Toulouse.

15. *L. Goron,* Les Unités topographiques des pays Ariégeois. Le rôle des cycles d'érosion tertiaires et les glaciations quaternaires. Revue Géog. des Pyrénées et du Sud-Ouest. t. 8. Toulouse 1937.

16. *H Obermaier,* Beiträge zur Kenntnis des Quartärs in den Pyrenäen. Arch. für Anthropolog. N. F. Bd. IV 1905. Bd. V 1906.

17. *M. Boule,* Le plateau de Lannemezan et ses alluvions anciennes de la Garonne et de la Neste. Bull. Carte géol. France. No. 43, VI 1894.

18. *L. Mengaud,* Notice géologique sur les Pyrénées ariégeoises et luchonnaises. Toulouse 1910

19. *L. Mengaud,* Contribution à l'Etude du Glaciaire et des Terrasses de l'Ariège et du Sulat. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. 43, 1910.

20. *Ch. Depéret,* Les glaciations des vallées pyrénéennes françaises et leurs relations avec les terrasses fluviales. (C. R. Sc. Ac. 1923, p. 1519).

21 *G. Denizot,* Note sur la morphologie, sur l'évolution et sur l'âge des terrasses, toulousaines. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse. t. 57, 1928.

22. *D. Faucher,* Le Glacier de l'Ariège dans la Basse Vallée Montagnarde. Mél. Géogr. Grenoble 1932.

23. *J. Savornin,* Système de terrasses de l'Ariège et de ses affluents (Bull. Serv. Carte géol. Fr. Nr. 104 1904).

24. *F. Garriyou,* Les Glaciers anciens et récents des Pyrénées. Toulouse 1876.

25. *C. Jacob,* Considérations tectoniques sur les Pyrénées. Bull. Soc. d'Hist. Nat. Toulouse t. 56. 1927.

26. *Marcailhou-d'Aymeric,* Ax-les-Thermes (Ariège). Guide du Touriste et de l'Alpiniste. Toulouse 1906.

27. *A. Penck* und *Ed. Brückner,* Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1902.

28. *O. Lehmann,* Die Bodenformen der Adamellogruppe und ihre Stellung in der alpinen Morphologie. Abh. d. Geogr. Ges. Wien. 11. Bd. 1920.

29. *Joh. Sölch,* Grundfragen der Landformung in den nordöstlichen Alpen. Geograf. Annaler 1922. H. 2. Stockholm.

30. *H. Lautensach,* Die Uebertiefung des Tessingebietes. Pencks Geogr. Abh. N. F. 1. Berlin 1912.

31. *Ed. Richter,* Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Peterm. Mitteil. Erg. heft 132. Gotha 1900.

32. *La Peyrouse,* Traité sur les mines de fer et les forges du comté de Foix. Toulouse 1786.

33. *R. Blanchard,* La morphologie des Pyrénées françaises. Ann Géogr. t. 23, 1914. Paris.

34. *D. Faucher,* L'Originalité physique des Pyrénées de l'Ariège. Rev. Géog. d. Pyr. et S. O. t. VIII. Toulouse 1937.

35. *W. M Davis,* Physical Geography. Ginn & Co., Boston, 1900.

36. *E de Martonne, a.* Sur la formation des Cirques. Ann. Géogr. t. X, 1901.
b. Sur la théorie mécanique de l'érosion glaciaire. C. R. Ac. Sc. Paris 1910.

37. *Max Braun,* Pyrenäen; alte Gletscher und Moränen daselbst. N. Jahrb. f. Min. Stuttgart 1843, p. 80.

38. *A. Philippson,* Grundzüge der Allgemeinen Geographie. II. Bd. Verlag Teubner, Leipzig 1931.

39. *O. Maull,* Geomorphologie. Encyklop. d. Erdkunde. Wien und Leipzig 1938.

40. *F. Nussbaum,* Die eiszeitliche Schneegrenze in den Pyrenäen. Verh. Int. Quart. Konf. Wien 1936. Bd. I.

41. *M. de Lacvivier,* Compte rendu de l'excursion de Benaix et de Villeneuve-d'Olmes. Bull. Soc. Géol. France. 3e sér. 1882 t. 10.

42. *J. Roussel,* Contribution à l'étude géologique des Pyrénées. Bull. serv. Carte géol. France No. 74. t. XI 1900.

43. *J. Canal,* Contribution à l'étude du Glaciaire du Massif du Saint-Barthélemy. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse 1911.

44. *E. Rainière de Fortanier,* Terrains crétacés entre Foix et Bélesta. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse. t. 65 1933.

45. *And. Delebeque,* Les Lacs français. Paris 1898.

46. *W. M. Davis,* Glacial erosion in North Wales. Quart. Journ. Geol. Soc. 1909. p. 281 ff.

47. *W. M. Davis,* The Colorado Front Range. Ann. of Assoc of Americ. Geogr. Vol. I. 1912.

48. *H. Gaussen,* Végétation de la moitié orientale des Pyrénées. Bull. Soc. d'Hist. Nat. Toulouse, T. 55. 1926.

Topographische Karten.

1. *Carte de France* dite « *De l'Etat Major* », au 80 000e, Feuilles Nr. 242, 253 et 256. Paris 1863.

2. *Carte de France* au 200 000e. Feuille 77. Paris 1926.

3. *Les Vallées d'Andorre,* par M. Chevalier. Echelle 1 : 50 000. Ed. Dardel. Chambéry 1925