

Werk

Titel: Der Bau der Südpirenen zwischen Segre und Esera

Jahr: 1934

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1934_0012|log9

Kontakt/Contact

[Digizeitschriften e.V.](#)
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

✉ info@digizeitschriften.de

B. Der Bau der Südpyrener zwischen Segre und Esera.

I. Die Noguerras-Zone sowie ihre Grenzen gegen die Axialzone und die Kreidezone.

Die mittleren Südpyrener zerfallen zwischen Segre und Esera tektonisch in vier Zonen. Die nördlichste ist die Noguerras-Zone, die etwa dem Raum der „Noguerras-Decke“ DALLONIS entspricht. In ihr stoßen das axiale Variszikum und das südpyrenerische Mesozoikum aneinander; sie ist das komplizierteste Element im Bau des bearbeiteten Abschnitts der Südpyrener. Mit dieser Zone schaltet sich östlich der Esera zwischen dem oberkarbonisch-permisch-triadischen Mantel des axialen Variszikums und der Kreide der Südpyrener ein Streifen ein, in dem höhere Trias, Permotrias und Palaeozoikum intensiv verfaltet und verschuppt sind. Dabei haben sich verwickelte und zum Teil recht eigenartige Lagerungsverhältnisse herausgebildet, die vielfach eine einsinnige Deutung gar nicht zuzulassen scheinen, solange man sie nur von einem enger begrenzten Ausschnitt aus ansieht. Am klarsten und einfachsten liegen die Verhältnisse im Osten. Es wird daher zweckmäßig sein, mit der Darstellung der Noguerras-Zone dort zu beginnen.

In Anbetracht des komplizierten Baues dieser Zone wird es nicht zu vermeiden sein, bei ihrer Behandlung teilweise sehr ins einzelne zu gehen.

a. Die autochthone Tektonik der zweiseitig vergenteten Falten und Schuppen im Raum zwischen Segre und Flamisell.

(Hierzu die Profile in Abb. 13 und 14.)

Ein besonders klares Bild vom Bau der östlichen Noguerras-Zone gibt das Profil der Pallaresa. Dort wird die Kalkmasse der Kreide-Südpyrener, die nahe ihrem Nordrande eine steil nordüberkippte Mulde enthält, im Norden durch eine steil südfallende bis senkrechte Störung begrenzt, an der der Jura meist ausgefallen und die Trias teilweise völlig ausgequetscht worden ist (Abb. 14, Prof. 16 und Taf. 1, Prof. 9). Diese Störung ist — meist mit

Der Kreidenordrand
an der Pallaresa und
der Sattel von Pujol.

südlichem Einfallen — entlang dem Nordrande der Kreide weithin sowohl nach Westen wie nach Osten zu verfolgen (Abb. 13, Prof. 1—5; Abb. 14, Prof. 1 und Taf. 1, Prof. 10). Im Norden der Kreide folgt an der Pallaresa ein schwach nach Süden überkippter Sattel mit Palaeozoikum im Kern (Abb. 14, Prof. 16), den bereits JACOB, FALLOT, ASTRE & CIRY (1926) unter der Bezeichnung „accident de Pujol“ hervorgehoben haben, und den sie als autochthon in Gegensatz zu den flach überschobenen Schollen stellen, die sich wenig weiter nordwestlich und westlich in der Nogueras-Zone finden. Im Einschnitt der Pallaresa fällt die Permotrias auf dem Nordflügel des Sattels denn auch normal unter die höhere Trias (Abb. 14, Prof. 17). Dagegen wird westlich oberhalb des Tales das bisher nördliche Fallen zunächst steil und dann ganz flach überkippt, so

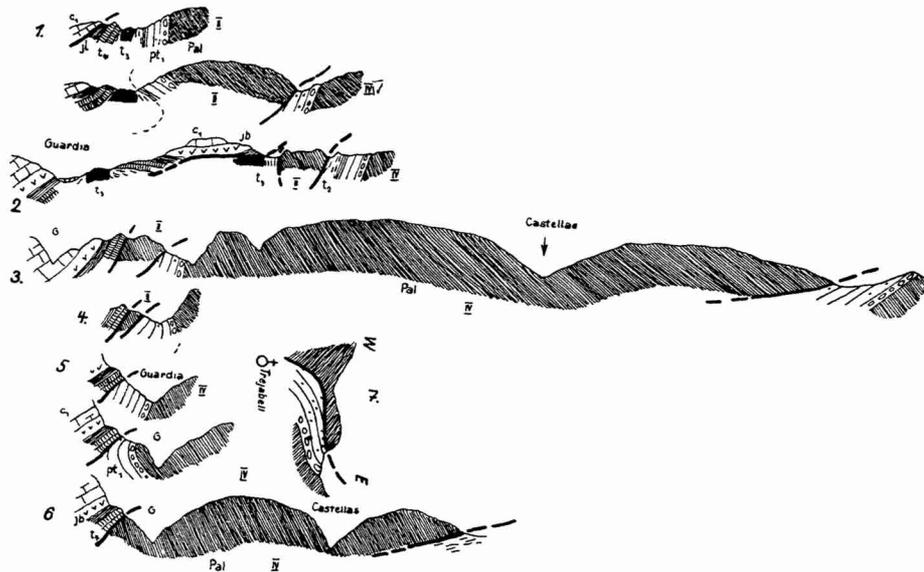


Abb. 13. Profile durch die Nogueras-Zone zwischen Pallaresa und Segre.

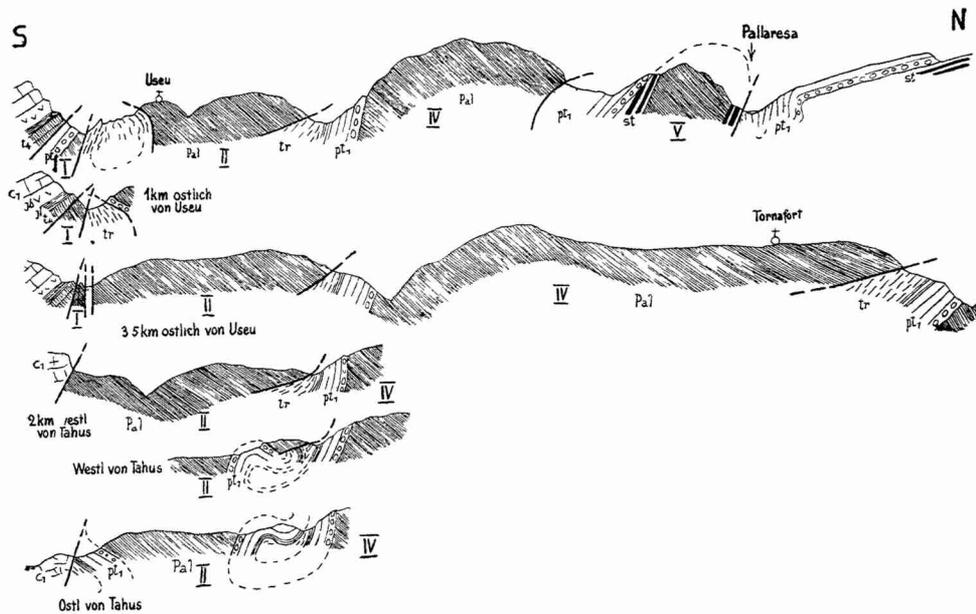
1 : 75 000.

Erläuterung der Signaturen auf dem Signaturenblatt vor Tafel 1.

Bezeichnung der tektonischen Einheiten in den Profilen (Abb. 13, 14a und 14b) durch die östliche Nogueras-Zone:

- | | |
|------|-------------------------------|
| I. | Sattel bzw. Schuppe von Pujol |
| II. | Useu (nur in Abb. 13) |
| III. | Bretuy (nur in Abb. 14) |
| IV. | der Coma de Tó |
| V. | von Arcalis |
| VI. | Mencuy (nur in Abb. 14). |

(1652)



Nachtrag zu Abb. 13. Maßstab wie in Abb. 13.

Durch ein Versehen bei der Drucklegung ist die obere Hälfte von Abb. 13 fortgeblieben. Sie wird hier nachgetragen. Die Profile liegen westlich der in Abb. 13 und östlich der in Abb. 14 b wiedergegebenen*) und gehören zu dem auf S. 60 behandelten westlichen Teil der Schuppe von Useu.

Ferner ist in Abb. 14 b auf S. 58 in Prof. 16 (links) die Randstörung der Kreide versehentlich als Überschiebung gezeichnet worden.

Außerdem sind auf S. 60 und 61 einige Profilnummern zu berichtigen:

Zu S. 60, Absatz über die Schuppe von Useu: In Zeile 6 sind in erster Linie die oben nachgetragenen Profile zu nennen.

Zu S. 61, letzter Absatz, Zeile 13 von unten: statt (Prof. 4—5) lies (Prof. 4).

Zeile 9 von unten: statt (Prof. 3) lies (Prof. 4).

Zeile 8 von unten: statt (Prof. 3) lies (Prof. 5 unten).

Zeile 3 von unten: statt (Prof. 6) lies (Prof. 7).

*) Es folgen also von Ost nach West aufeinander: Abb. 13, die nachgetragene Abbildung, Abb. 14 b, Abb. 14 a.

daß die Permotrias als deckenartiger Lappen über der höheren Trias liegt (Abb. 14, Prof. 16). Dabei sind die Basalkonglomerate der Permotrias in Kontakt mit der höheren Trias gekommen.

Der Sattel von Pujol zeigt also im Süden an seiner Wurzel schwache Südvergenz und im Norden starke Nordvergenz. Die flache Nordüberfaltung dürfte durch die hohe Mobilität der gips- und salzführenden Trias erleichtert worden sein. Diese zeigt starke Durchbewegung und Spezialtektonik; das ist in der Nogueras-Zone überhaupt fast stets der Fall.

Im Westen der Pallaresa trennt sich von dem Hauptsattel an dessen Südseite ein kleiner aus den obersten Bänken der Permotrias bestehender Spezialsattel ab, der sich ein Stück nach Westen fortsetzt. Der Hauptsattel dagegen schneidet im Osten des B^{co}. de Coscastell an einer querverlaufenden Störung ab, wohl der hier nach Süden vorgreifenden großen Nordüberschiebung. Im Westen des Barranco ist der Sattel wieder da, wenn auch nur mit seinem Südflügel, während der Nordflügel im Zusammenhang mit der großen Nordüberschiebung ausfällt (Abb. 14, Prof. 10 u. 11). Bemerkenswert ist, daß hier der Sattel in ein mehr quer, nämlich nordnordwestlich gerichtetes Streichen übergeht, dem Verlauf des benachbarten Kreidenordrandes folgend. Überhaupt schmiegt sich

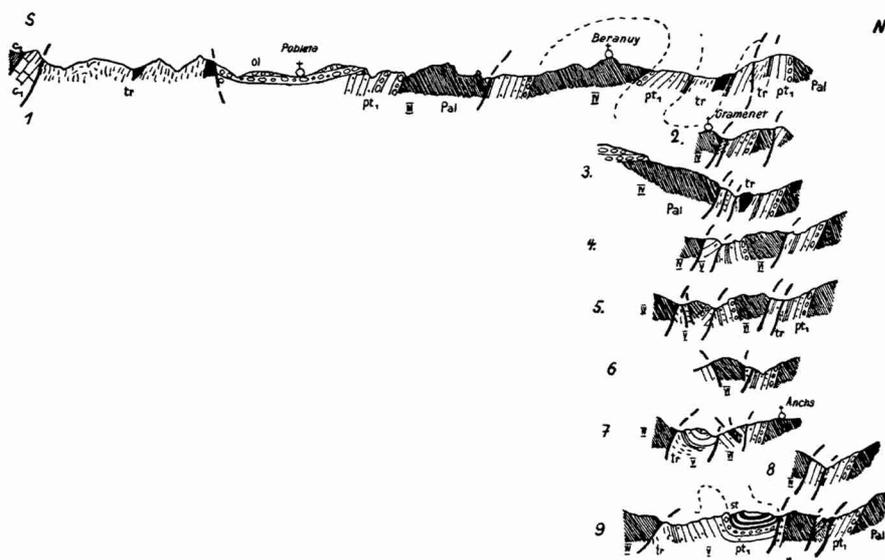


Abb. 14a. Profile durch die Nogueras-Zone von der Pallaresa bis zum Flamisell.

1 : 75 000.

Zeichenerklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1 und unter Abb. 13.

(1653)

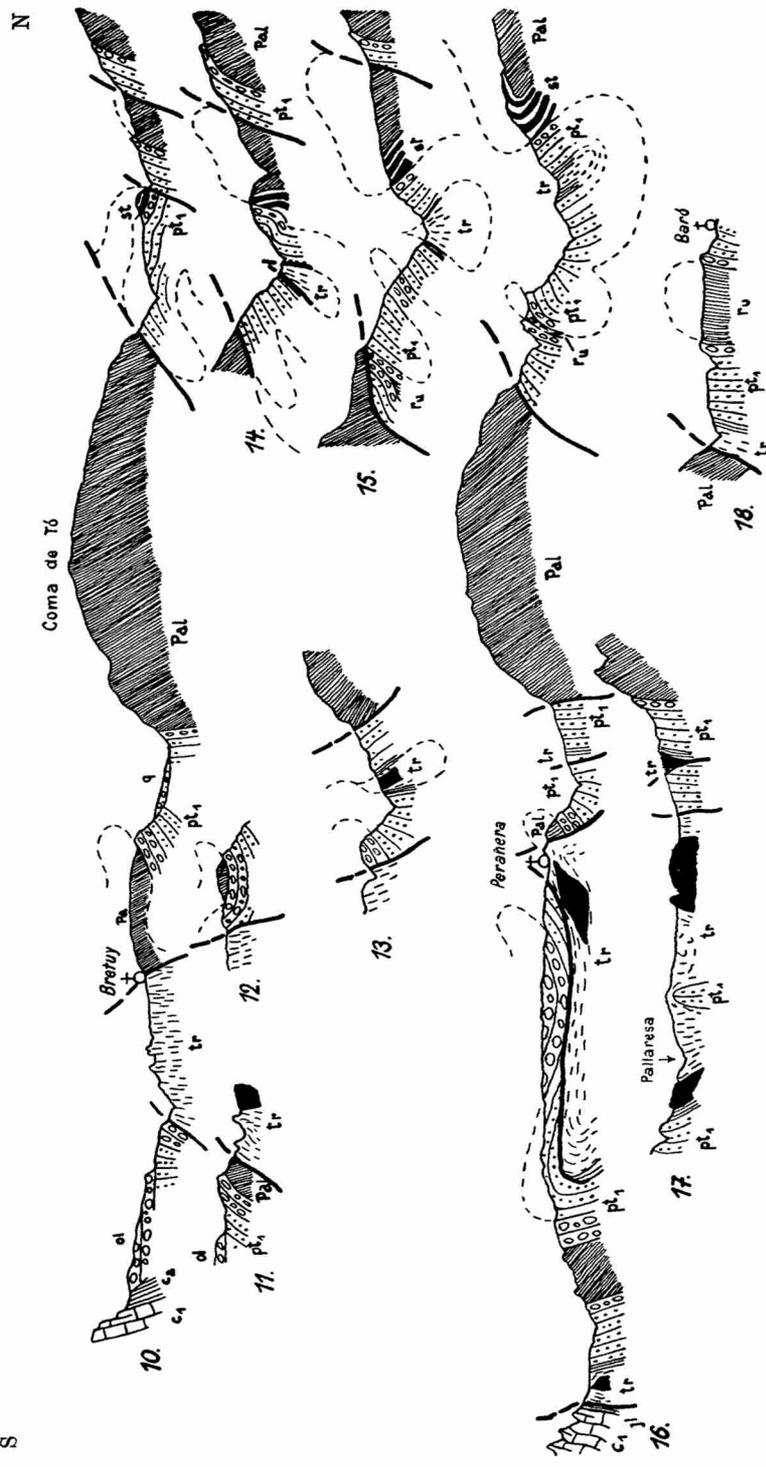


Abb. 14b. Profile durch die Nogueras-Zone von der Pallaresa bis zum Flamisell.
1 : 50 000.

Zeichenerklärung auf dem Signaturenblatt vor Tafel I und unter Abb. 13.

der Sattel von Pujol dem Kreiderand eng an, wie das Kartenbild zeigt.

Im Osten der Pallaresa fällt wiederum der Nordflügel des Sattels aus, und zugleich greift die Randstörung der Kreide von Süden her auf den Sattelkern vor, so daß er stark ausgedünnt wird und schließlich östlich von Useu am Kreiderand verschwindet.

Geht man vom Sattel von Pujol an der Pallaresa weiter nach Norden (Abb. 14, Prof. 17), so trifft man auf die palaeozoische Masse der Coma de Tó¹²⁾, die DALLONI (1913 und 1930) als Decke auffaßt („nappe des Nogueras“). Aber der Südrand der Coma de Tó zeigt eine normale Überlagerung des Palaeozoikums durch senkrechte bis überkippte Permotrias sowohl im Osten der Pallaresa (Abb. 14, Prof. 17) wie im Westen bei Selluy (Abb. 14, Prof. 10), und nur im Zwischenstück ist an der überkippten Grenze eine unbedeutende Störung aufgerissen (Abb. 14, Prof. 13 u. 16). Ebenso grenzt die Permotrias im Süden normal an die jüngere Trias an. Im Norden dagegen wird das Palaeozoikum der Coma de Tó durch eine fast an seinem ganzen Nordrand zu verfolgende nordwärts gerichtete Überschiebung begrenzt, die an der Pallaresa ziemlich steil ist (Abb. 14, Prof. 18), aber auf den Höhen zu beiden Seiten des Tales bedeutend flacher wird (Abb. 14, Prof. 15 u. 16).

Die Schuppe der Coma de Tó an der Pallaresa.

Das Palaeozoikum der Coma de Tó stellt also den Kern eines autochthonen Sattels dar, dessen Südfügel teilweise nach Süden überkippt ist, während der Kern nach Norden überschoben ist. Damit zeigt dieser Sattel eine zweiseitige Vergenz, wie sie sich schon in dem Sattel von Pujol schwach andeutete. Diese Erscheinung ist bei den meisten Falten und Schuppen der Nogueras-Zone noch bedeutend stärker ausgeprägt (s. u.) und ist der Schlüssel zu ihrem Bau.

Im Süden der Coma de Tó bildet die höhere Trias westlich der Pallaresa (bei Balastuy) eine schmale, im Osten z. T. auskeilende, von Norden her von der Coma de Tó überfaltete Mulde (Abb. 14, Prof. 13, 16, 17). An sie schließt im Süden die Permotrias des der Coma de Tó südlich noch vorgelagerten Sattels von Bretuy an, der am Ostufer der Pallaresa zu Ende geht. Dort ist nur noch sein Nordflügel da (Abb. 14, Prof. 17); aber weiter westlich (Abb. 14, Prof. 16) stellt sich auch das Palaeozoikum des Sattelkerns ein, und zwar infolge einer nach Süden zunehmenden Überkipfung der Schichtfolge über der Permotrias. Nach Süden

Die Mulde von Balastuy und der Sattel von Bretuy.

12) Ein Profil des Palaeozoikums der Coma de Tó an der Pallaresa gibt H. SCHMIDT (1931).

ist es durch eine steile Südüberschiebung abgeschnitten. Somit tritt hier wieder zweiseitige Vergenz auf, indem ein nach Norden übergelegter Sattel an seiner Südseite nach Süden überschoben ist. Das Palaeozoikum des Sattelkerns hat hier den unmittelbaren Zusammenhang mit seiner Wurzel verloren und könnte als schwimmend angesprochen werden, wenn eben nicht die von ihm überlagerte Permotrias des Nordschenkels in deutlich transgressivem Verband mit ihm stände. Diese Sachlage steigert sich weiter im Westen bei Bretuy (Abb. 14, Prof. 10 u. 12), indem dort unser wurzelloses Palaeozoikum in einer flachen Schüssel von überkippter Permotrias liegt. Dementsprechend hat DALLONI (1913 und 1930) das Palaeozoikum von Bretuy als „Klippe“ seiner „Nogueras-Decke“ aufgefaßt, wogegen, wie im Falle von Peramea (Abb. 14, Prof. 16), der normale Verband von Permotrias und Palaeozoikum geltend zu machen ist.

Die Schuppe von Useu (hierzu die Profile der Abb. 13).

Östlich der Pallaresa wird der Sattel der Coma de Tó rein nordvergent, indem an seinem Südflügel keine Überkipfung mehr auftritt. Aber südlich davon stellt sich bald wieder eine Schuppe mit zweiseitiger Vergenz ein, nämlich die Schuppe von Useu. Sie besteht aus Palaeozoikum, das im Norden meist ziemlich flach auf den Südflügel der Coma de Tó aufgeschoben ist (Profil 1—2). Nördlich von Tahús setzt diese Überschiebung vorübergehend aus, und damit stellt sich am Nordrand der Schuppe Permotrias ein, den Liegendschenkel und die Stirn eines ganz flach nach Norden überfalteten Sattels mit Palaeozoikum im Kern bildend. Der Südrand der Schuppe besteht im Westen bei Useu aus einer steilen Südüberschiebung. Östlich von Useu erscheinen an ihr unter dem Palaeozoikum die tiefsten Bänke der Permotrias, hier teilweise flacher über die ganz schmal gewordene Triasmulde hinwegbewegt, die im Süden an den ausgedünnten Rest des Sattels von Pujol grenzt und auch von ihm überfahren wird, bis er am Kreiderand verschwindet. Bald darauf gehen auch die höhere Trias der Mulde und die Permotrias des Südflügels der Schuppe von Useu zu Ende, so daß die Kreide auf das Palaeozoikum der Schuppe von Useu vorgreift. Westlich von Tahús setzt am Südrand der Schuppe wieder Permotrias ein, die bei Tahús und ebenfalls etwas weiter östlich (Prof. 1) flach nach Süden überkippt ist. Östlich von Tahús stellen sich höhere Trias und Lias ein, die Permotrias normal überlagernd, wobei die jüngeren Schichten an der steilen Aufrichtung bzw. Überkipfung nicht mehr teilnehmen (Prof. 1).

Hier im Osten ist der autochthone Charakter der Schuppe von Useu deutlich; aber an ihrem Westende, wo die steile südliche

(1656)

und die flachere nördliche Überschiebung zusammentreffen, könnte man sie für allochthon halten, und dementsprechend hat denn auch DALLONI (1913 und 1930) in ihr einen Teil seiner „Nogueras-Decke“ gesehen. Diese Auffassung wird schon durch das Auftreten von ungestörten Faltungskontakten am Süd- und Nordrand der Schuppe hinfällig, und dazu kommt die Überlagerung der Schuppe durch die Kreide. Es liegt hier der in der Nogueras-Zone so häufige Fall (s. u.) vor, daß eine Schuppe unter Divergenz von ihrer Wurzel abgedrückt worden ist und dadurch Deckenbau vortäuscht.

Im Osten wird die Schuppe von Useu durch eine steile Störung abgeschnitten, an der die südlich folgende höhere Trias nach Nordosten vorgreift. Über dieser Trias findet sich eine isolierte Scholle von Jura und Kreide, die an einer flachen Abscherung etwas nach Norden geglitten ist (Prof. 2). Bei La Guardia springt die Trias an einer zweiten nordöstlich streichenden Störung wieder bis an den Rand des Jura-Kreide-Massivs zurück und wird durch eine unter diesem Massiv herauskommende paläozoische Scholle abgelöst, die wie die Schuppe von Useu auf den Südfügel der Coma de Tó aufgeschoben ist (Prof. 3), aber wahrscheinlich nicht als deren unmittelbare Fortsetzung angesehen werden darf. Leider sind die Zusammenhänge nördlich von La Guardia durch Quartär verhüllt. Bemerkenswert ist, daß nahe dem Nordende der vorspringenden Trias ein schmaler Streifen von Jura grabenartig im Paläozoikum eingeklemmt ist. So ist wahrscheinlich auch die Trias von La Guardia mitsamt der sie überlagernden abgescherten Jura-Kreide-Scholle zwischen den paläozoischen Schuppen eingeklemmt.

Die paläozoische Schuppe, die östlich von La Guardia die Trias ablöst, verschwindet nach Osten hin bald unter dem Jura-Kreide-Massiv, das damit auf die Permotrias und anschließend auf das Paläozoikum der Coma de Tó übergreift (Abb. 13, Prof. 4—5). Dabei fällt die Abscherungsfläche an der Basis des Massivs ebenso wie weiter westlich nach Süden ein. Die Permotrias der Coma de Tó ist dort, wo sie am Kreiderand verschwindet (Abb. 13, Prof. 3), und ebenso etwas weiter östlich, wo sie — wohl an einer Querstörung — wieder erschienen ist (Abb. 13, Prof. 3), örtlich steil nach Süden überkippt. Hierin deutet sich noch einmal ganz schwach eine südliche Vergenz an. Die östliche Permotrias springt bei Trejabel nach Norden vor als seichte Quermulde, die von Westen her von dem Paläozoikum flach überschoben wird (Abb. 13, Prof. 6). Hier tritt also reine Ostvergenz auf. Im Süden endet die Permotrias am Kreiderand, und von hier ab besteht die Coma de Tó ausschließlich aus Paläozoikum. Einige Kilometer

Die Schuppe der Coma de Tó zwischen Segre und Flamisell.

weiter östlich geht sie zu Ende, indem ihre nördliche Randüberschiebung in einem nach Osten konvexen Bogen an den Rand des Jura-Kreide-Massivs heranläuft. Unter dem Paläozoikum kommt höhere Trias heraus, die — wie üblich stark spezialgefaltet — jetzt den Raum zwischen der mesozoischen Kalkmasse und der axialen Permotrias einnimmt. Im einzelnen verweise ich auf die Beschreibung des Ostendes der Coma de Tó durch H. ASHAUER (1934, S. 88). Seine Kartierung schließt hier an einer östlich der Quermulde von Trejabel nach Guils verlaufenden Linie an und liegt in diesem Teil auch meiner Karte (Tafel 1) zugrunde.

An ihrem Ostende könnte man die Coma de Tó für eine Decke halten („Nogueras-Decke“ DALLONI's (1913 und 1930)). Aber dem widerspricht schon das wenig weiter westlich zu beobachtende Einschieben des Paläozoikums unter die Jura-Kreide-Masse, und an der Pallaresa (s. S. 59) wie am Flamisell (s. S. 63) ist der autochthone Charakter der Schuppe ja völlig deutlich. Dementsprechend haben auch JACOB, FALLOT, ASTRE & CIRY (1926) der Auffassung DALLONI's widersprochen, allerdings nur hier im Osten, während auch sie wenig weiter westlich in der Nogueras-Zone noch Deckenbau annehmen.

ASHAUER meint, daß das Paläozoikum der Coma de Tó am Nordrand der Kreide als an einer dazu vorbestimmten Schwächestelle herausgepreßt worden sei. Hier am Ostende der Schuppe könnte man freilich zu dieser Auffassung kommen; aber weiter westlich ist ersichtlich, daß es sich um eine von mehreren, inmitten der Nogueras-Zone wurzelnden Schuppen handelt, und daß der Kreiderand für ihre Entstehung nicht entscheidend war. Die Rolle des Kreiderandes besteht östlich der Pallaresa in der Hauptsache darin, daß er nacheinander drei Schuppen abschneidet. Im Zusammenhang damit biegt das Streichen am Südrand der östlichen Coma de Tó in südöstliche Richtung um, und bei Trejabel tritt in ihrem Innern sogar eine rein ostvergente Überschiebung auf. Dementsprechend dürfte auch die nördliche Randüberschiebung der Schuppe hier nicht wie weiter westlich rein nach Norden vergieren, sondern es dürfte eine gewisse Ostbewegung hinzukommen.

Die flache Überschiebung am Nordrand der Coma de Tó ist bis weit nach Westen zu verfolgen (Abb. 13 und 14). An der Pallaresa springt sie nach Süden zurück und bei Malmercat ist sie gestaffelt bzw. verzweigt. Dadurch wird von der Coma de Tó eine Spezialschuppe (Schuppe von Arcalis¹³⁾, s. S. 63) abgetrennt,

13) Arcalis liegt auf der Ostseite der Pallaresa im Kern dieser Schuppe. (1658)

die im Osten und Süden von der eigentlichen Coma de Tó überschoben wird. Die Störung, die westlich der Pallaresa noch flach ist (Abb. 14, Prof. 15, 14 u. 10), wird weiter nach Westen bald steil (Abb. 14, Prof. 9, 7 u. 5—2), und schließlich wird sie nahe dem Flamisell durch normalen Verband abgelöst. Dabei herrscht nördliche Überkipfung, und im Profil des Flamisell (Abb. 14, Prof. 1) zeigt der Sattel wie im Osten der Pallaresa reine Nordvergenz, indem sein Südflügel nicht mehr überkippt ist. Südlich der Coma de Tó erscheint am Flamisell unter dem Oligozän eine weitere nordvergente Schuppe, die wohl dem Sattel von Bretuy entspricht.

Am Westufer des Flamisell taucht der Sattel der Coma de Tó unvermittelt nach Westen ab, und zwar nicht nur steil, sondern sogar überkippt, und so tritt uns an der Westseite des Flamisell gegenüber Beranuy das eigenartige Bild eines Sattels entgegen, der unter Wahrung des normalen Verbandes nach drei Seiten hin sein Hangendes überfaltet hat. Das plötzliche Abtauchen der Coma de Tó hängt mit einer Quermuldung zusammen. Derselben Richtung folgt ein kurzer Zug von horstartig in die Obertrias eingespießtem Paläozoikum, der bei Antist von der südlichen Schuppe abzweigt. In die axiale Serie gehen diese querverrichteten Elemente nicht hinein.

Die Schuppe von Arcalis, die sich östlich der Pallaresa von der Coma de Tó abtrennt (s. S. 62), ist zunächst ziemlich steil auf eine enge Mulde, die Mulde von Escós¹⁴), aufgeschoben; aber nahe Arcalis geht diese Störung zu Ende, so daß die Schuppe sich in einen Sattel verwandelt, und zugleich damit taucht das Paläozoikum des Sattelkerns steil nach Westen ab. Der Sattel ist zunächst steil und nur schwach nordüberkippt (Abb. 14, Prof. 18), aber nach Westen hin wird seine Nordüberkipfung bedeutend stärker (Abb. 14, Prof. 16 usw.), und dann verschwinden der Südschenkel (Hangendschenkel) und der aus den Unterrotliegend-Pflanzenschiefern von Baró und den Basalkonglomeraten der Permotrias bestehende Kern unter der nördlichen Randüberschiebung der Coma de Tó, sodaß nur noch der Nordschenkel (Liegendschenkel) sichtbar bleibt (Abb. 14, Prof. 15 u. 14, auch 10). Die Permotrias des Liegendschenkels besitzt allerdings eine ungewöhnlich große Mächtigkeit, und die Vermutung, daß hier Faltungswiederholungen vorliegen, wird dadurch gestützt, daß südlich von Escós inmitten der Permotrias Konglomerate vom Aussehen der Basalkonglomerate auftauchen, die wohl einem Sattelkern entsprechen (Abb. 14, Prof. 15).

Die Schuppe von Arcalis und die Mulde von Escós.

14) Escós liegt westlich der Pallaresa im Kern der Mulde.

Im Norden grenzt der aus der Schuppe von Arcalis hervorgehende Sattel ebenso wie jene an die Mulde von Escós, deren Kern von Baró ab aus höherer Trias besteht. Zunächst ist diese Triasmulde zwischen Baró und Escós im Gegensatz zu dem südlich folgenden Sattel südüberkippt (Abb. 14, Prof. 16), dann wird sie weiter westlich von beiden Seiten von der Permotrias überfaltet (Prof. 15), bis sie endlich noch weiter westlich rein südwärts fällt (Prof. 14). Zugleich damit stellt sich am Südflügel eine Störung ein, an der südöstlich von Mencuy die höhere Trias auskeilt. Diese Störung bildet als steile Überschiebung weiterhin die Nordgrenze der Schuppe von Arcalis bis zu deren Westende (Abb. 14, Prof. 10, 9, 7, 5 u. 4). Der innere Bau der Schuppe von Arcalis hat sich nach Westen im Prinzip nicht wesentlich geändert, aber die zunehmende Überkipfung des nördlichen Sattelflügels (Liegendschenkels) führt schließlich dazu, daß nicht nur wie in Prof. 15 der Südflügel (Hangendschenkel) und der Kern, sondern auch die Wurzel des Liegendschenkels unter der Überschiebung der Coma de Tó verschwinden (Abb. 14, Prof. 10, 9 u. 7). So bildet die Permotrias des noch vorhandenen Restes des Liegendschenkels gewissermaßen eine Schüssel, in der auf der Höhe südwestlich von Mencuy sogar noch Stephan liegt, und zwar in ungestörtem Transgressionsverband mit der Permotrias. Entsprechend dem Schüsselbau der überkippten Schichtfolge erscheint im Süden unter der Permotrias mit normalem Verband auch noch höhere Trias.

Auch hier treten also wieder Lagerungsverhältnisse auf, die, für sich betrachtet, die Annahme einer nicht autochthonen wurzellosen Scholle rechtfertigen würden¹⁵⁾; aber das Wurzeln läßt sich eben durch Weiterverfolgen der Verhältnisse nach Osten hin beweisen. Die Sachlage ist jener im Süden der Coma de Tó bei Bretuy recht ähnlich; entsteht doch auch dort der Eindruck des Schwimmens dadurch, daß der Liegendschenkel eines flach nordüberkippten Sattels im Süden durch eine Störung von seiner Wurzel abgetrennt wird. Ein Unterschied liegt nur in der Art dieser Störung; bei Bretuy handelt es sich nämlich im Gegensatz zur nördlichen Richtung der Überfaltung um eine steile Südüberschiebung des Sattels auf die ihm südlich vorgelagerte Muldenzone, bei der Schuppe von Arcalis dagegen um die Aufschiebung der

15) Entsprechend geben auch JACOB, FALLOT, ASTRE & CIRY (1926) hier eine allochthone Permotrias-Klippe an.

nächstsüdlichen Schuppe in derselben nördlichen Richtung, die auch die Überfaltung zeigt.

Verfolgt man die Schuppe von Arcalis nach Westen weiter, so trifft man auf ein zweites, kleineres Vorkommen von Paläozoikum inmitten der Permotrias, dessen Stellung der des Stephans von südwestlich Mencuy entsprechen dürfte (Abb. 14, Prof. 5). Eine Störung an der Südseite dieser kleinen paläozoischen Scholle kompliziert das Bild. Wenig weiter westlich geht dann die Schuppe von Arcalis zu Ende.

Nördlich der Schuppe von Arcalis findet sich noch eine weitere, Die Schuppe von Mencuy. bedeutend einfacher gebaute Schuppe, nämlich diejenige von Mencuy, die nordwestlich von Barb unter Auftreten einer Störung von der axialen Randserie abzweigt. Sie besteht hier aus einer im Süden gegen die Mulde von Escós hin überkippten Schichtfolge, die an ihrer Nordseite der axialen Permotrias steil aufgeschoben ist (Abb. 14, Prof. 16 und 15). Hier herrscht also wieder zweiseitige Vergenz. Die gegen die Mulde von Escós gerichtete Südüberfaltung endet allerdings bald, und wenig westlich von Escós fällt die ganze Serie normal nach Süden (s. S. 64 und Abb. 14, Prof. 14 und 10). Westlich von Mencuy stellt sich eine neue, steil nordgerichtete Teilschuppe von Paläozoikum innerhalb der Schuppen von Mencuy ein (Abb. 14, Prof. 9) und wird zu ihrem Hauptbestandteil (Abb. 14, Prof. 8—14), während der nördliche, auf die axiale Serie aufgeschobene Teil der Schuppe von Mencuy nach Westen zu sich verdünnt und schließlich westlich von Anchs¹⁶⁾ als kleiner Spezialsattel abtaucht (Abb. 14, Prof. 8—4). Die Schichten der Hauptschuppe zeigen im Westen wieder Südüberkipfung (Abb. 14, Prof. 7—4), die jener entspricht, welche im Ostteil der Schuppe von Mencuy gegen die Mulde von Escós gerichtet ist. Die Schuppe von Mencuy zeigt also dort im Westen wieder zweiseitige Vergenz. Noch weiter westlich verdünnt sie sich zu einem schmalen Zug von Permotrias und höherer Trias (Abb. 14, Prof. 3 u. 2), der östlich des Flamisell zu Ende geht.

Die im Norden die Nogueras-Zone begrenzende axiale Randserie, bestehend aus dem Variscikum der Axialzone, aus teilweise Der Südrand der Axialzone und die Quermulde von Sort. nachvariscischem Oberkarbon, aus Permotrias und vielfach auch noch höherer Trias, fällt östlich der Pallaresa ziemlich flach nach Süden (Abb. 13). An der Pallaresa springt sie in Form einer tiefen Quermulde weit nach Norden zurück. Im Süden ist die

16) Anchs liegt im Kern des von der Axialzone nach Süden vorspringenden kleinen Quersattels.

Querfaltung schon innerhalb der Nogueras-Zone erkennbar, indem in den Schuppen nördlich der Coma de Tó das Streichen umbiegt. Westlich von Malmercat setzt dann an einem zunächst nordwestlich streichenden Bruch ein breiter Streifen von höherer Trias ein, der die normale axiale Schichtfolge durchschneidet und sich, grabenartig zwischen Paläozoikum versenkt, bis nördlich von Sort fortzieht. Noch weiter nördlich findet sich bei Rialp im Pallaresa-Tal inmitten des Paläozoikums ein Vorkommen von Permotrias, in dem JACOB, FALLOT, ASTRE & CIRY (1926) ein Fenster gesehen haben; aber bereits H. SCHMIDT (1931) hat darauf hingewiesen, daß man diese Trias ebensogut als eine teilweise überkippte Mulde auffassen könne. Daß dieses zutrifft, geht aus dem normalen Verband zwischen Permotrias und Paläozoikum hervor. Zudem ist die auf dem Westflügel der Mulde zu beobachtende Überkipfung nicht sehr stark. Wir sehen hier also noch einmal ein besonders tief eingefaltetes Stück der Quermulde von Sort vor uns.

Westlich der Pallaresa (Abb. 14) deutet sich in der sonst bei jetzt steilem Südfallen gleichmäßig durchstreichenden axialen Randserie noch einmal Querfaltung an, indem sich bei Anchs ein kleiner Quersattel südwärts gegen die Schuppe von Mencuy vorschiebt.

Zusammenfassung.

In dem Raum zwischen Segre und Flamisell schaltet sich als „Zone der Nogueras“ zwischen die Axialzone und die Kreide der Südpirenen eine Reihe von Falten und Schuppen, die meist als bezeichnendes Merkmal eine zweiseitige Vergenz zeigen, d. h. Faltung bzw. Überschiebung nach beiden Seiten. So sind hier öfter Mulden zwischen den Sätteln von beiden Seiten her überwältigt worden (Mulde von Balastuy, Mulde von Escós). Die Nordfaltung steht dabei nicht etwa untergeordnet neben einer vorherrschenden Südfaltung, sondern sie überwiegt schon in den Fällen der zweiseitigen Vergenz, und vielfach herrscht sie sogar allein, so im Westen am Flamisell und besonders im Osten nahe dem Segre.

Zweierlei charakterisiert mithin den Bau dieses Teiles der Nogueras-Zone, nämlich erstens der autochthone Charakter der Tektonik, bei dem nur stellenweise durch besondere Komplikationen ein wurzelloses Schwimmen vorgetäuscht wird, und zweitens die zweiseitige Vergenz mit starkem Vorherrschen der Nordbewegung.

b. Der Übergang von der autochthonen Tektonik mit zweiseitiger Vergenz in den scheinbar allochthonen Bautyp der „Deckschuppen“ im Gebiet zwischen Flamisell und Mañanet.

(Hierzu die Profile in Abb. 15.)

Westlich des Sattels der Coma de Tó stellt sich, etwas nördlich gestaffelt zu ihm, inmitten von höherer Trias eine neue Schuppe, diejenige der S^a. de S^{ta}. Coloma ein, die wieder den bezeichnenden Bau mit zweiseitiger Vergenz zeigt. Sie besteht an ihrem Ostende aus einer steil stehenden, zum Teil gegen Süden schwach überkippten Schichtfolge von Keuper, Muschelkalk, Permtrias und Paläozoikum und ist hier nach Norden an steiler Störung der axialen Trias aufgeschoben (Prof. 7). Nach Westen zu reißt an ihrer Südseite zwischen Permtrias und höherer Trias eine Störung auf, und zugleich wird die Südüberfaltung ausgeprägter, wie Prof. 6 zeigt. Aber nahe der nördlichen Überschiebung wird in diesem

Die Sierra de Sta. Coloma.

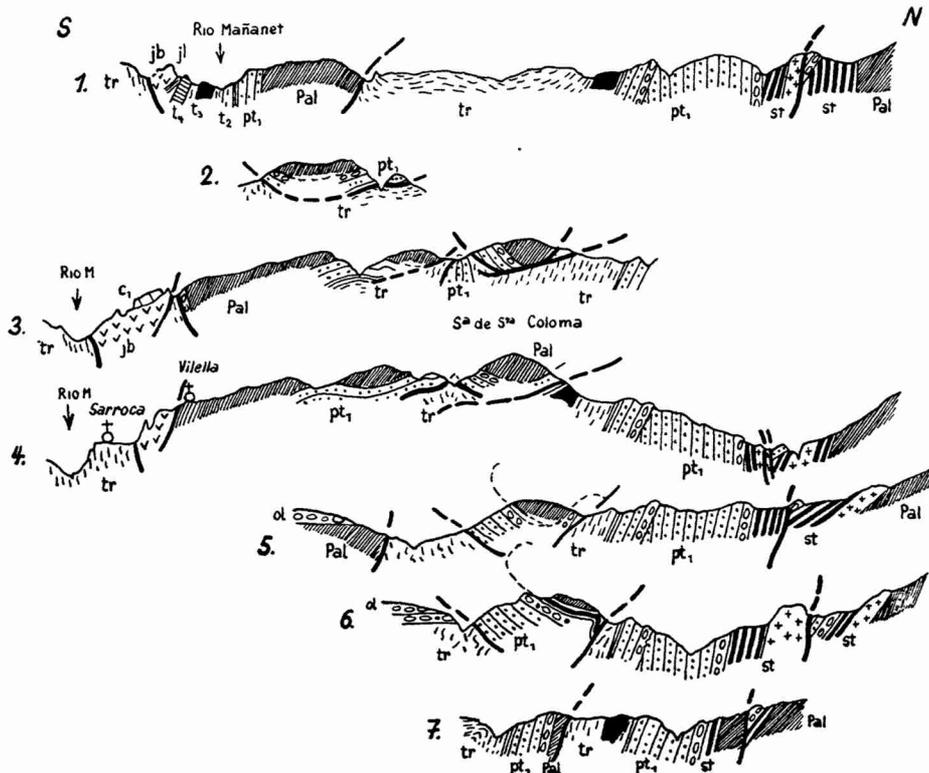


Abb. 15. Profile durch die Nogueras-Zone zwischen Flamisell und Mañanet.

1:50 000. Erläuterungen siehe auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

Profil das Fallen der überkippten Serie wieder senkrecht, d. h. der übergelegte Sattel biegt zu seiner Wurzel hin um. Noch weiter westlich wird nun einerseits die nordwärts gerichtete Randüberschiebung unserer Schuppe noch bedeutend flacher, und andererseits nimmt die Flachheit der Südüberkippfung und -überschiebung des Sattelkerns noch stark zu, so daß die im Süden unter das Paläozoikum eintauchende Permotrias am Nordrand der S^a. de S^{ta}. Coloma verschiedentlich wieder hervorkommt (Prof. 5—3). Schließlich schwimmt am Westende der S^a. de S^{ta}. Coloma (Prof. 3) die überkippte Serie von Permotrias und Paläozoikum wurzellos auf der höheren Trias. Allein auf Grundlage des Profils 3 würde man gewiß mit JACOB, FALLLOT, ASTRE & CIRY (1926) zu der Annahme einer von fernher überschobenen Deckscholle kommen; doch ließ sich ja soeben zeigen, daß diese Deckscholle sich von Osten her aus einer autochthonen Schuppe mit zweiseitiger Vergenz entwickelt. So läßt sich hier der Anteil der Nord- und der Südbewegung am Zustandekommen des Schwimmens noch leicht trennen.

Das in der westlichen S^a. de S^{ta}. Coloma erkennbare tektonische Bild wiederholt sich weiter westlich in der Noguerras-Zone auf weite Erstreckung, allerdings ohne daß sich das Wurzeln nochmals so völlig klar erweisen ließe. Somit liegt in der S^a. de S^{ta}. Coloma geradezu der Schlüssel für die Tektonik der Noguerras-Zone.

Die Schuppe von
Vilella.

Im Südwesten der S^a. de S^{ta}. Coloma kommt unter dem Oligozän eine weitere paläozoisch-permotriadische Masse heraus, die Schuppe von Vilella. Sie besteht im wesentlichen ähnlich der westlichen S^a. de S^{ta}. Coloma aus einer der höheren Trias aufgeschobenen überkippten Schichtfolge (Prof. 4—1), wobei zum Teil die Störung zwischen Permotrias und höherer Trias nur geringes Ausmaß besitzt, indem die Grenzschichten der Permotrias am Kontakt erhalten sind, zum Teil aber Paläozoikum auch unmittelbar an die höhere Trias grenzt. Die Schuppe von Vilella entspricht wahrscheinlich dem Sattel von Bretuy (s. o. S. 59). Ob sie ihre Stellung im tektonischen Hangenden der höheren Trias durch Überfaltung und Überschiebung rein nach Norden erhalten hat und dementsprechend im Süden wurzelt, oder ob sie vergleichbar vielen anderen Fällen das Ergebnis divergenter Faltung ist und also in ihrem eigenen Untergrunde wurzelt, geht aus den Lagerungsverhältnissen nicht einwandfrei hervor. Im Süden grenzt die Schuppe von Vilella mit steiler Störung an die höhere Trias und den Dogger des Nordrandes der Kreidezone (Prof. 4 u. 3).

(1664)

Im Westen wird die Schuppe von der höheren Trias begrenzt und unterteuft.

Wenig westlich der Schuppe von Vilella erscheint, von einer Querstörung begrenzt, erneut Paläozoikum in einer einfach gebauten nordgerichteten Schuppe (Prof. 1). Im Süden wird es durch eine ungestörte Folge jüngerer Schichten bis zum Dogger abgelagert, im Norden ist es östlich des Mañanet steil auf die höhere Trias aufgeschoben. Die Überschiebung biegt westlich des Mañanet nach Norden um; hier fließt der Mañanet in der höheren Trias, während die Höhen westlich von ihm aus Paläozoikum bestehen. Am Zustandekommen dieses Bildes ist aber neben der Überschiebung auch eine Querfaltung wesentlich beteiligt, die auch am Streichen der höheren Trias zu erkennen ist. Von ihr zeugt auch das starke nordwärtige Vorspringen des Kreiderandes westlich des Mañanet; das bringt mit sich, daß das Paläozoikum von Iglesias nach Westen hin am Kreidenordrand verschwindet. Wie dabei die tektonischen Beziehungen im einzelnen geartet sind, verbirgt das Oligozän.

Die axiale Randserie zeigt zwischen Mañanet und Flamisell (Abb. 15) dasselbe Profil wie am Flamisell selbst; ein dort einsetzender Bruch mit gesunkenem Nordflügel, die Störung von Aguiró, setzt sich noch weit nach Westen fort.

c. Die zweiseitig vergenteten autochthonen „Deckschuppen“ zwischen Mañanet und Ribagorzana.

(Hierzu die Profile in Abb. 16.)

Indem bei Sentis der Kreidenordrand ganz nahe an die axiale Permotrias herankommt, fehlt hier die Zone der Nogueras fast ganz; sie verbreitert sich aber nach Westen zu wieder, und schon gleich westlich Sentis stellt sich inmitten von höherer Trias wieder eine paläozoisch-permotriadische Masse ein, die sich bis zum Rio Tor nördlich von Pont de Suert erstreckt (Masse von Gotarta). Im Süden reicht sie meist bis an die Kreide. Die Grenze wird am Ostende der Masse durch eine steil südfallende Störung gebildet, die sich am B^{co}. de Sas¹⁷⁾ senkrecht stellt (Prof. 15, 13 u. 10). Weiter westlich fällt sie wieder nach Süden (Prof. 8) und im B^{co}. de Peranera ganz flach etwa parallel mit der Basis des Jura-Kreide-Massivs (Prof. 7), und im Westen des B^{co}. de Peranera greift an ihr die Unterkreide über die Permotrias hinweg bis auf das Paläozoikum vor (Prof. 6). Erst weiter westlich kommt die

17) Zur Orientierung auf Tafel 1: der B^{co}. de Sas liegt dort, wo am Kreidenordrand Jura und Carñiolas erscheinen.

Permotrias wieder zum Vorschein (Prof. 4), und mit dem weiteren Zurückweichen des Kreiderandes nach Süden stellt sich auch die höhere Trias wieder ein (Prof. 3). Alles in allem ist hier also das Jura-Kreide-Massiv an einer flachen Abscherungsfläche ein Stück nordwärts gegliitten (vgl. die Verhältnisse bei Alins, S. 77). Zur Ribagorzana hin weicht der Kreidenordrand noch mehr zurück, und damit springt die höhere Trias von Pont de Suert im Tal der Ribagorzana weit nach Süden vor, dieses im Zusammenhang mit einer schwachen Queraufsattelung, die sich aus dem Fallen der Kreide zu beiden Seiten des Tales ergibt und auf der Westseite der Ribagorzana den Kreiderand nach Norden verschiebt. Sie geht einige Kilometer südlich von Pont de Suert zu Ende. Westlich von ihr fehlt die weiter östlich vorhandene Abscherung am Nordrand des Jura-Kreide-Massivs, vielmehr liegen dort Trias und Jura normal aufeinander (Abb. 17, Prof. 15).

Der Nordrand der Jura-Kreide-Masse ist also nicht einheitlich gebaut; denn teilweise ist sie an einer Abscherungsfläche nach Norden geschuppt worden, teilweise endet sie auch mit einer senkrechten Störung wie im B^{co}. de Sas oder mit normalem Auflager wie westlich der Ribagorzana.

Der Ostteil der Masse von Gotarta mit den Schollen von Castellans und Sentis (zwischen Sentis und Bco. de Peranera).

Der Ostteil der dem Kreiderande vorgelagerten Masse von Gotarta besteht in dem klaren Profile des B^{co}. de Peranera (Abb. 16, Prof. 7) aus Stirn und Liegendschenkel eines flach nach Süden überkippten Sattels, der im Norden von einer ziemlich steilen Nordüberschiebung abgeschnitten wird; hier liegt also wieder ein Fall von zweiseitiger Vergenz vor. Im Süden ist an der Stirn der normale Verband erhalten geblieben.

Am Nordrand des Paläozoikums stellt sich auf der Ostseite des B^{co}. de Peranera (Prof. 8) Permotrias ein, die durch Paläozoikum von Süden her ziemlich flach überfahren wird und ihrerseits wieder flach auf höhere Trias überfaltet und überschoben ist.

Das Altpaläozoikum der Masse von Gotarta setzt sich vom B^{co}. de Peranera nach Osten bis über den B^{co}. de Sas (s. S. 69) hinaus fort (Prof. 8—10, 12 u. 13). Dort wird es von Stephan umschlossen, und weiter östlich vereinen sich auch die südliche und die nördliche Permotrias, ringsum steil unter das Stephan einfallend. Alles das legt die Annahme nahe, daß hier ebenso wie im B^{co}. de Peranera (Prof. 7) das Paläozoikum überkippt in einer Schüssel jüngerer Gesteine liegt; die Schichtfolge wäre dann hier nach ihrer Überkipfung noch sehr stark eingemuldet worden. Es ist doch auch recht unwahrscheinlich, daß der 2 km weiter westlich (Prof. 7) noch flach nach Süden übergelegte Sattel sich bis zum

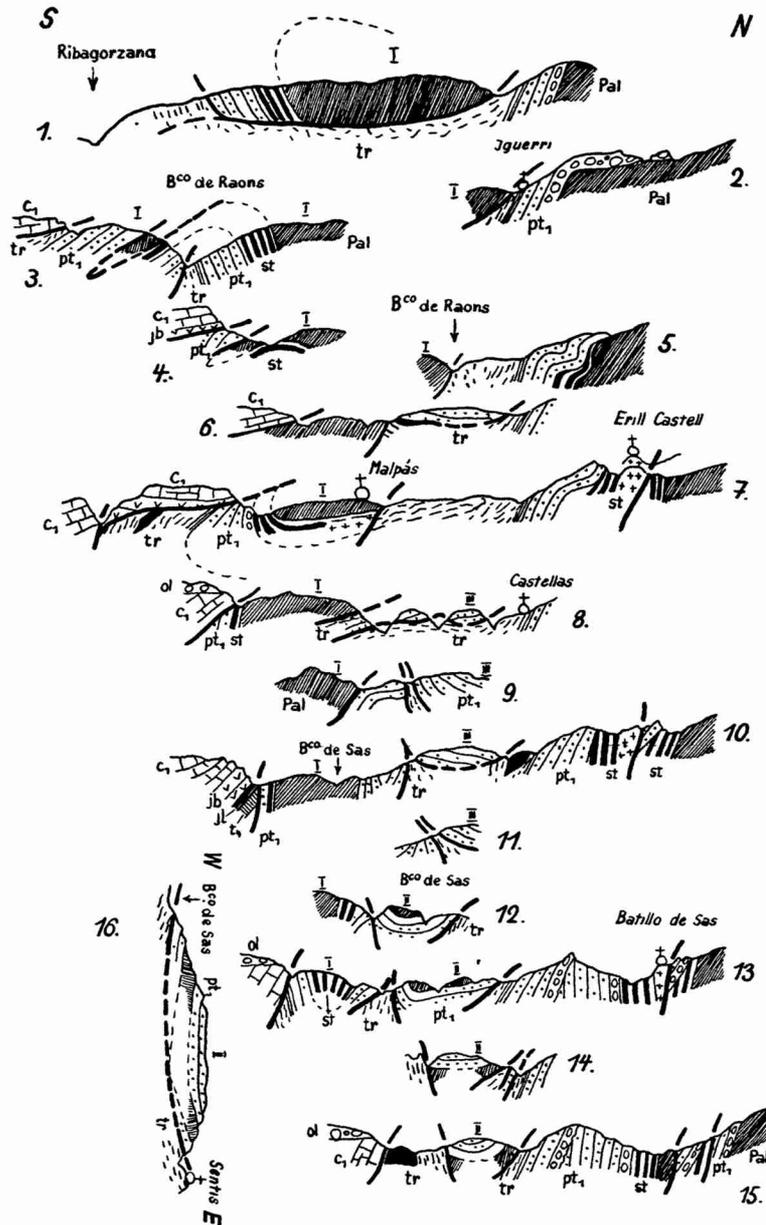


Abb. 16. Profile durch die Noguera-Zone zwischen Mañanet und Ribagorzana.

1: 50000. Erläuterungen auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

B^{co}. de Sas (Prof. 10) in einen an Ort und Stelle wurzelnden steilen, am Nordflügel etwas überkippten Sattel verwandeln sollte, der nach Osten hin unter allseitiger steiler Überkipfung abtauchte (Prof. 13). Etwas östlich des Stephans geht auch die Permotrias zu Ende.

Nördlich vom Ostende der eigentlichen Masse von Gotarta, von ihr getrennt durch einen schmalen Streifen von höherer Trias, liegt im Osten des B^{co}. de Sas die Scholle von Sentis¹⁸⁾ (Prof. 12 bis 16). Sie grenzt im Osten, Norden und Nordwesten mit Überschiebungen an höhere Trias und besteht wieder aus einer flach übergelegten Falte mit Paläozoikum im Kern. Und zwar ist hier nicht nur der inverse Liegendschenkel, sondern außerdem eine hangende Permotrias erhalten geblieben, während eine Sattelstirn allerdings nicht da ist. Im Süden wird die Scholle von einem senkrechten Bruch abgeschnitten. Auf der Westseite des B^{co}. de Sas setzt sich nur die Permotrias des Liegendschenkels fort, sich vereinigend mit jener, die dem Paläozoikum der Masse von Gotarta nördlich vorgelagert ist.

Im Norden dieser Permotrias findet sich zwischen B^{co}. de Sas und B^{co}. de Peranera noch eine flache, anscheinend wurzellose Scholle von Permotrias (Scholle von Castellás¹⁹⁾), getrennt von ihr durch einen schmalen Streifen von höherer Trias (Prof. 8—11).

Die Beziehung der Schollen von Sentis und von Castellás zu der eigentlichen Masse von Gotarta ist nicht völlig eindeutig. Wenn letztere wirklich wie im B^{co}. de Peranera (Prof. 7), so auch im Osten (Prof. 10 u. 13) aus Kern und Liegendschenkel eines südüberkippten Sattels besteht (s. o.), dann können die beiden ihr vorgelagerten Schollen sehr wohl mit ihr zusammen eine einheitliche Schubmasse bilden, bestehend aus einer inversen Schichtfolge, die — erst südgefaltet — durch Nordschub von ihrer Wurzel losgerissen wurde. Die schmalen Streifen von höherer Trias im Süden der beiden Schollen wären dann Aufbrüche des tektonisch Liegenden. Umgekehrt könnte man sie auch als eingeklemmte Mulden auffassen. Dann müßte es sich bei den Schollen von Sentis und von Castellás um selbständige, wahrscheinlich zweiseitig vergente Schuppen handeln, die im Zusammenhang mit der eigentlichen Masse von Gotarta herausgepreßt worden wären.

Der Abschnitt von Sentis bis zum B^{co}. de Peranera zeigt,

18) Sentis liegt am Ostende dieser Scholle.

19) Castellás liegt an der Nordwestseite dieser Scholle oberhalb des B^{co}. de Peranera.

von allen Einzelkomplikationen abgesehen, als wesentlichen tektonischen Zug, daß durch flache Überfaltung — die bei der eigentlichen Masse von Gotarta nachweisbar nach Süden gerichtet ist — inversgewordene Schichtfolgen durch teils flachere, teils steilere Nordschuppung von ihrer Wurzel losgerissen werden. Das sind Verhältnisse analog denen, die schon weiter östlich aufgezeigt wurden.

Westlich des B^{co}. de Peranera zeigt die Masse von Gotarta denselben Bau wie im Osten. Unmittelbar im Westen des Tales ist ihr eine Scholle von Permotrias nördlich vorgelagert (Prof. 6), die flach auf die höhere Trias überfaltet und überschoben ist und von dem Paläozoikum durch eine steile Störung getrennt wird. Sie besitzt genau dieselbe Stellung wie die Scholle von Castellas auf der Ostseite des B^{co}. de Peranera. Weiter westlich kommt die nördliche Randüberschiebung des Paläozoikums immer näher an die axiale Permotrias heran (Prof. 5 u. 2). Dadurch werden die Verhältnisse bedeutend einfacher. Ein Profil am Nordwestende der Scholle von Gotarta zeigt eine ziemlich steil nach Südwesten überkippte Schichtfolge, die auf höherer Trias schwimmt (Prof. 1). Dabei ist die südwestliche Grenze der Permotrias gegen die höhere Trias eine parallel dem Schichtfallen ziemlich steil eintauchende Überschiebung von nur unerheblichem Ausmaß; denn vielfach ist der Kontakt bis auf unbedeutende Abscherungen so gut wie normal, so daß man ebensogut von Überfaltung sprechen könnte. Demgegenüber ist die Störung, die am Nordwestende der Scholle über dem Tal des Tor ausstreicht, recht flach und von größerem Ausmaß, indem von ihr die verschiedenen Schichten der überkippten Serie abgeschnitten werden, und erst nahe der axialen Permotrias hebt sie sich nach Norden heraus. Diese Überschiebung bildet die Basis der Scholle von Gotarta. Sie fällt nicht mit dem steilen, verhältnismäßig normalen Überfaltungskontakt der Südwestseite zusammen, sondern kappt ihn genau so wie sie die verschiedenen Schichtgrenzen der Scholle abschneidet. Von der Südüberfaltung ist also eine anschließend erfolgte Überschiebung zu trennen, welche nach Norden gerichtet ist, wie durch die in der Noguerras-Zone weiter östlich erkannten Verhältnisse sichergestellt wird (vgl. auch S. 74—75).

Der Westteil der
Masse von Gotarta.

Verfolgt man die überkippte Schichtfolge am Südwestrande der Masse von Gotarta im Streichen weiter nach Südosten, so sieht man, wie sie im unteren B^{co}. de Raons (östlich von Pont de Suert) eine Aufsattelung bildet, deren Kern aus höherer Trias besteht (Prof. 3 u. 4). Dieser „Sattel“ — eigentlich eine Mulde in Sattelstellung — streicht ost-westlich und besitzt ein starkes

östliches Axialgefälle, das ein Umbiegen des Streichens von Nordwest-Südost in Nordost-Südwest bedingt. Auf dem flacheren Südflügel des Sattels ist außer der überkippten Permotrias im Liegenden des Paläozoikums auch eine flach südfallende hangende Permotrias vorhanden. Sie setzt jene fort, die im B^{co}. de Peranera (Prof. 7) die Stirn des nach Süden übergelegten Sattels bildet. Entsprechend sehen wir auch hier (Prof. 3) die Stirn der Falte vor uns, und zwar taucht sie nach Süden hin ein. Die hangende Permotrias grenzt nur im Westen mit einer Überschiebung an die höhere Trias, im Süden dagegen fällt sie unter diese ein, wobei an dem Kontakt nur unbedeutende Störungen auftreten. Weiterhin fällt die Permotrias unter die Unterkreide ein (Prof. 4), nachdem die höhere Trias und der Jura ausgefallen sind (s. S. 69).

Das südwestliche Vorspringen der Masse von Gotarta in die höhere Trias von Pont de Suert hinein ist nicht nur durch die Erosion bedingt, sondern gibt eine ursprüngliche Struktur wieder; denn das Streichen biegt von beiden Seiten her nach Südwesten hin aus. Es ändert sich dabei von Osten her allmählich, von Nordwesten her dagegen mit einem scharfen Knick, der die schräge Aufwölbung im unteren B^{co}. de Raons bedingt. Daß die Stirn des Sattels hier Raum findet, um sich nach Südwesten vorzustülpen, dann aber so beengt wird, daß sie mit abgedrehtem Streichen zurückweicht, dürfte mit der Queraufsattelung von Pont de Suert und der Nordverschiebung des Kreiderandes an ihrem Westflügel zusammenhängen (s. S. 70).

Im Nordwesten jenseits des Rio Tor ist von der Scholle von Gotarta nur eine auf der höheren Trias schwimmende kleine Klippe aus Permotrias erhalten geblieben.

Der Bau der Masse von Gotarta ist wie im Osten so auch im Westen durch das Auftreten von zwei entgegengesetzten Vergenzen bedingt. Zunächst würde man geneigt sein, eine von Norden kommende Überfaltungsdecke anzunehmen, wie es JACOB, FALLOT, ASTRE & CIRY (1926) tun; und in der Tat verleitet besonders das Prof. 1 zu dieser Deutung. Dagegen spricht erstens der nahezu normale Kontakt von Permotrias und höherer Trias im Norden von Pont de Suert und bei Ventola und der völlig normale Verband im B^{co}. de Peranera; um die Deckenauffassung zu halten, müßte man hier die Deckengrenze in die höhere Trias hineinverlegen, und es ergäbe sich das mechanisch schwer vorstellbare Bild, daß die Überfaltungsdecke an ihrer Stirn aus Keuper bestände. Zweitens ist die Masse von Gotarta im Süden nirgends auf die Kreide überschoben, sondern fällt fast stets darunter; man

(1670)

müßte also die sehr unwahrscheinliche Annahme machen, daß die Stirn der Decke nachträglich unter die Kreide geraten sei. Außer diesen Einwänden ist als wichtigstes Argument gegen die Deckenauffassung der Gesamtbau der Noguerras-Zone geltend zu machen, wie er vom Segre ab westwärts verfolgt wurde.

Es dürfte also erwiesen sein, daß die Masse von Gotarta autochthon ist und ihre deckenähnliche Lagerung entgegengesetzten Vergenzen verdankt. Dabei ist der Anteil der Nordvergenz nicht unerheblich, wie das Profil 1 zeigt; mithin ist die Wurzel mindestens hier im Nordwesten nicht inmitten der Noguerras-Zone, sondern an ihrem Südrand zu suchen. Daß die Scholle von Gotarta außer südlicher Bewegung starke Nordvergenz aufweist, entspricht völlig den im Osten der Noguerras-Zone beobachteten Verhältnissen, wo ja die Bewegung nach Norden noch stärker vorherrscht. Außer in der Masse von Gotarta tritt Nordvergenz auch am Südrand der Noguerras-Zone auf, indem dort die Jura-Kreide-Masse örtlich etwas nach Norden geschuppt worden ist.

In der axialen Randserie stellt sich in dem Gebiet zwischen Mañanet und Ribagorzana Südfaltung ein. Während im Osten die Störung von Aguiró bis nahe dem B^{co}. de Peranera durchgeht (Prof. 15—13 und 10), vergiert vom B^{co}. de Peranera ab die Permotrias in einer einfachen, zum Teil auch doppelten Flexur nach Süden (Prof. 7, 5 und 2). An der Ribagorzana ist die Permotrias sogar recht flach nach Süden überfaltet (Prof. 16 in Abb. 17).

d. Der autochthone Charakter der Masse von Las Paules zwischen Ribagorzana und Esera.

(Hierzu die Profile in Abb. 17.)

Im Westen der Ribagorzana setzt zwischen der axialen Randserie und dem Kreidenordrand als Fortsetzung der Masse von Gotarta wieder eine paläozoisch-permotriadische Schuppe auf, die Masse von Las Paules. Sie reicht fast 20 km weit nach Westen bis nahe an die Esera. An ihrem Ostende besteht sie aus einer Scholle von Permotrias, die an einer flachen Überschiebung auf der höheren Trias ruht (Prof. 15). Diese Störung entspricht der Nordüberschiebung der Masse von Gotarta (Prof. 1 in Abb. 16). Sie läßt sich am Nordrand der Masse von Las Paules bis zu deren Westende verfolgen. Das Ostende der Masse begrenzt sie nicht nur im Norden, sondern — spiegelbildlich zum Westende der Masse von Gotarta — auch im Osten und wahrscheinlich zunächst auch im Süden; denn dort liegt die Permotrias zunächst mit flachem Nordfallen auf der höheren Trias (Prof. 15). Aber diese flache

Das Ostende der Masse von Las Paules.

Überlagerung geht bald zu Ende. Schon westlich von Castarnés²⁰⁾ steht die Permotrias steil, doch ist dort ihr Kontakt mit der höheren Trias nicht aufgeschlossen. Bei Bibils²¹⁾ (Prof. 13) grenzt dann letztere mit steilem Nordfallen an einer ebenso einfallenden Störung gegen die Permotrias. Westlich von Bibils wird schließlich die Permotrias von steil südfallender höherer Trias normal überlagert. Es herrschen hier also ganz ähnliche Verhältnisse wie an der Südseite der Masse von Gotarta; auch hier

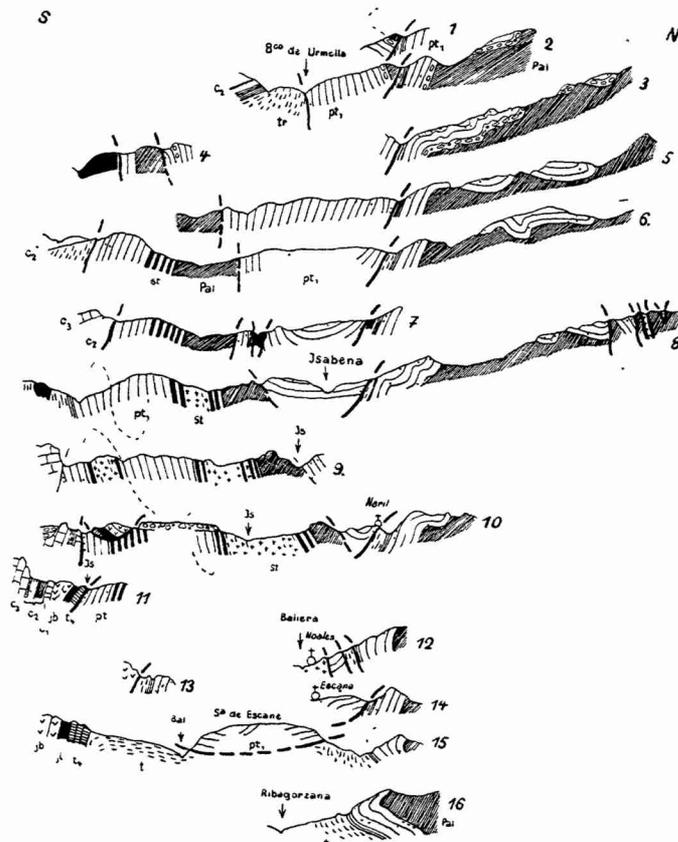


Abb. 17. Profile durch die Nogueras-Zone zwischen Ribagorzana und Esera.

1 : 75 000

Erläuterungen auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

20) Castarnés liegt etwa südlich der Stelle, wo die Permotrias an die Baliera herankommt.

21) Bibils liegt dort, wo die Permotrias auf die Südseite der Baliera vordringt.

befinden wir uns am Südflügel eines Sattels. Sein Kern besteht aus Altpaläozoikum und Stephan, die sich von nördlich Bibils ab am Aufbau der Masse von Las Paules beteiligen. Dadurch wird die Permotrias in einen nördlichen und einen südlichen Zug geteilt.

Der südliche Permotrias-Zug zeigt westlich von Bibils vorwiegend steiles südliches und nur im Gebiete des Rio Blanco steiles nördliches Einfallen (Prof. 11—4). Im Süden wird die Permotrias teilweise normal von höherer Trias überlagert; das ist westlich von Bibils (s. o.) und weiter im Westen nordwestlich von Espés der Fall (Prof. 13 und 8). Sonst aber bilden Störungen den Südrand der Permotrias, welche dabei auf längere Erstreckung in unmittelbaren Kontakt mit der Kreide kommt. Denn an Stelle der ungestörten Schichtfolge des Gebiets unmittelbar westlich der Ribagorzana (Prof. 15; vgl. auch S. 70) setzt am Kreiderand nach Westen hin bald wieder eine Abscherung ein (Prof. 13), die zur Isabena hin an die Permotrias heranstreicht. Die an der Isabena (Prof. 11) südfallende Abscherungsfläche wird nach Westen hin steil, und zugleich grenzen immer jüngere Schichten an die Permotrias (Prof. 10 u. 9), bis die Kreide bei Espés weit nach Süden zurückspringt.

Der Südrand der Masse von Las Paules.

Etwas nördlich des Kreiderandes findet sich westlich der Isabena im Norden von Alins eine Scholle von Carñiolas, Lias und Dogger mit tektonischer Diskordanz auf dem Stephan und der Permotrias der Masse von Las Paules (Prof. 10). Sie kann nur von dem südlich folgenden Mesozoikum herkommen. Die meist steile Abscherungsfläche zwischen dem Mesozoikum und den älteren Gesteinen ist hier also verflacht wie im Osten von Pont de Suert, wo die Kreide bis auf das Paläozoikum von Gotarta vorgreift.

Nach der Unterbrechung nordwestlich Espés kommt die Kreide im Westen wieder an einer steilen Störung mit der Permotrias in Kontakt (Prof. 7 u. 6). Noch weiter westlich schaltet sich zwischen der Masse von Las Paules und der Kreide wieder höhere Trias ein (Prof. 4 u. 2). Die Grenze zwischen Trias und Permotrias ist jedoch nicht normal, sondern besteht aus einer senkrechten Störung. Diese bildet den Südwestrand der Masse von Las Paules und schneidet erst den südlichen Permotriaszug, dann das Paläozoikum, schließlich auch die nördliche Permotrias schräg ab.

Das Altpaläozoikum und das Stephan der Masse von Las Paules unterlagern bei steilem Einfallen im Süden normal die Permotrias (Prof. 11—4), und nur ganz örtlich, nämlich im Osten gleich westlich der Baliera und ganz am Westende des Paläozoikums, sind

Das Paläozoikum der Masse von Las Paules.

sie stärker auf die Permotrias überfaltet. Im Norden grenzt das Altpaläozoikum von Neril (westlich der Baliera) bis zu seinem Westende unter Ausfall des Stephans an einer südöstlich von Sⁿ. Valero steilen, weiter östlich nicht aufgeschlossenen, aber wohl nordfallenden Störung an die Permotrias (Prof. 10—4).

So ergibt sich das Bild eines steilen, offenbar wurzelnden Sattels von Paläozoikum. Im Gebiete Isabena-Rio Blanco wird er durch eine Permotriasmulde zweigeteilt, und besonders hier hat man völlig den Eindruck von steilen, schwach südvergenten wurzelnden Falten.

Der nördliche Permotrias-Zug.

Im Ostteil der Masse von Las Paules wird durch das Einsetzen des Stephans (s. S. 77) ein nördlicher Zug von Permotrias abgetrennt (Prof. 14—12 a). Die ihn im Norden begrenzende Randstörung der Scholle fällt ziemlich steil nach Süden ein (Prof. 14) mit Ausnahme einer kurzen Strecke an der Baliera bei Noales (Prof. 12 u. 12 a), wo die axiale Permotrias, nach Süden überkippt, gegen den Nordrand der Masse von Las Paules andrängt und ihn überwältigt. Im Westen der Baliera stößt die nördliche Permotrias der Scholle an der Randüberschiebung ab. Aber bei Neril setzt wieder ein nördlicher Permotriaszug ein, im Süden mit der schon erwähnten Störung an das Altpaläozoikum grenzend (Prof. 10—4). Er ist in seinem Ostteil bis nahe zum B^{co}. de Rins in sich flach muldenförmig gebaut (Prof. 10—8). Am B^{co}. de Rins schaltet sich im Süden der flachen Mulde noch ein Zug von steilstehender Permotrias ein, in dessen Mitte sich zwischen B^{co}. de Rins und Sⁿ. Valero ein 1½ km langer schmaler Streifen von höherer Trias findet (Prof. 7). Diese Trias fassen JACOB, FALLOT, ASTRE & CIRY (1926) als Fenster auf; jedoch grenzt sie mit etwa senkrechten Störungen an die Permotrias, und zudem ist die südliche Störung ganz unbedeutend, indem die Grenzschichten der Permotrias erhalten sind. Das Vorkommen von höherer Trias macht also eher den Eindruck einer gestörten Mulde, man könnte sagen eines Grabens, als eines Fensters. Nördlich von ihm ist in der Permotrias vielleicht ein steiler Sattel enthalten, zumal dort auch Konglomerate auftreten (Prof. 7). Die nördlich folgende flache Mulde wird nach Westen hin bald durch steile Falten ersetzt. Schon im Gebiet des B^{co}. de Fadás fällt die Permotrias durchgehend steil, und zwar meist nach Süden ein (Prof. 5). Aber dabei sind sowohl das Fallen wie das Streichen ziemlich uneinheitlich. Hieraus und aus der etwa 2 km betragenden Breite des Permotriaszuges geht hervor, daß in ihm verschiedene Falten enthalten sind.

Etwas weiter westlich endet das Paläozoikum der Scholle (s. S. 77), und jetzt wird sie allein von dem nördlichen Permotriaszug aufgebaut. Aber auch dieser geht nach 3 km zu Ende, indem die nördliche Randüberschiebung der Masse und die südwestliche Randstörung zusammenlaufen. An ihrem Nordwestende bildet die Permotrias einen nach Süden übergelegten Sattel mit etwas Paläozoikum im Kern, das durch die nördliche Überschiebung von seiner Wurzel losgetrennt ist (Prof. 1 u. 2). In diesem Sattel darf man aber nicht etwa die südliche Stirn der Masse von Las Paules sehen — etwa entsprechend dem Bau der Masse von Gotarta —, vielmehr gehört er in den nördlichsten der Gesteinszüge hinein, welche die Masse aufbauen, und dazu ist er noch die nördlichste der in diesem Zug enthaltenen Falten. Auch in Prof. 2 ist dem übergelegten Sattel wahrscheinlich noch eine südlichere Falte vorgelagert, da die Permotrias immer noch einen recht breiten Raum einnimmt.

Das Nordwestende
der Masse von Las
Paules.

Um das Nordwestende der Masse von Las Paules streicht die axiale Permotrias im Bogen herum, ein Zeichen dafür, wie die Masse von Süden her gegen die axiale Permotrias andrängte. Entsprechend dieser Ablenkung des Streichens dürfte auch die nördliche Randüberschiebung der Scholle umbiegen, deren Nordwestende also weniger weit schwimmt, als es zunächst den Anschein hat.

JACOB, FALLLOT, ASTRE & CRY (1926) deuten die Masse von Las Paules ebenso wie die weiter östlich gelegenen paläozoisch-permotriadischen Schollen als eine von Norden her stammende Überfaltungsdecke. Es spricht schon sehr gegen diese Auffassung, daß alle die schwimmenden Schollen weiter östlich in der Nogueras-Zone und insbesondere auch die Masse von Gotarta, deren westliche Fortsetzung die Masse von Las Paules offensichtlich bildet, als autochthone Schuppen mit zweiseitiger Vergenz erkannt wurden. Im übrigen ist hier wie bei der Masse von Gotarta der vielfach ungestörte Kontakt an der Südseite der Scholle und ihre teilweise Überlagerung durch Jura und Kreide geltend zu machen. Ferner greift die Masse von Las Paules, obwohl sie im Norden überall dicht an die axiale Permotrias grenzt, nie auf sie oder gar auf das axiale Paläozoikum über — ein Einwand, der auch weiter östlich in der Nogueras-Zone gilt. Dazu kommt das Umbiegen der axialen Permotrias am Nordwestende der Masse als Argument für die nordgerichtete Bewegung an ihrem Nordrand. Außerdem widerspricht der Deckenauffassung die stratigraphische Tatsache, daß die Masse von Las Paules außer ganz im Westen überall ein mächtiges Stephan enthält, während die Südabdachung der Axial-

Der Gesamtbau der
Masse von Las Paules.

zone, wo die Wurzel einer Überfaltungsdecke zu suchen wäre, keine Spur von Stephan aufzuweisen hat. JACOB, FALLOT, ASTRE und CIRY (1926) führen für ihre Auffassung mehrere Fenster und ein großes Halbfenster von höherer Trias an; jedoch liegt hier eine Verwechslung mit den Porphyriten und den violetten und weißen Tuffen und Sandsteinen des Stephans vor, mit Ausnahme des Triasvorkommens bei Sⁿ. Valero, das aber seiner Lagerung nach nicht als Fenster anzusprechen ist. Ferner soll nach den genannten Autoren die Decke im Westen noch durch ihre Wurzel mit der Axialzone zusammenhängen; aber das trifft nicht zu, vielmehr grenzt die Masse von Las Paules durchgehend mit einer Nordüberschiebung an den Rand der Axialzone.

Die autochthone Natur der Masse von Las Paules steht also außer Zweifel. Es fragt sich aber, ob bzw. wie weit sie unter Zusammenwirken von entgegengesetzten Vergenzen ähnlich wie die Masse von Gotarta zu einer schwimmenden Scholle geworden ist. An ihrem Ostende liegt sie ja an der vom Westende der Masse von Gotarta herüberstreichenden flachen Nordüberschiebung wurzellos auf der höheren Trias. Aber diese Störung wird nach Westen zu am Nordrand der Masse bald ziemlich steil und fällt örtlich sogar nach Norden; selbst wenn sie, wie anzunehmen, im Untergrunde der Scholle flacher als an deren Nordrande wäre, kann sie nicht so flach wie im Osten sein, da in den Einschnitten der Flüsse nirgends jüngere Schichten herauskommen. Und der Faltungskontakt an der Südseite der Scholle ist steil und kann auch zur Tiefe hin nicht stark überkippt sein, wenn der Südteil der Scholle wirklich aus einem einfach gebauten steilen Sattel besteht und nicht etwa, wie JACOB, FALLOT, ASTRE & CIRY (1926) wollen, aus einer tief eingemuldeten inversen Schichtfolge, was die Lagerungsverhältnisse äußerst unwahrscheinlich machen. Es ist also anzunehmen, daß die Masse von Las Paules, abgesehen von ihrem Ostende, noch unmittelbar in der Tiefe wurzelt; denn das Ausmaß der Nordüberschiebung nimmt nach Westen zu offenbar ab. Zu dieser Überschiebung kommt als weiteres Element der Nordvergenz die örtliche Nordschuppung am Kreiderand. Dagegen vergiert die Faltung innerhalb der Masse von Las Paules schwach und am Rande der Axialzone (s. u.) stärker nach Süden.

Der Südrand der
Axialzone.

Der Südrand der Axialzone zeigt im Westen der Ribagorzana ebenso wie weiter östlich das Bild einheitlicher Südfaltung. Die überkippte Flexur des Ribagorzanatals (Prof. 16) kommt im tiefen Aufschlußniveau der Baliera wieder heraus (Prof. 12 u. 12a). Auch weiterhin taucht die axiale Permotrias in südvergenten (1676)

Flexuren nach Süden ab (Prof. 10, 8 u. 3). Ferner ist im Westen im axialen Paläozoikum die eingefaltete Permotrias erhalten geblieben, die einheitliche Südvergenz zeigt. Am Südabfall des Grates Pico de Basibé-Pic Gallinero lassen sich mehrere solche Mulden verfolgen, die im Westen noch in unmittelbarem Zusammenhang mit der Permotrias des Südrandes der Axialzone stehen (Prof. 8, 6, 5, 3, 2).

Mit der Masse von Las Paules geht die Nogueras-Zone zu Ende, und die Schichtfolge der Südpirenäen schließt sich mit der axialen Randserie zusammen.

Zusammenfassung.

JACOB, FALLOT, ASTRE & CIRY (1926) erklären den Kreidenordrand für die Stirn einer großen nordbewegten Decke. Teilweise tritt am Kreidenordrand auch wirklich flache Nordschuppung auf, so östlich von Pont de Suert (s. S. 69), nördlich von Alins (s. S. 77) oder im Osten andeutungsweise auch bei La Guardia (s. S. 61). Aber dabei handelt es sich um rein örtliche Verhältnisse, und es besteht kein Anzeichen für ein größeres Ausmaß des Nordschubs. Vielmehr ändert sich in allen drei Fällen das Bild sehr rasch: bei Pont de Suert wird die flache Abscherung im Osten durch eine senkrechte Störung abgelöst, und im Westen stellt sich eine ungestörte Schichtfolge ein; ebenso fällt im Süden der flachen Jura-Insel von Alins die Störung am Kreiderand senkrecht und weiterhin steil südlich; und bei La Guardia geht die Abscherung an der Basis der Jura-Kreide-Scholle sogar schon zu Ende, bevor der Kreiderand überhaupt erreicht wird. Ferner zeigt der Kreidenordrand auch an anderen Stellen außer westlich von Pont de Suert ein ungestörtes Profil. Meist aber wird er von einer steil südfallenden Störung gebildet, einer Abscherungsfläche, an der die Kreidemasse steil nach Norden auf die älteren Gesteine aufgeglichen sein dürfte, da diese Störung im Streichen in eine flache Abscherung mit ausgesprochener Nordbewegung übergeht. Es ist also meist eine steile und gelegentlich eine flache Nordschuppung da, aber ihr fehlt erstens die Einheitlichkeit und zweitens jedes größere Ausmaß; von einer Deckengrenze kann mithin nicht die Rede sein.

Die Bedeutung des Kreidenordrandes.

Am Kreidenordrand handelt es sich wirklich um Nordbewegung, wenn sie auch kein großes Ausmaß erreicht. Eine durchgehend flache Abscherungsfläche könnte zwar ebensogut einem Südschub entsprechen; aber das meist recht steile südliche Eintauchen der Abscherung besagt, daß die Kreide, nachdem sie flexurartig nach

Süden abgebogen war, von Süden her nach Norden emporgepreßt wurde.

Der Kreidenordrand ist nicht etwa einfach als Grenze zwischen zwei verschiedenen tektonischen Stockwerken aufzufassen, die bei einem anderen Stand der Denudation ebensogut weiter nördlich oder weiter südlich liegen könnte, sondern an ihr liegen zwei verschiedene Einheiten nicht nur übereinander, sondern vor allem auch nebeneinander. Dieser Sachverhalt kommt im steilen Fallen der Kreiderandstörung zum Ausdruck. Man kann deswegen hier von tektonischen Stockwerken nur mit großer Einschränkung sprechen. Am ehesten könnte man den Kreiderand. als eine Südflexur bezeichnen — wenn nicht die anschließend erfolgte Nordschuppung den flexurartigen Charakter umgeprägt hätte.

Der Südrand der Axialzone.

Der Südrand der Axialzone wird gebildet durch eine Flexur, an der die axiale Serie steil nach Süden abtaucht. Nirgends greift eine der Schuppen der Noguerras-Zone auf die axiale Randserie über, und die diese Schuppen nördlich begrenzenden Nordüberschiebungen werden in der unmittelbaren Nähe der axialen Permotrias stets steil.

In der axialen Randserie zeigt sich im Osten eine gewisse Tendenz zur Nordbewegung (Störung von Aguiró) und im Westen klare, einheitliche Südvergenz.

Die Grundzüge im Bau der Noguerras-Zone und die Bedeutung der zweiseitigen Vergenz.

Zwischen dem Nordrande der Kreide und dem Südrande der Axialzone liegt die eigentliche Noguerras-Zone. Östlich der Pallaresa beherrscht das Bild die dort rein nordvergente Schuppe der Coma de Tó, die westlich des Segre am Kreiderand endet. Nach Westen hin erscheinen zunächst südlich der Coma de Tó und dann auch nördlich von ihr weitere Schuppen, die bei Vorherrschen der Nordbewegung meist zweiseitige Vergenz zeigen. Westlich der Pallaresa ist auch die Coma de Tó nicht mehr rein nordvergent. Alle die Falten und Schuppen zwischen Segre und Flamisell wurzeln deutlich, und nur örtlich wird ein Schwimmen vorgetäuscht. Westlich des Flamisell entwickelt sich in der S^a. de S^{ta}. Coloma aus einer solchen wurzelnden Schuppe eine flach überschobene, infolge des Zusammenwirkens der beiden Vergenzen von ihrer Wurzel getrennte Scholle. Derartige Schollen bestimmen jetzt den Bau der Noguerras-Zone. Weiterhin konzentriert sich in der Masse von Gotarta der ganze Zusammenschub auf eine einzige solche Schuppe, wobei einer Südüberfaltung eine Nordüberschiebung gegenübersteht; der Anteil dieser Nordvergenz ist recht erheblich. Westlich der Ribagorzana wird in der Masse von Las Paules die Südfaltung steiler, und das Ausmaß der Nord-

(1678)

schuppung wird geringer, so daß die Scholle jetzt nicht mehr von ihrer Wurzel getrennt ist. Jetzt überwiegt die Südvergenz an Bedeutung, besonders wenn man den Südrand der Axialzone mit in Betracht zieht. Die Noguerras-Zone zeigt also in verschiedenen Teilen ein recht verschiedenartiges Bild; aber dieser Mannigfaltigkeit liegt dasselbe tektonische Prinzip zugrunde.

Dieses tektonische Prinzip ist das der zweiseitigen Vergenz. Ihr Wesen soll im folgenden besprochen werden, da sie vielleicht außer ihrer regionalen Bedeutung auch ein prinzipielles Interesse verdient. Zunächst soll das zeitliche Verhältnis der beiden Faltungsrichtungen behandelt werden. Die ganze Tektonik der Zone ist voroligozän; denn das Oligozän wird nur noch lokal und nur von unwichtigen Dislokationen betroffen. Dafür, daß außer der pyrenäischen noch eine ältere Faltung beteiligt gewesen ist, fehlt in der mesozoisch-alttertiären Schichtfolge des untersuchten Gebietes jeglicher Anhalt. Außerdem ergibt sich aus den tektonischen Verhältnissen der Noguerras-Zone selbst völlig eindeutig, daß die beiden Vergenzen in dieselbe Faltungsphase gehören. Ja, darüber hinaus läßt sich nachweisen, daß man sie nicht einmal zeitlich stark getrennten Vorgängen innerhalb derselben Phase zuweisen darf. Zwar wird im Westen der Noguerras-Zone durchweg die Südfaltung von jüngerer Nordschuppung abgeschnitten; aber im Gebiet der Pallaresa läßt sich zeigen, daß die entgegengesetzten Vergenzen nicht als zeitlich getrennt aufgefaßt werden dürfen. Zunächst geht dort die Faltung sowohl nach Süden wie nach Norden. Bei dem Sattel von Pujol (S. 57) geht eine rückwärtige Nordüberfaltung direkt aus der Südfaltung hervor, muß also mit ihr gleichaltrig sein bzw. unmittelbar an sie anschließen. Eine Gleichzeitigkeit der entgegengesetzt gerichteten Faltungen muß auch dort angenommen werden, wo eine Mulde von beiden Seiten her überfaltet worden ist (Mulde von Balastuy, S. 59; Mulde von Escós, S. 63). Ein weiterer Anhalt für die Gleichzeitigkeit der Süd- und Nordfaltung ist der Umstand, daß beide in gleicher Weise von Nordüberschiebungen abgeschnitten werden (z. B. Schuppe der S^a. de S^{ta}. Coloma, S. 67, und überlegter Sattel der Schuppe von Arcalis, S. 63). Daraus ergibt sich: Die Nordschuppung ist in der Noguerras-Zone zwar überall jünger als die Südfaltung, aber sie ist auch jünger als die Nordfaltung. Jedoch dürften die Faltung einerseits und die Nordschuppung andererseits zeitlich nicht sehr weit auseinanderliegen; dafür spricht, daß die Nordschuppung aus der Nordfaltung unmittelbar hervorgehen kann (z. B. östliche Schuppe von Arcalis, S. 63; Westende der Coma de Tó, S. 63; Sattel von Pujol, S. 57).

Ferner ist anzuführen, daß bei dem gegenüber der Faltung jüngeren Vorgang der Schuppung in einem Fall auch Südbewegung auftritt (Sattel von Bretuy, S. 59).

Die verschiedenen Altersbeziehungen lassen sich folgendermaßen zusammenfassen: Zuerst Südfaltung, gleichzeitig damit bzw. unmittelbar daran anschließend Nordfaltung, dann — ohne größeren zeitlichen Abstand, aber deutlich jünger — Nordschuppung, in einem Fall auch Südschuppung. Die zeitliche Aufeinanderfolge besteht also vor allem darin, daß Faltung von Schuppung abgelöst wird. Dabei herrscht eine deutliche Tendenz, von südlicher Vergenz zu nördlicher überzugehen; aber trotzdem durchdringen sich zeitlich die entgegengesetzten Vergenzen, und es ist unmöglich, sie als zeitlich weit auseinanderliegende Vorgänge aufzufassen.

Der Gleichaltrigkeit der beiden Vergenzen entspricht es, daß nicht etwa ein fertiger Bau von Südfalten durch jüngere Störungslinien mit Nordschuppung durchschnitten wurde, sondern daß es sich um eine Reihe von in sich einheitlichen Schuppen handelt, von denen die meisten Bewegung nach beiden Seiten zeigen.

Die Zusammengehörigkeit der entgegengesetzten Vergenzen ist mechanisch durchaus verständlich. An sich braucht ja nicht immer die eine Auslösungsrichtung allein ausgebildet und die umgekehrte unterdrückt zu sein. Voraussetzung dafür ist freilich, daß auch wirklich die Möglichkeit der Auslösung in entgegengesetzten Richtungen besteht. Und diese Möglichkeit ist in der Noguerras-Zone durch die besonderen mechanischen Eigenschaften der Gesteinsfolge gegeben, wobei die hohe Mobilität der salinaren Trias den Ausschlag gibt. Sie dürfte als ausgezeichnetes Gleitmittel jede flache Überfaltung und Überschiebung begünstigt und vermöge ihrer Fähigkeit, sich bald ausquetschen und bald anhäufen zu lassen, die Ausbildung von entgegengesetzten Vergenzen ermöglicht haben. Besonders klar ist diese Rolle der Trias dort, wo von ihr erfüllte Mulden von beiden Seiten her überfaltet sind. Diese Erscheinung, daß das Hohe und zugleich weniger Mobile, also die Sättel, gegen das Tiefe und zugleich Hochmobile, also die Mulden, vergiert, ist für die Noguerras-Zone bezeichnend. Die sich bei der Faltung herausbildende räumliche Verteilung verschieden mobiler Massen dürfte hier also der Hauptfaktor für die Herausbildung der Vergenzen im einzelnen gewesen sein. Dabei dürfte neben den innerhalb der Noguerras-Zone lokalisierten Faltungsvorgängen örtlich auch die nach Norden andrängende Jura-Kreidemasse einen unmittelbaren Einfluß ausgeübt haben; z. B. dürfte so

die rückwärtige Nordüberfaltung des zunächst südvergenten Sattels von Pujol zu erklären sein.

Die entscheidende Rolle der höheren Trias für die Tektonik der Noguerras-Zone kommt in der starken Durchbewegung und Spezialfaltung dieses Schichtgliedes zum Ausdruck; fast nie treten normale Verbände auf, die Kalke sind in größere und kleinere Gleitbretter aufgelöst, die im Keuper schwimmen, und die Ophite besitzen nie mehr ihren primären Kontakt.

Die Erscheinung der zweiseitigen Vergenz ist also durch die besonderen Mobilitätsverhältnisse der Schichtfolge bedingt, und so zeigt sich, daß bei der Auswertung der Vergenz im einzelnen Vorsicht geboten ist. Aber über die Einzelercheinungen hinaus ist hier die Bedeutung der Nordvergenz zu betonen; denn im Osten herrscht sie stark vor, ja teilweise allein, und außerdem tritt nördliche Schuppung auch vielfach am Kreiderand und, wie unten gezeigt wird, im Nordteil der sonst südbewegten Kreidezone auf. Aber im großen gesehen gliedert sich die Noguerras-Zone doch einem nach Süden bewegten System ein. Das könnte man höchstens östlich der Pallaresa bestreiten; jedoch von der Pallaresa ab wird der Nordrand der Zone durch eine steile Südflexur gebildet, und weiter westlich ist im südlichen Randgebiet der Axialzone rein südvergente Faltung festzustellen. Ferner ist auch der südliche Rand der Noguerras-Zone eine erst nachträglich umgestaltete Südflexur.

II. Die Subzentrale Kreidezone und die Zone von Tremp.

a. Der einfache Bau der Kreidezone zwischen Segre und Flamisell und das Ostende der Zone von Tremp.

Im Süden der Noguerras-Zone liegen die Falten der Subzentralen Kreidezone, die ihrerseits durch die ungefaltete Zone von Tremp von den Sierren getrennt werden. Im Osten des Bezugsgebietes besteht am Flamisell die ganze Kreidezone nur aus einer südfallenden Schichtfolge (Abb. 18, Prof. 1). Östlich des Flamisell hebt sich nahe dem Kreidenordrand ein ziemlich flacher Sattel heraus (Abb. 18, Prof. 2), der nach Südosten hin ebenso wie die Mulde an seiner Nordseite unter dem Oligozän verschwindet. Nördlich von dieser Mulde stellt sich nahe der Pallaresa eine weitere Mulde ein (Abb. 18, Prof. 3 und Taf. 1, Prof. 9), die nach Norden überkippt ist (vgl. S. 55). Nach Süden hin wird das Einfallen der Kreide des Flamisell (Abb. 18, Prof. 1) und der Pallaresa

flach, und dann wird sie von dem Alttertiär der Zone von Tremp überlagert.

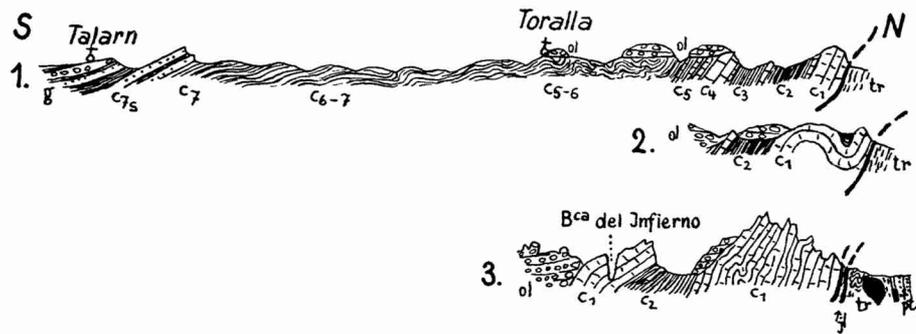


Abb. 18. Die Kreidezone am Flamisell und an der Pallaresa.

Prof. 1 Westseite des Flamisell } 1 : 150 000
 Prof. 2 Ostlich des Flamisell }
 Prof. 3 Ostufer der Pallaresa, etwa 1 : 35 000.

Siehe Signaturenblatt vor Tafel 1.

Im Osten der Pallaresa geht die Zone von Tremp als eine Zone der flachen Schichtlagerung zu Ende, indem sich Falten einstellen. So hebt sich am Nordrande der Zone von Tremp in der S^a. de Sⁿ. Cornelio (Taf. 1, Prof. 9) der Sattel von Boixols heraus. Nach Westen hin wird sein Südflügel senkrecht bis überkippt und zugleich durch Überschiebungen reduziert (Taf. 1, Prof. 10); westlich von Boixols (Abb. 19, Prof. 1) ist er teilweise ziemlich flach auf die im Süden folgenden Senonmergel aufgeschoben. Hier erscheint im Sattelnern Jura, und weiter östlich (Abb. 19, Prof. 2 bis 4) stellen sich auch Carniolas ein. Westlich des Segre tauchen diese Schichten wieder ab, und unmittelbar darauf endet die Überschiebung und Überkipfung des Südflügels. An der Südflanke des Sattels finden sich diskordant liegende, mit rötlichen Mergeln verbundene Konglomerate von wahrscheinlich oligozänem Alter. Sie sind an der Südstörung des Sattels noch posthum aufgerichtet worden, indem die Sattelschichten relativ zu ihnen von neuem hochbewegt wurden (s. Abb. 19).

Südlich des Sattels von Boixols ist am Ostrande der Senke von Tremp noch ein ganz flacher Sattel zu erkennen, der aber nach Osten wieder abklingt. Aber dafür biegt der die Zone von Tremp im Süden begrenzende nördlichste Sattel der Sierrenzone, der Sattel des Monsech, nach Osten hin in nordöstliche Richtung um, so daß am Segre zwischen ihm und dem Sattel von Boixols statt der weiten Zone von Tremp nur noch eine schmale Mulde Raum hat.

(1682)

Im Norden des Sattels von Boixols liegt die Mulde von Carren (Taf. 1, Prof. 9 u. 10), deren Nordflügel zu der im Osten ziemlich flachen Schichtfolge des Kreiderandes überleitet.

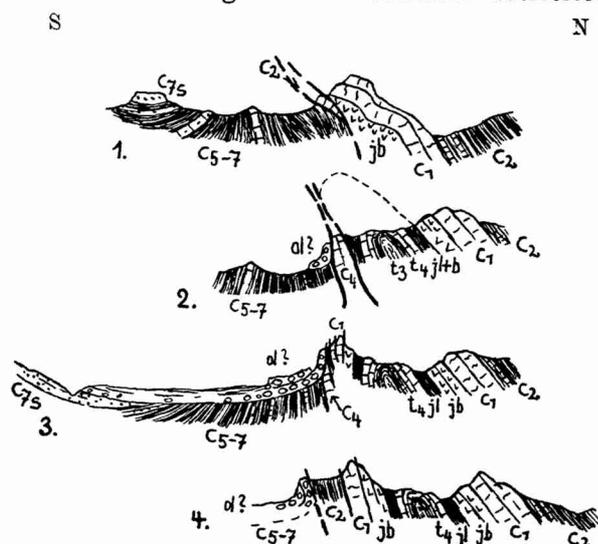


Abb. 19. Profile durch den Ostteil des Sattels von Boixols.
1 : 50000. Zeichenerklärung s. Signaturenblatt vor Tafel 1.

b. Die Fortsetzung des Kreidezuges des Flamisell bis westlich der Ribagorzana und die weiter nördlich liegenden Kreideschollen und Triasaufbrüche.

Hierzu die Profile in Abb. 20.

Im Westen des Flamisell ist die Kreidezone weniger einfach und einheitlich als zwischen Flamisell und Pallaresa gebaut.

In der westlichen Fortsetzung der Kreideschichtfolge des Flamisell liegt die S^a. de S^a. Gervás (I in Prof. 7—9). Dort wird das am Flamisell vorhandene steile Südfallen durch (überkipptes) Nordfallen abgelöst, und die Schichtfolge wird flach nach Süden überfaltet; dabei hat der Oberkreidekalk der S^a. de S^a. Gervás die hangenden Mergel über 3 km weit überfahren. In der S^a. de S^a. Gervás ist die Kreidefolge verschiedentlich gestört, so auch an der Nordseite, wo sie an Trias grenzt. Am Westende der S^a. de S^a. Gervás endet die Südüberkipfung, und es hebt sich etwas weiter südlich mit steilem Axialfallen ein stehender Sattel heraus. Sein Nordflügel wird sehr bald (noch im Osten der Ribagorzana) von der nördlich liegenden Trias abgeschnitten (Prof. 5 und Taf. 1, Prof. 8). Auf der Westseite der Ribagorzana

besitzen aber keinen einheitlichen Faltenbau, und an der Grenze gegen die Trias spielen Abscherungen eine große Rolle.

Die östlichste der Kreideschollen ist die Scholle der S^a. de Piñana (V in Prof. 8—10). Sie besitzt auffälligerweise im Osten nicht Mulden-, sondern Gewölbeform (Prof. 9 u. 10). Aber steiles Nordfallen des Oligozäns an der Nordseite des Gewölbes (am Mañanet südöstlich von Vilella) zeigt, daß es sich hier um eine junge Verbiegung handelt. Im Süden grenzt das Urgon der Sierra nicht unmittelbar an die Trias des Aufbruchs von Aulet, sondern es ist ein von Störungen begrenzter Streifen von jüngerer Unterkreide eingeschaltet (Prof. 8—10). Abscherungen an der Triasgrenze und beginnende oder vollständige Loslösung von einzelnen Kreideschollen, die in der Trias schwimmen, sind hier häufig. Z. T. sind dabei überkippte Serien zu beobachten, deren jüngste, aber mobilste Glieder sich der Trias auflagern (Prof. 8 u. 9). Auch in der östlichen Fortsetzung der S^a. de Piñana findet sich noch eine von Trias umflossene kleinere Kreidescholle. Ähnliche Verhältnisse herrschen auch im westlichen Teil des Triasaufbruchs von Aulet (Prof. 1), wo ebenfalls losgelöste kleinere Kreideschollen in der Trias schwimmen. Hier wie besonders weiter östlich im Gebiet südlich der S^a. de Piñana hat man den Eindruck, daß beim Aufdringen der Trias die verschiedenen Kreideschichten nach Maßgabe ihrer Mobilität mit der hochmobilen Trias reagiert haben.

Die am Westende des Triasaufbruchs von Aulet herrschenden Verhältnisse sind auch bezüglich der Vergenzen interessant; denn dort tritt, wie das Prof. 1 zeigt, steile nordgerichtete Schuppung und am Nordrand der Trias eine steil nordüberkippte Dogger-Urgon-Folge auf, und letztere grenzt unvermittelt an einer Störung an eine südüberkippte Alb-Oberapt-Serie.

Von der S^a. de Piñana wird am Mañanet durch einen kleinen Triasaufbruch eine nördliche Jura-Kreide-Scholle getrennt (Prof. 9). Im Westen wird die S^a. de Piñana durch den querstreichenden Triasaufbruch von Viu begrenzt, der bei Viu de Llevalla in Nordweststreichen einbiegt. Von östlich Viu ab wird der Nordrand des Triasaufbruchs nach Westen hin durch einen senkrechten Bruch gebildet (Prof. 7), der die Trias gegen die ziemlich flachliegende, die S^a. de Piñana nach Nordwesten fortsetzende Unterkreide verwirft.

Jenseits des quer bzw. schräg streichenden Triasaufbruchs von Viu wird die Scholle der S^a. de Piñana durch das Kreidemassiv der Fayada (III in Prof. 5—7) abgelöst, dessen Fortsetzung im Westen der Ribagorzana vom S^a. Salvador (P. 1509) gebildet wird

(III in Prof. 3 u. 4). Es grenzt im Süden mit steilen Brüchen an den Triasaufbruch von Aulet und besteht aus einer südvergenten Mulde, von der nur der leicht überkippte Nordflügel die vollständige Kreidefolge enthält. Im Nordostteil finden sich mehrere Spezialfalten. Alle Strukturen der Scholle werden im Osten von dem Triasaufbruch von Viu abgeschnitten, ohne sich auf dessen Ostseite fortzusetzen. An der Nordseite der Fayada kommt Trias heraus, die mit einer stellenweise als Nordüberschiebung ausgebildeten steilen Störung an die Kreide einer nördlich anschließenden Scholle grenzt (Prof. ~~5-7~~⁴⁻⁶). Im Osten mündet diese Trias in den Triasaufbruch von Viu ein. Im Westen geht sie jenseits der Ribagorzana zu Ende; aber in ihrer Fortsetzung liegt eine südwestlich streichende, verwickelt gebaute Störungszone mit von Cenomanmergel umflossenen Schollen herausgepreßter älterer und eingeklemmter jüngerer Gesteine. Im Südwesten läuft diese schrägstreichende Zone bei Santorens unter Abscherungserscheinungen in den Triasaufbruch von Aulet hinein.

Der hier in der Fortsetzung der Fayada-Trias herrschende Bau ist ebenso wie der der Triasaufbrüche (s. S. 89) von normaler Faltung weit entfernt. Falten sind wohl da, aber sie sind durchsetzt von Aufbrüchen und eingeklemmten Schollen und von Abscherungen an den Grenzen verschieden mobiler Schichtpakete.

Im Norden des Zuges der Fayada liegt die Kreidescholle von Buirra (IV). Im Osten der Ribagorzana (Prof. 6) besteht sie aus einer südfallenden Schichtfolge, die sich im Norden im unteren B^{co}. de Viu an einer Nordüberschiebung wiederholt und im Süden die Stirn eines südvergenten Sattels enthält, der westlich der Ribagorzana ausgeprägter wird (s. u.). Die Scholle zeigt also entgegengesetzte Vergenzen. Im Süden grenzt die Sattelstirn unvermittelt an steiler Störung gegen die ältesten Schichten der Fayada (s. o.). Das erinnert an die am Westende der Trias von Aulet beobachteten Verhältnisse. Die Nordgrenze der Scholle von Buirra bildet östlich der Ribagorzana z. T. der Triasaufbruch von Viu und z. T. ein diesen im Westen fortsetzender Bruch (Prof. 6). Im Norden dieser Störungszone liegt als Fortsetzung des Massivs der S^a. de Piñana ein Kreidezug (V in Prof. 6 und 7), der im Westen flach nach Norden gegen die älteren Gesteine der Nogueras-Zone abgeschert ist (s. S. 69 u. Prof. 6).

An der Ribagorzana springt die Trias von Pont de Suert nach Süden hin weit in die Kreide der Scholle von Buirra vor; daß hier ein flacher Quersattel vorliegt, wurde S. 70 gezeigt. Die Kreide des Südteils der Scholle von Buirra, die im Osten der

Ribagorzana steil südlich bis senkrecht fällt, bildet im Westen bei flachem Nordfallen den überkippten Südflügel eines Sattels mit flachem Nordflügel (IV in Prof. 3 u. 4, wohl auch 1). Im einzelnen ist der Bau des Sattels durch Abscherungen und Brüche kompliziert worden. Vor allem ist der flache Urgonkalk des Sattelkerns gegen die steilstehenden Schichten des Südflügels abgeschert (Prof. 3). Überhaupt ist in dem Kreidegebiet südlich von Pont de Suert die Faltung von besonders zahlreichen Abscherungen und steilen Störungen begleitet. Insbesondere ist die hangende Grenze der Trias fast nie normal.

Im Norden grenzt die Scholle von Buira auf der Westseite der Ribagorzana an den verwickelt gebauten schmalen Triasaufbruch von Cirés, der eingepreßte Kreide und nordgerichtete Schuppung zeigt (Prof. 2 u. 3). Im Osten mündet er in die Trias des flachen Quersattels von Pont de Suert ein. Jenseits des Quersattels entspricht der Störungszone von Cirés wahrscheinlich der Triasaufbruch von Viu bzw. die ihn fortsetzende Störung. An der Südseite dieser Störungslinie tritt ja auch Nordschuppung auf. Im Westen verschwindet der Triasaufbruch von Cirés unter dem Oligozän, wobei an seiner Südseite noch ein quergerichteter Aufbruch abzweigt. Im Norden des Triasaufbruchs von Cirés liegt das Jura-Kreide-Massiv des Cerro de Miraveto (V in Prof. 2 u. 3), das dem nördlichsten Kreidezug auf der Ostseite der Ribagorzana und damit der Scholle der S^a. de Pinana entspricht.

c. Die Längs- und Querfalten östlich der Isabena bis östlich der Esera.

Westlich der Ribagorzana verschwinden alle Falten und Störungen unter Oligozän, bis auf die im Osten flache, nach Westen steil werdende, den Kreidenordrand bildende Schichtfolge des Cerro de Miraveto. Aus dieser geht westlich von Bonansa die steile Mulde von Alins (Abb. 21, Prof. 3 u. 4; Taf. 1, Prof. 7) hervor, die nach Westen mit Störungen inmitten von Trias endigt. Der im Süden dieses Kreidezuges gelegene Teil der Kreidezone kommt im Osten der Isabena wieder unter dem Oligozän zum Vorschein. An die Mulde von Alins schließt sich dort, wohl als Fortsetzung des Triasaufbruchs von Cirés, ein schmaler Sattel an, in dem von der Isabena ab Trias zu Tage kommt (Sattel von Espés; Abb. 21, Prof. 2—4; Taf. 1, Prof. 7). Im Ostteil des Sattels grenzt die Trias mit Störungen an die jüngeren Gesteine, und an der Isabena ist ihr Nordrand z. T. eine steile Nordüber-

schiebung (Abb. 21, Prof. 3; Taf. 1, Prof. 7). Wenige Kilometer westlich des Endes der Mulde von Alins setzt im Norden des Triassattels eine neue Kreidemulde ein (Abb. 21, Prof. 2). Sie ist ziemlich flach, und ihre Grenze gegen die Trias ist jetzt ungestört.

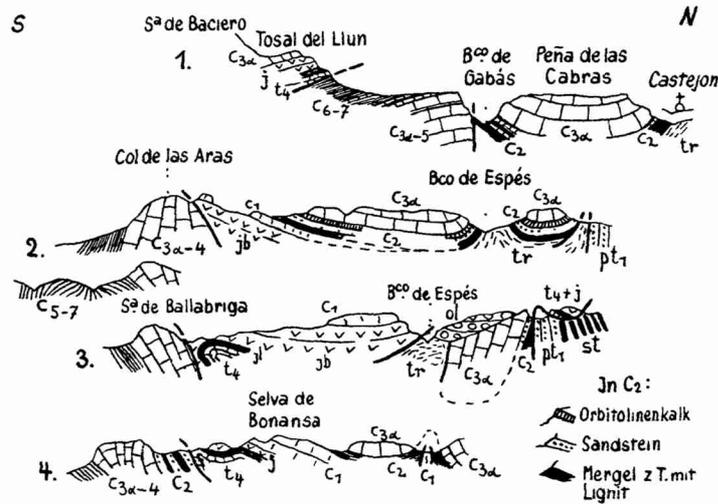


Abb. 21. Profile durch die Subzentrale Kreidezone von östlich der Isabena bis östlich der Esera.

Maßstab 1:100000. Zwischen Prof. 1 und 2 liegt der Quersattel des Turbón, und zwischen Prof. 3 und 4 ist das Profil 7 der Tafel 1 einzureihen.

Ebenso ist an der Südseite des Triassattels westlich von Espés die Grenze von Trias und Kreide vielfach normal (Abb. 21, Prof. 2).

Südlich des Sattels von Espés zeigt sich an der Isabena ein ganz anderes Bild wie an der Ribagorzana. Anstelle der verschiedenen Triasaufbrüche und Kreideschollen folgt nämlich eine ziemlich flache Schichtplatte, die im Süden an der Grenze gegen die Senonmergel den südvergente Sattel von Ballabriga bildet (Abb. 21, Prof. 2—4; Taf. 1, Prof. 7). Sein Südflügel ist auf die Senonmergel überfaltet. Er ist als die etwas nach Norden verschobene Fortsetzung jenes Sattels aufzufassen, der an der Ribagorzana ebenfalls die Senonmergel im Norden begrenzt.

Östlich der Isabena springt der Oberkreidekalk des Sattels von Ballabriga infolge Umbiegens des Streichens nach Nordosten zurück, ehe die Kreide unter dem Oligozän verschwindet. Ebenso biegt weiter südöstlich am Westende der Sª. de Aulet der Nordrand der Senonmergel nach Norden um (s. S. 88). So ergibt sich, daß die Senonmergel nach Norden in Form einer weiten, am Ost-

rand gestörten Quermulde vorspringen, die in der Hauptsache unter Oligozän verborgen liegt. An ihrer Ostseite stoßen die südlicheren der tektonischen Elemente ab, die an der Ribagorzana die Kreidezone aufbauen. An der Westseite der Quermulde liegt der Sattel, der die Grenze von Oberkreidekalk und Senonmergeln bildet, bedeutend weiter nördlich als im Osten. Auch im Süden ist die Quermulde an der Grenze der Oberkreide gegen das Alttertiär der Zone von Tremp zu erkennen, wenn auch hier entsprechend der Lage am Rande der Zone von Tremp das Fallen flacher ist.

Wie wir Quersattlung östlich der Isabena im Auftreten einer Mulde angedeutet fanden, so erscheint solche, dazu mit größerer Deutlichkeit, weiter westlich zwischen Isabena und Esera. Dort liegt der mächtige Kalkklotz des Turbón, bestehend aus einem nach Süden weit gegen die Senonmergel vorspringenden großen Quersattel mit steilen Flügeln (Abb. 22). Den Turbón haben JACOB, FALLLOT, ASTRE & CIRY (1926) als südbewegte Decke gedeutet, die Deckengrenze zwischen die oberkretazischen Kalkmassen und

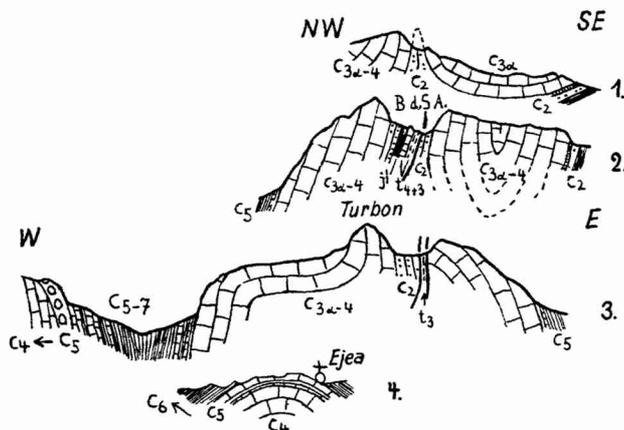


Abb. 22. Profile durch den Quersattel des Turbón.

1:100000.

Signaturenerläuterung auf Signaturenblatt vor Taf. 1.

B. d. S. A. = Barranco de Sⁿ. Adricin.

die sie umgebenden Senonmergel verlegend. Aber der Oberkreidekalk fällt mit Ausnahme einer Strecke, wo er senkrecht steht, allseitig unter die Senonmergel ein, und der Übergang von den Kalken zu den Mergeln ist verschiedentlich aufgeschlossen. Besonders klar ist diese Sachlage z. B. am Südwestende des Turbón bei Ejea, wo ein nach Süden vorspringender Nebensattel aus Ober-

(1689)

kreidekalk flach unter die Senonmergel abtaucht (Abb. 22, Prof. 4), und weiter nordöstlich an der Südseite des Hauptsattels. Ferner zeigt das Turbón-Massiv in seinem aus Unterkreide, Jura und Trias bestehenden Kern deutlichen Sattelbau in der (nord-südlichen) Querrichtung (Abb. 22, Prof. 1—3).

Eine ausgesprochene Vergenz nach Ost oder West besitzt der Turbón-Sattel nicht. Nach Süden setzt er sich nicht in die Zone von Tremp hinein fort. Nur an der Überkipfung der Schichten am Südrand der Kreide in der S^a. de Merli ist das Andrängen des Sattels noch zu erkennen. Weiter westlich wird das Einfallen wieder flach südlich.

Vom Quersattel des Turbón wird nun der von Osten kommende, pyrenäisch streichende und dabei südvergente Sattel von Ballabriga unterdrückt, und auch die Überschiebung in seinem Kern klingt unvermittelt aus. Im Westen des Turbón und jenseits der ihn begleitenden Quermulde (Abb. 22, Prof. 3) ist aber der pyrenäisch streichende Sattel in der S^a. de Cervin wieder sichtbar.

Der Quersattel selbst geht nach Norden hin unvermittelt zu Ende und er lenkt den Triassattel von Espés und die Strukturen des Nordrandes der Kreide nicht im geringsten ab. Vielmehr setzt sich der Triassattel von Espés nach Westen hin mit ziemlich flacher Schichtenlagerung in den B^{co}. de Gabás hinein fort. Südöstlich von Bisaurri endet die flache Kreidemulde, die ihn im Norden begleitet; sie setzt aber weiter westlich an einem Querbruch wieder ein (Abb. 20, Prof. 1). Die Trias des Sattels geht südwestlich von Bisaurri unter Abscherungserscheinungen zu Ende, und am Südflügel des Sattels stellt sich ein Bruch mit gehobenem Nordflügel ein, der sich bis auf das Westufer der Esera verfolgen läßt (Abb. 21, Prof. 1). Ferner zweigt südlich von Bisaurri von dem Triassattel im Süden eine Störung nach Westen hin ab, die sich bald zu einer wichtigen Nordüberschiebung entwickelt (Abb. 21, Prof. 1). Sie bildet westlich der Esera den Nordrand des Kreidemassivs der Cotiella.

d. Nacholigozäne Bewegungen.

Das Oligozän liegt in der Subzentralen Kreidezone und ebenso in der Noguerras-Zone im allgemeinen flach oder ist doch nur in ganz geringem Maße weitwellig verbogen. Steilere Aufrichtung oder Störung des Oligozäns tritt nur örtlich auf. So ist das eine flache Mulde bildende Oligozän des oberen Flamisell im Süden

eingebrochen und geschleppt (Abb. 14, Prof. 1). Am Mañanet ist das Oligozän an der Nordseite des Gewölbes der S^a. de Piñana steil aufgerichtet, woraus sich das Alter des Gewölbes ergibt (Abb. 20, Prof. 10; vgl. S. 89). Westlich von Pont de Suert ist

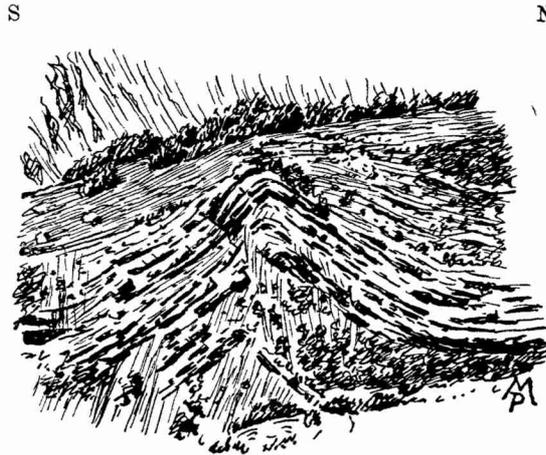


Abb. 23. Gefaltete Oligozän-Nagelfluh an der Nordseite des mittleren B^{co}. de Cirés (westlich von Pont de Suert).

an der Nordseite des Triasaufbruchs von Cirés das Oligozän zu einem kleinen Sattel steil aufgebogen (Abb. 23; vgl. auch Abb. 20, Prof. 2). Bei Alins findet sich steilfallendes Oligozän, ebenso in der westlichen S^a. de Aulet und weiter westlich im Süden des Endes der Trias von Aulet. Wie die angeführten Beispiele zeigen, treten die jungen Bewegungen meist in Nachbarschaft von hochmobilen Gesteinen, besonders von Trias, auf, und hier wieder besonders an Stellen, wo im voroligozänen Untergrunde starre Kalkmassive an Trias grenzen (z. B. S^a. de Piñana, B^{co}. de Cirés). In den südlichen Sierren, wo die nacholigozäne Faltung in erheblichem Ausmaß gewirkt hat, kommt die Rolle des Untergrundes noch deutlicher zum Ausdruck (s. Abschnitt III).

Zusammenfassung.

In der Subzentralen Kreidezone herrscht zwischen Segre und Esera ein wenig einheitlicher Bau. Sie besteht am Flamisell aus einer im Norden steil aufgerichteten Schichtfolge, die sich nach Süden hin verflacht und ohne nennenswerte weitere Faltung unter den jüngeren Gesteinen der Zone von Tremp verschwindet. Nach Osten hin stellt sich im Süden dieser den Kreidenordrand bildenden

Flexur der südvergente Sattel von Boixols ein. Nahe dem Kreidennordrand tritt an der Pallaresa Nordfaltung auf.

Die aufgerichtete Kreidefolge des Flamisell ist im westlichen Fortstreichen überkippt und flach nach Süden überfaltet. An der Ribagorzana bildet sie auf kurze Erstreckung einen Sattel, und dieser erscheint an der Isabena am Nordrand der Senonmergel als südvergenter Sattel von Ballabriga wieder. Im Westen des Turbón entspricht ihm der Sattel der S^a. de Cervin.

Im Norden der die Südflexur und dann den südvergenten Sattel bildenden Kreide finden sich vom Flamisell ab westwärts noch weitere Kreidezüge. Dabei handelt es sich im Westen des Flamisell und im Gebiete der Ribagorzana um eine Reihe von Kreideschollen, die durch verschieden streichende, meist schmale Triasaufbrüche getrennt werden. An den Triasgrenzen treten hier vielfach Abscherungen auf, und wiederholt werden kleinere Kreideschollen, sich von den Hauptmassiven ablösend, teilweise oder ganz von Trias umschlossen. Im Innern besitzt jede Scholle ihren eigenen Bau. Dieser eigenartige tektonische Typ der von Trias umflossenen Schollen ist durch die hohe Mobilität der Trias bedingt. Die Vergenz ist hier nicht einheitlich, nur die reine Faltung vergiert vorwiegend nach Süden (Mulde der Fayada, Sattel von Buirá). Demgegenüber tritt im Norden nordgerichtete Schuppung auf, angedeutet an der Nordseite der Fayada, etwas deutlicher am Westende der Trias von Aulet. am ausgeprägtesten im unteren B^o. de Viu und im Triasaufbruch von Cirés, ferner teilweise am Kreidennordrand (vgl. S. 81). Vielfach, so besonders in den Triasaufbrüchen, tritt keine ausgesprochene Vergenz auf. Mehrfach grenzen Einheiten mit entgegengesetzten Vergenzen unvermittelt aneinander, jedoch durchschneiden sich die beiden Vergenzen niemals, wie das in der Nogueras-Zone der Fall ist.

Von den tektonischen Elementen, die den Nordteil der Subzentralen Kreidezone an der Ribagorzana aufbauen, setzt sich nur der Triasaufbruch von Cirés nach Westen fort, und zwar im Sattel von Espés. Dieser ist im Osten ein schmaler Triasaufbruch, der an der Isabena teilweise nach Norden auf die ebenfalls nordvergente Mulde von Alins überschoben ist; weiter westlich ist er aber meist ungestört, und im Westen des Turbón ist er flach, bis er an der Esera endet. Kurz vor der Esera zweigt von ihm eine Störungslinie ab, die sich nach Westen hin zu einer bedeutenden Nordüberschiebung entwickelt.

In der nördlichen Randregion der Kreide haben wir im Prinzip
(1692)

eine Südflexur vor uns, die mehrfach absetzt. Aber nur selten zeigt sich normales Auflager, sondern meist treten Störungen und besonders Abscherungen auf, die teilweise flach werden und dann mit Nordbewegung verbunden sind (vgl. S. 81).

In der Region der mehr oder weniger pyrenäisch streichenden Falten und Störungszonen treten auch Querfalten auf, nämlich die zum größten Teil von Oligozän verdeckte Quermulde östlich der Isabena und der deutlicher erkennbare steile Quersattel des Turbón. Von diesen Querfalten werden die südlichen der streichenden Falten unterbrochen, und nur noch die Strukturen des Kreidenordrandes und des südlich anschließenden Sattels von Espés streichen weiter, ohne von der nach Norden unvermittelt abklingenden Querfaltung beeinflusst zu werden. Die Quermulde an der Ostseite der Isabena ist auch insofern eine Scheide im Verlauf der streichenden Falten, als an ihrem Ostflügel die Kreideschollen und Triasaufbrüche der Ribagorzana abstoßen, ohne sich im Westen fortzusetzen.

Im Süden der Subzentralen Kreide liegt die von flachem Alttertiär erfüllte Zone von Tremp. Sie geht im Osten zu Ende, indem sich Faltung einstellt und außerdem der nördlichste Sattel der Sierrenzone an die Kreidezone heranstreicht. Nach Westen hin nimmt die Zone von Tremp an Breite zu. Die Querfalten der Subzentralen Kreide des Arbeitsgebietes setzen sich nicht in die Zone von Tremp hinein fort.

Was die Vergenzen in der Kreidezone betrifft, so herrscht im Süden einheitliche Südfaltung, während im Norden die Vergenz zum Teil wenig ausgeprägt ist und verschiedentlich wechselt, zum Teil aber auch neben südvergenter Faltung deutliche Nordschuppung auftritt (im Nordteil der Kreide und an ihrem Nordrand).

Das Alter der Faltung ist in der Kreidezone ebenso wie in der Zone von Gerri fast ausschließlich pyrenäisch, und nacholigozän sind im allgemeinen nur ganz flachwellige Verbiegungen eingetreten. Stärkere junge Aufrichtung tritt nur als örtliche Ausnahme im Norden der Kreidezone auf an Orten, die durch den Bau des Untergrundes bestimmt sind.

III. Die katalanische Sierrenzone.

Auf die Zone von Tremp folgt im Süden eine neue Faltungszone, die „Sierrenzone“ der spanischen Geologen. Sie setzt sich weit nach Westen fort. Hier wird nur ihr katalanischer Anteil behandelt; im Westen schließt das von G. SELZER gleichzeitig bearbeitete Gebiet an. Im Süden grenzen die Sierren an das Oligozän des

Ebrobeckens. Sie enden im Osten, indem das Oligozän vom Ebrobecken nach Norden bis in die Zone von Tresp vorgreift. Die geologische Selbständigkeit der Sierrenzone gegenüber den Kreidefalten der zentralen Südpyrenäen war schon paläogeographisch vorbereitet (besonders in der Kreide). Ebenso wie in der Subzentralen Kreidezone kommt auch in den Sierren nie etwas älteres als Muschelkalk bzw. „Röt“ heraus; über der Permotrias muß hier wie dort eine große Abscherung liegen.

a. Die voroligozäne („pyrenäische“) Südfaltung des Monsech.

Hierzu die Profile in Abb. 24 u. 25.

Die katalanische Sierrenzone zerfällt in zwei Teile, nämlich in den einheitlichen, auf 45 km durchstreichenden Sattel des Monsech und die weniger einheitlich gebauten südlichen Sierren. Der Monsech nimmt auch stratigraphisch eine Sonderstellung innerhalb der Sierren ein, indem er eine viel vollständigere und mächtigere Schichtfolge der Kreide aufzuweisen hat. Seine Ketten bestehen aus einer mit 25—35° zur Zone von Tresp hin einfallenden Schichtfolge von Kreide, Jura und etwas Trias, die im Süden mit einer Störung an Eozän grenzt. Bei gleichbleibenden geologischen Verhältnissen bietet der Monsech auf seiner ganzen Länge dasselbe bezeichnende morphologische Bild (Taf. 1, Prof. 4⁹ u. 8). Seine gleichförmige Front wird nur durch die tiefen Schluchten der Pallaresa und der Ribagorzana und im Osten durch den B^{co}. de Meya unterbrochen. Unterschiede des Baues im Osten und Westen zeigt der Monsech nur an seinem Südkontakt: im Osten handelt es sich um eine meist steile Aufschiebung der Trias des Sattelkerns unmittelbar auf Eozän, während sich schon in der Mitte und dann besonders im Westen der tektonisch reduzierte Südflügel des Sattels einstellt (vgl. hierzu die Profile der Südflanke des Monsech, Abb. 24 u. 25).

Den Bau des Monsech an seinem Ostende, kurz bevor er unter dem Oligozän verschwindet, gibt das Profil des B^{co}. de Meya wieder (Abb. 24, Prof. 8). Inmitten der Santon-Sandsteine tritt hier unter einer Abscherungsfläche ein kleiner Spezialsattel von Unterkreide auf. Die Überschiebung des Monsech auf das südliche Eozän kann hier nicht allzu steil sein, wie aus ihrem Zurückspringen im B^{co}. de Meya und 2½ km weiter östlich hervorgeht. Aufgeschlossen ist von der Störung sehr wenig, da der Fuß des Gebirges hier wie fast überall in Schutthalden gehüllt ist. Westlich des B^{co}. de Meya ist die Überschiebung auf das Eozän einmal auf wenige Meter mit Nordfallen von 60° aufge-

geschlossen. Ungefähr 50 m südlich von dieser Stelle findet sich, der Südfront des Monsech vorgelagert, im Oligozän ein kleines Vorkommen von Ophit, das als eine kleine Klippe zu deuten ist (Abb. 24, Prof. 8). Der Ophit ist in sich mylonitisiert und wird von flachen

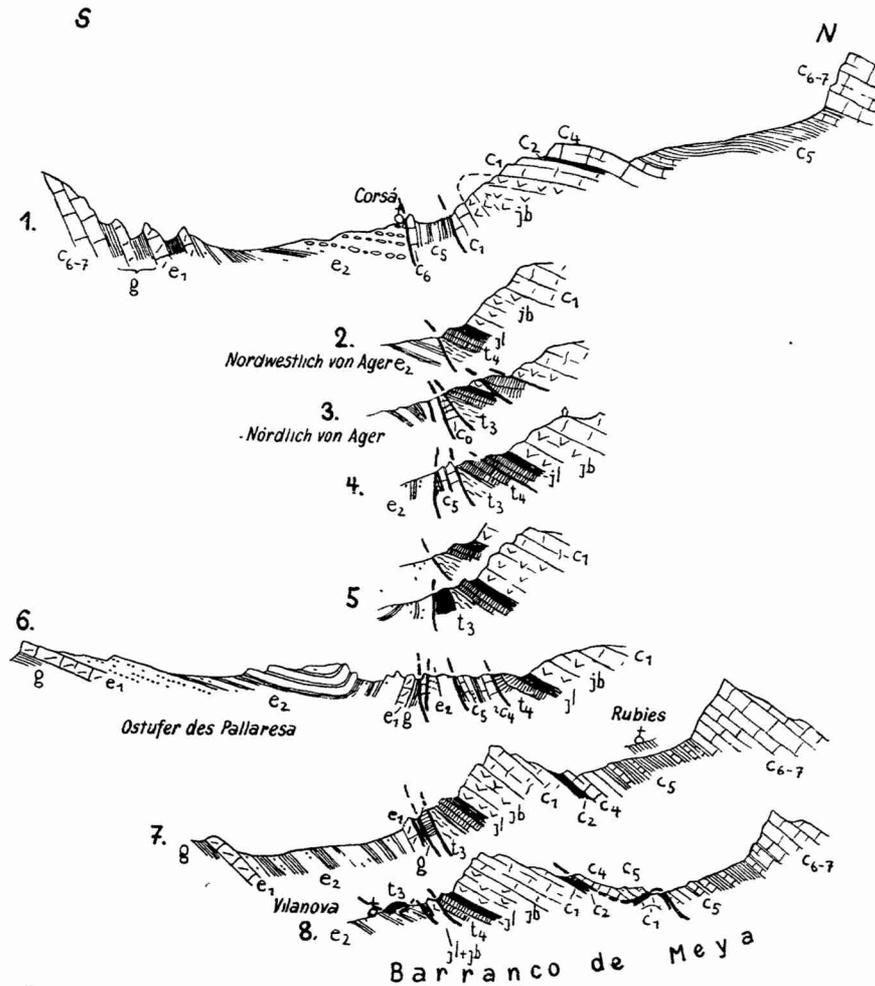


Abb. 24. Profile durch die Südseite des Monsech östlich der Ribagorzana (katalanischer Anteil).

1 : 50000; Signaturenerklärung auf Signaturenblatt vor Taf. 1.

dünnen Lagen von Keupermergeln und zerbrochenem Triaskalk durchzogen. Es scheint also, daß hier die in der Tiefe steilere Monsech-Überschiebung im Niveau des Eozäns, d. h. der zur Zeit der Faltung jüngsten Schicht, nach Süden hin recht flach wird.

Nach Westen ist die große Monsech-Störung weithin zu verfolgen (Taf. 1, Prof. 9; Abb. 24). Im Osten der Pallaresa stellt sich an ihrer Südseite der reduzierte Südflügel des Sattels ein (Abb. 24, Prof. 7), und die vielfach gleitbrettartig zerlegten Reste dieses Südflügels werden zur Pallaresa hin durch eine gestörte Mulde von Eozänflysch zweigeteilt (Abb. 24, Prof. 6). Am Südrand herrscht hier also noch Spezialfaltung. Das Profil der Pallaresa zeigt sehr komplizierte Verhältnisse, die auf der Karte (Tafel 1) nur vereinfacht wiedergegeben werden konnten. Der Rest des in sich noch spezialgefalteten Südflügels ist hier eigentlich ein Mylonit großen Stils. Im tiefen Niveau der Pallaresa nimmt er einen breiteren Raum ein als auf den Höhen zu beiden Seiten.

Im Westen der Pallaresa verschwindet der Südflügel wieder, und die Störung steht auf ein kurzes Stück fast senkrecht (Abb. 24, Prof. 5). Hier ist der Kontakt in großem Maßstab aufgeschlossen, — das einzige Mal außer im Westen an der Ribagorzana. Nach Westen zu bekommt die Störung wieder deutliches Nordfallen, wie kleine Aufschlüsse in dem Barranco zwischen C. Maset und Ametlla²²⁾ zeigen (Abb. 24, Prof. 5a). Auf seiner Westseite springt die Trias ein Stück nach Süden vor. Falls hier nicht etwa eine Querstörung vorliegt, ist anzunehmen, daß die Überschiebung wie bei Vilanova flach wird; der Kontakt ist nicht aufgeschlossen, wie überhaupt im Gebiet von Ametlla die Anschlußverhältnisse besonders schlecht sind. Das Eozän steht nur in den Talschluchten an, während die Höhen dazwischen aus Schuttmassen von Jura und Trias bestehen, wodurch flache Überschiebungen vorgetäuscht werden könnten. Immerhin scheinen außer den atektonischen Gleitungen auch wirkliche Überschiebungen vorzuliegen.

Weiter westlich ist die Monsech-Überschiebung durchgehend steil. Dabei stellen sich nördlich von Ager wieder Reste des Südflügels ein (Abb. 24, Prof. 3 u. 4), die nach Westen verschwinden (Abb. 24, Prof. 2). Aber gegen Westen wird der Sattelbau des Monsech dadurch noch deutlicher erkennbar, daß das Coniac des Nordflügels sich um die älteren Schichten des Sattelkerns schließt, so daß es jetzt statt der Trias im Süden an das Eozän grenzt. Bald stellen sich am Südflügel auch noch Santonmergel und von Corsá ab dazu Obersenonkalk ein, beides steil südüberkippt. Nordöstlich von Corsá kommen im Kern wieder Unterkreide und Dogger heraus (Abb. 24, Prof. 1), und der Dogger grenzt bald

22) Ametlla liegt im Süden des südlichen Vorsprungs der Monsech-Serie.

unter Ausfall des Coniac und der Unterkreide unmittelbar an die Santonmergel. An der Ribagorzana erscheint im Sattelkern Trias, die sich nach Westen fortsetzt, bis der Monsech unter dem Oligozän verschwindet (Abb. 25). Im Osten nahe der Riba-

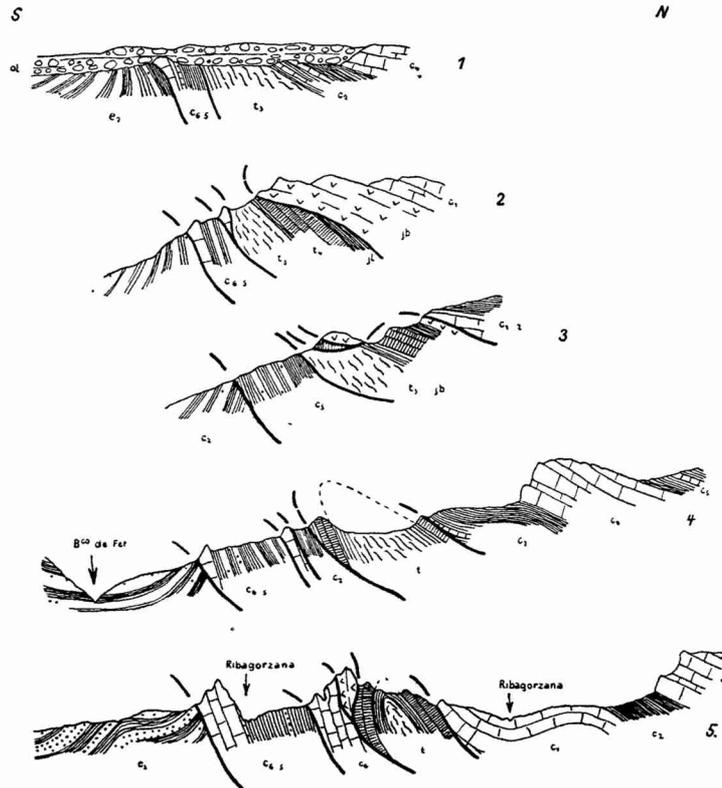


Abb. 25. Profile durch die Südseite des Monsech westlich der Ribagorzana (aragonischer Anteil).

Etwa 1:30000. Zeichenerklärung auf Signaturenblatt vor Taf. 1.

gorzana (Abb. 25, Prof. 4. u. 5; Taf. 1, Prof. 8) bildet die Trias einen südvergente Sattel, von dem im Westen (Abb. 25, Prof. 1—3) nur der Nordflügel da ist. Im Süden grenzt die Trias mit einer meist steil nordfallenden Störung an die jüngeren Schichten des Südfügels, der im Norden des durchgehenden Zuges der Santonmergel noch mehrere Linsen von Coniac, Unterkreide und Dogger enthält. Im Norden liegt zwischen der Trias und den jüngeren Schichten des Nordflügels eine Abscherungsfläche (Abb. 25), die im Westen z. T. sehr flach wird, so daß dort Dogger auf den Kern des Triassattels vorgreift (Abb. 25, Prof. 2 u. 3).

Ganz im Westen springt diese Störung zurück, und dadurch kommen wie im Osten (Abb. 25, Prof. 4) die Unterkreidemergel in direkten Kontakt mit dem Keuper (Abb. 25, Prof. 1).

Wenig weiter westlich und nordwestlich verschwinden die Gesteine des Monsech unter dem Oligozän (Abb. 25, Prof. 1). Aber bei Tolva kommen sie noch einmal heraus. Sie bilden

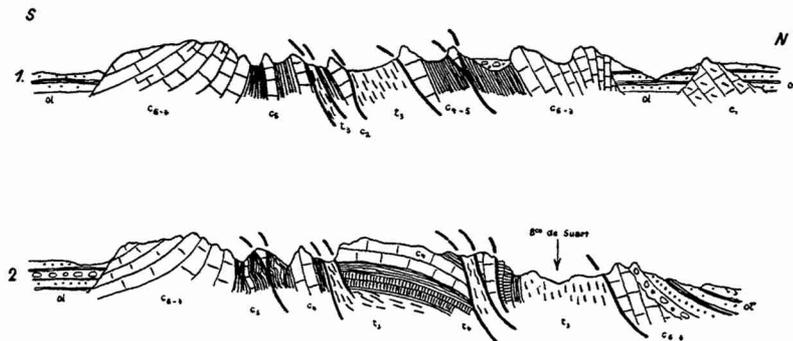


Abb. 26. Profile durch das Mesozoikum von Tolva.

Prof. 1 = Westseite, Prof. 2 = Ostseite des B^{co}. de Guart.

Etwa 1:30000. Zeichenerklärung auf Signaturenblatt vor Taf. 1.

hier einen südvergenten, nach Osten zu sehr rasch abtauchenden Sattel mit Trias im Kern (Abb. 26). Sein Nordflügel ist durch einen schrägstreichenden Triasaufbruch zerstückelt. Sein zunächst steiler Südfügel wird nach Süden zu bald flach. Wenn wir in diesem Sattel die unmittelbare Fortsetzung des Monsech-Sattels sehen, so nehmen wir an, daß sein östliches Abtauchen durch eine Quermulde bedingt ist. Eine Quersaltung deutet sich ja auch im Streichen des Triasaufbruchs an, der den Sattel schräg durchschneidet. Aber wie die vom Oligozän verhüllten Beziehungen im Einzelnen auch geartet sein mögen: als Ganzes entspricht das Mesozoikum von Tolva jedenfalls dem Sattel des Monsech; denn erstens liegt es im Fortstreichen, und zweitens gehört es stratigraphisch zum Monsech. Aber der bezeichnende Bau des Monsech herrscht hier nicht mehr; wir sind an seinem Westende, wo er sich auflöst.

Das der Monsechkette südlich vorgelagerte Eozän bildet den Kern und den (außer im Westen) flachen Südfügel einer Mulde, deren Nordflügel fast überall an der Monsechüberschiebung ausfällt. Unter dem Alttertiär erscheint Kreide; sie bildet im Osten der Pallaresa das flache Gewölbe der S^a. de S. Mamet (Taf. 1, Prof. 9), an deren Ostende im Einschnitt des Rio de Meya Trias herauskommt. Im Westen der Pallaresa ist das Gewölbe ebenfalls außerordent-

(1698)

lich flach (s. Abb. 35). Aber zur Ribagorzana hin geht es in einen steilen südvergenten Sattel über (Taf. 1, Prof. 8).

Zusammenfassung.

Der Monsech ist ein Sattel pyrenäischen Alters, steil aufgeschoben unter Ausdünnung bis völliger Unterdrückung seines Südflügels auf den Nordflügel eines (außer im Westen) flachen Gewölbes. Die Überschiebung scheint in ihrer östlichen Hälfte im Niveau des hohen Eozäns z. T. flach zu werden. Die Schichten des reduzierten Südflügels sind vielfach gleitbrettartig zerlegt. Ihr größtes Ausmaß besitzt die Monsechstörung im Osten, während sich nach Westen zu der reduzierte Südflügel allmählich mehr vervollständigt. Im Westen liegt in der Fortsetzung des Monsech das kompliziert gebaute Mesozoikum von Tolva.

b. Die pyrenäische und die nacholigozäne Tektonik im Südteil der katalanischen Sierrren.

Im Süden des dem Monsech vorgelagerten Kreidengewölbes ist die Tektonik pyrenäischen Alters sehr viel weniger einheitlich als im Norden. Außerdem ist hier der pyrenäische Bau von der nur im Süden stärker wirksamen nacholigozänen Faltung überarbeitet worden.

1. Das Gebiet zwischen Artesa und Camarasa.

a. Die pyrenäische Querfaltung.

In den östlichen katalanischen Sierrren stellt sich im Süden der flachen Kreidetafel der S^a. de S. Mamet starke Querfaltung pyrenäischen Alters ein. So deutet sich an der Ostseite des Oligozänbeckens von Rubió ein alter Quersattel an, der im Norden in Nordweststreichen umbiegt (Abb. 27, Prof. 3 u. 2). Durch das Hinzutreten der jungen Faltung sind die Lagerungsverhältnisse hier kompliziert worden. Ein zweiter, nacholigozän ebenfalls teilweise überarbeiteter Quersattel liegt an der Westseite des Beckens von Rubió (Abb. 27, Prof. 3). Es folgt eine breite, nur im Norden tiefer eingefaltete Quermulde und dann ein steiler, nach Süden flacher werdender ostvergenter Quersattel (Abb. 27, Prof. 1 und 3). An ihn schließen sich eine im Süden breite und sehr flache, im Norden engere Quermulde und dann ein ostvergenter Sattel mit ganz flachem Westflügel an, der nach Süden zu abklingt (Abb. 27, Prof. 1 und 3).

Das pyrenäische Alter dieser Querfalten wird durch die diskordante Lagerung des Oligozäns bezeugt (Abb. 27, Prof. 1 oben).

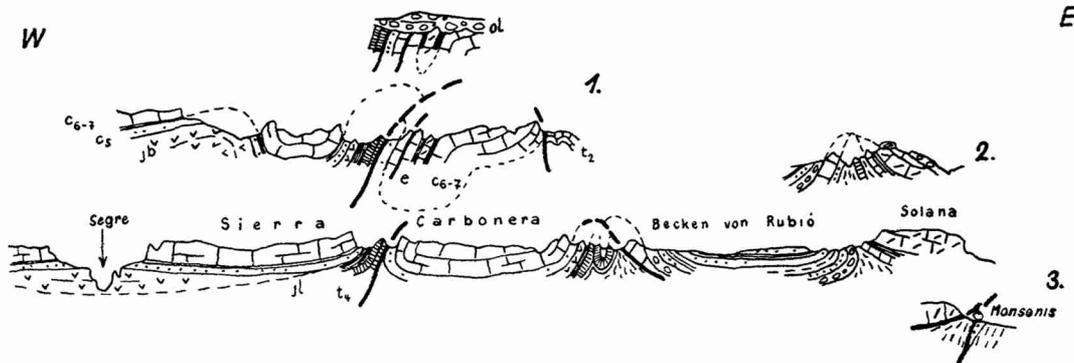


Abb. 27. Profile der Querfalten im Gebiet zwischen Artesa und Camarasa.

1:100000. Zeichenerklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

Nach Norden gehen die Querfalten nicht in die Tafel der S^a . de S. Mamet hinein. Hier lag im voroligozänen Bau eine längs-streichende Störungszone (Linie von Alós), an der das quergefaltete Gebiet gegen die nördliche Kreidetafel absetzte (s. Abb. 28). Wahrscheinlich handelte es sich um einen Triasaufbruch; denn bei Alós transgrediert das Oligozän auf der Trias eines Sattels, welcher nach Osten in jenen Sattel hineingeht, der nördlich von Rubió nach Süden umbiegt (s. S. 103 und Abb. 28, Prof. 5 und 6).

β. Die junge Faltung und der Rand des Ebrobeckens.

Der Triasaufbruch
von Alós.

Die junge Faltung hat im Gebiet von Artesa—Camarasa stark gewirkt. Sie gab der Störungszone von Alós endgültig die Gestalt eines Triasaufbruchs. Im Süden schneidet dieser mit einer Störung die Querfalten und das auf ihnen transgredierende Oligozän ab, und an seiner Nordseite ist das Oligozän steil aufgerichtet, so daß sich eine gewisse Nordvergenz ergibt (Abb. 28, Prof. 1—4). Nach Westen zu geht die junge Bewegung an der Linie von Alós zu Ende, nach Osten geht sie posthum in den nordwestlich streichenden alten Sattel hinein, der nördlich von Rubió nach Süden umbiegt; dabei zeigt sich nur noch am Südflügel junge Bewegung (Abb. 28, Prof. 6).

Das Becken von
Rubió.

Der eben genannte Sattel-Südflügel bildet die Nordseite des Oligozänbeckens von Rubió. Im Westen ist dieses eine südvergente, im Norden von Trias überschobene Mulde (Abb. 29, Prof. 2). Weiter östlich verbreitert es sich nach Norden und schließt sich dann unter allseitig steilem Einfallen des Oligozäns (Abb. 29, Prof. 3 und Abb. 27, Prof. 3). Die nord-südliche Ablenkung des sonst ost-

(1700)

westlichen nacholigozänen Streichens ist durch die alten Quersättel bedingt. Die wichtige Rolle des voroligozänen Untergrundes für die junge Faltung tritt vielfach hervor (vgl. S. 110).

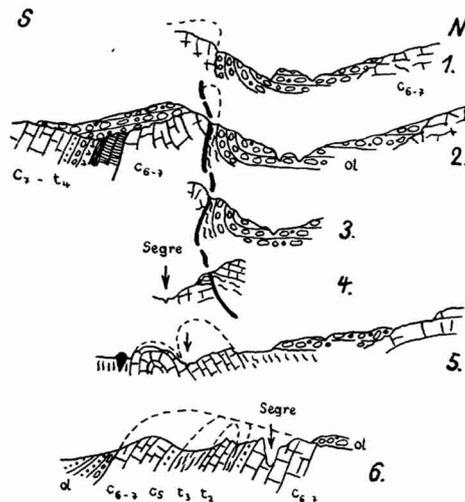


Abb. 28. Profile durch den Triasaufbruch von Alós.
1 : 50000. Zeichenerklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

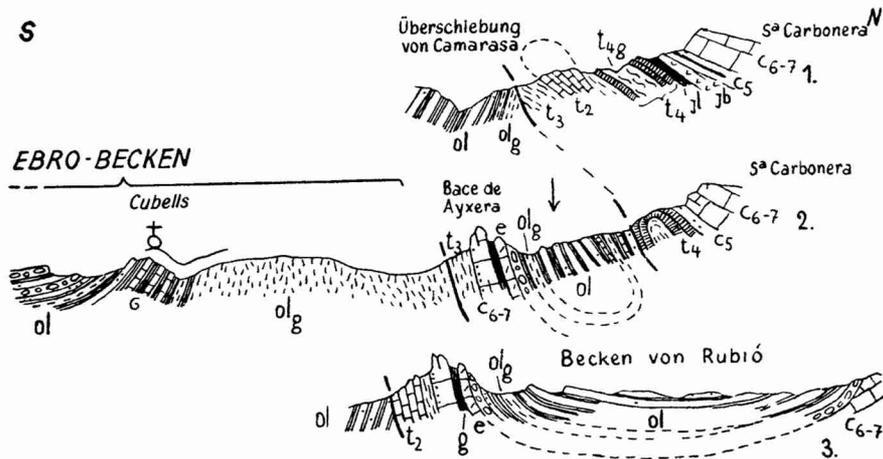


Abb. 29. Nord-Süd-Profile durch das Gebiet zwischen Artesa und Camarasa.
1 : 50000. Zeichenerklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

Die Bace de Ayxerá
und der Rand des
Ebrobeckens bis zum
Segre.

Im Süden des Beckens von Rubió liegt die steilstehende Schichtfolge der Bace de Ayxerá, die im Süden dem Oligozän des Ebrobeckens steil aufgeschoben ist (Abb. 29, Prof. 2 u. 3). Im Westen wird sie von dieser Überschiebung abgeschnitten, und die Mulde von Rubió vereinigt sich mit dem Ebrobecken. Von hier ab bis Camarasa bildet die an der Nordseite der Mulde von Rubió liegende Überschiebung (Überschiebung von Camarasa) den Rand des Ebrobeckens, sodaß jetzt die quergefaltete Platte der S^a. Carbonera unmittelbar an das Ebrobecken grenzt. Dabei bildet die Trias des Südrandes der Sierra im Westen einen südüberkippten Sattel (Abb. 29, Prof. 1). Das Oligozän ist im Süden der Randstörung steil aufgerichtet und gehört einer Faltungszone an, die sich nahe dem Nordrand des Ebrobeckens entlang zieht²³⁾.

Die Solana.

Die Bace de Ayxerá biegt in der Südostecke der Mulde von Rubió in Nordoststreichen um und wird dann von einer Querstörung abgeschnitten. Im Osten werden die Bace de Ayxerá und die Mulde von Rubió durch das Alveolinenkalk-Massiv der Solana abgelöst (Abb. 27, Prof. 2 u. 3). Dieses wird an seiner Süd- und Ostseite von der Fortsetzung der Trias der Bace de Ayxerá umsäumt; die Trias grenzt mit einer Störung an das aufgerichtete Oligozän des Ebrobeckens. Die Solana ist eine flache Mulde pyrenäischen Alters. Die Oligozäntransgression fand sie als einen Kalkklotz mit Trias am West-, Süd- und Ostfuße vor, und dieser Klotz

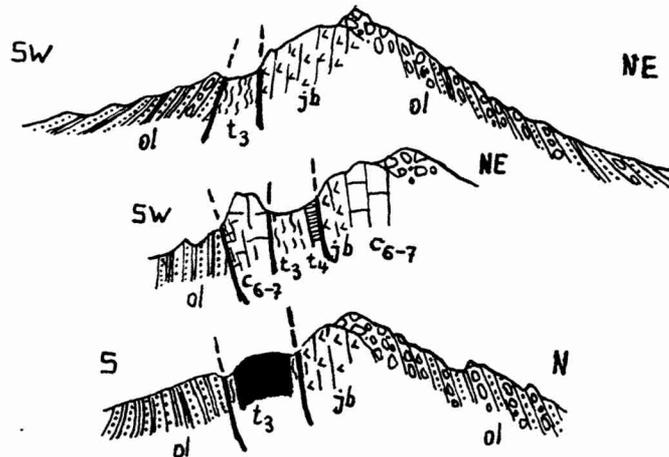


Abb. 30. Profile durch den Mesozoikum-Aufbruch von Artesa.

1 : 25 000.

23) Die junge Faltung innerhalb des Ebrobeckens wird hier nicht behandelt.

wurde nach seiner Eindeckung durch das Oligozän bei der jungen Faltung hochgepreßt, wobei sich die Hauptbewegung in der Trias und an deren Grenze gegen das Oligozän abspielte. Das Umbiegen der Randstörung des Ebrobeckens an der Südostecke der Solana ist offenbar durch diese Verhältnisse bedingt. Auch an anderen Stellen ergibt sich eine weitgehende Beeinflussung der jungen Faltung durch das unausgeglichene Relief und die verschiedene Mobilität des voroligozänen Untergrundes (vgl. S. 110).

Östlich von Artesa kommt im Oligozän des Ebrobeckens noch einmal Mesozoikum als Kern eines jungen Sattels heraus. Dabei werden die Oligozänsandsteine des Südflügels von einer meist als Überschiebung ausgebildeten steilen Störung begrenzt, während auf dem Nordflügel die diskordanten Basalkonglomerate des Oligozäns normal transgredieren. Im Sattelkern ist der Keuper dem übrigen Mesozoikum vorangeeilt.

Der Aufbruch von Mesozoikum bei Artesa. (Hierzu die Abb. 30).

Nördlich Artesa springt das Oligozän des Ebrobeckens bis hinan an die Zone von Tresp vor. Entlang seinem Westrande, wo es auf dem pyrenäisch gefalteten Bau transgrediert, liegt es flach. Aber nach Osten hin stellen sich vereinzelte Falten ein. So liegt bei Montargull ein Sattel (Abb. 31, Prof. 1 u. 2), an den

Das Oligozän im Norden von Artesa.

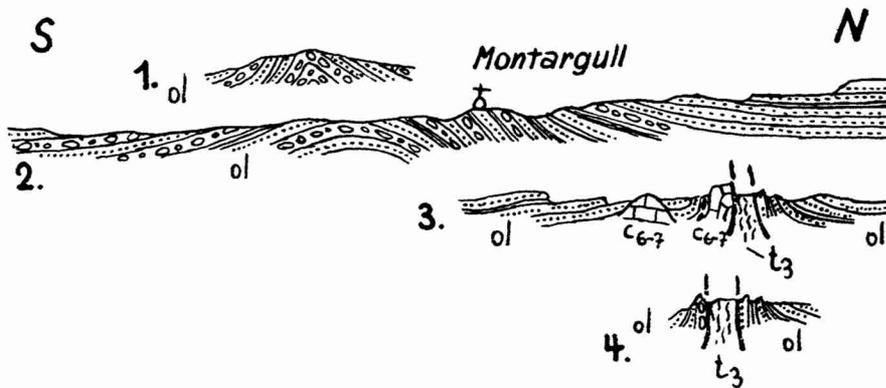


Abb. 31. Profile im Oligozän nördlich von Artesa.

1 : 50 000.

In Profil 1—2 Sattel von Montargull.

In Profil 3—4 „ des Monmargastre.

im Norden eine weite flache Mulde anschließt. Gestaffelt zu diesem Sattel liegt am Monmargastre ein nach Westen hin unvermittelt abtauchender Sattel mit Kreide und Trias im Kern (Abb. 31, Prof. 3 u. 4). Dabei ist wie bei Artesa die Trias den jüngeren Schichten vorangeeilt. Sonst liegt das Oligozän im Norden von Artesa flach.

(1703)

1. Das Gebiet zwischen Camarasa und Os.

α. Die Überschiebung von Camarasa westlich des Segre und das Gebiet der S^a. de Montroig.

(Hierzu die Profile der Abb. 32).

Die Überschiebung von Camarasa setzt sich weit nach Westen fort, aber den Rand des Ebrobeckens bildet sie nur bis Camarasa; denn dort kommt südlich von ihr inmitten des Oligozäns nochmals Älteres heraus. Westlich von Camarasa stellt sich das pyrenäisch gefaltete Alveolenkalk-Massiv des S. Salvador (s. S. 109) ein, und um dieses biegt die Störung von Camarasa nach Norden aus, wobei sie vorübergehend ihren Überschiebungscharakter verliert (Prof. 6). Westlich des S. Salvador setzt im Süden der Störung das Oligozän des bereits sedimentär vorgebildeten Beckens von Torre de Rich²⁴⁾ ein, und damit wird die Störung wieder zu einer jetzt sogar flachen Überschiebung (Prof. 5). Nach Westen

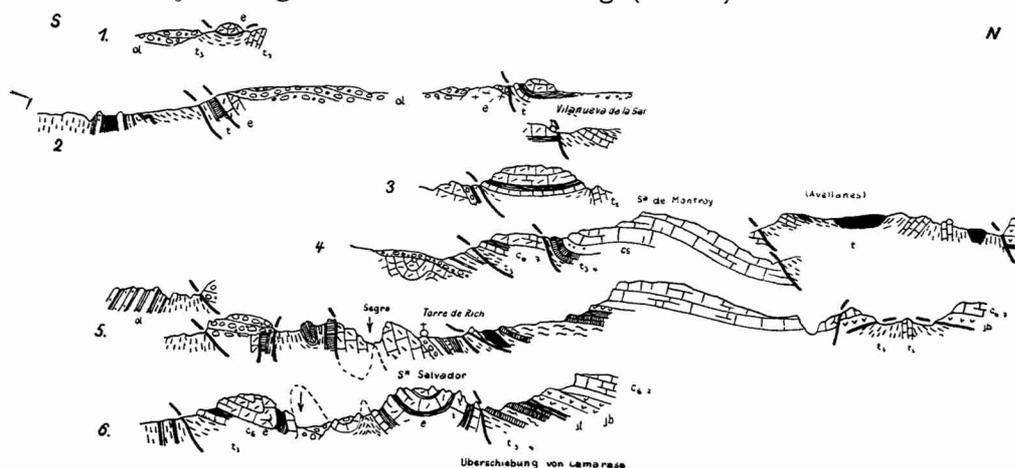


Abb. 32. Profile der südlichen Sierras zwischen Camarasa und Os.

1 : 75 000. Zeichenerklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

zu wird sie wieder steiler und schließlich senkrecht (Prof. 4—2), womit zugleich ihr Ausmaß abnimmt.

Im Norden der Überschiebung von Camarasa liegt die zu flachen, ost-westlich streichenden Wellen verbogene Schichtfolge der S^a. de Montroig (Prof. 4—6). Sie setzt die quergefaltete Platte der S^a. Carbonera fort, zeigt selbst aber diese Querfaltung nicht mehr. An der Westseite der Pallaresa kommt im Norden unter dem Dogger der S^a. de Montroig Trias heraus (Prof. 5), die das

24) Torre de Rich liegt nördlich von Sⁿ. Lorenzo.

Ostende des großen Triasgebietes von Avellanes (s. S. 112) bildet. Wenig weiter südwestlich bringt eine steile Überschiebung diese Trias in Kontakt mit der Oberkreide (Prof. 4). Das Alter dieser Störung ist fraglich. Zwar liegen über ihr wenig mächtige Konglomerate, das Tal zwischen Trias und Kreide erfüllend, aber deren Alter ist unsicher. Im Westen schaltet sich zwischen der Schichtfolge der S^a. de Montroig und der Störung von Camarasa eine südlichere flache Kreide-Eozän-Mulde ein, im Osten an einem Querbruch innerhalb der Montroig-Trias beginnend (Prof. 2—4). Westwärts endet zuerst die im Westen von wahrscheinlich alten Querstörungen zerstückelte nachtriadische Schichtfolge der S^a. de Montroig, dann die südlichere Serie und bald darauf die Störung von Camarasa inmitten der Trias von Avellanes.

β. Das Gebiet südlich der Überschiebung von Camarasa.

Am Segre liegt südlich der Störung von Camarasa die ost-westlich streichende pyrenäische Mulde des S. Salvador, der im Süden ein Triassattel und eine weitere kleine Mulde vorgelagert sind (Abb. 32, Prof. 6). Im Westen heben sich diese Falten an einem ebenfalls pyrenäischen Quersattel steil heraus (Abb. 33, Prof. 1).

Die alte Quer- und Längsfaltung.

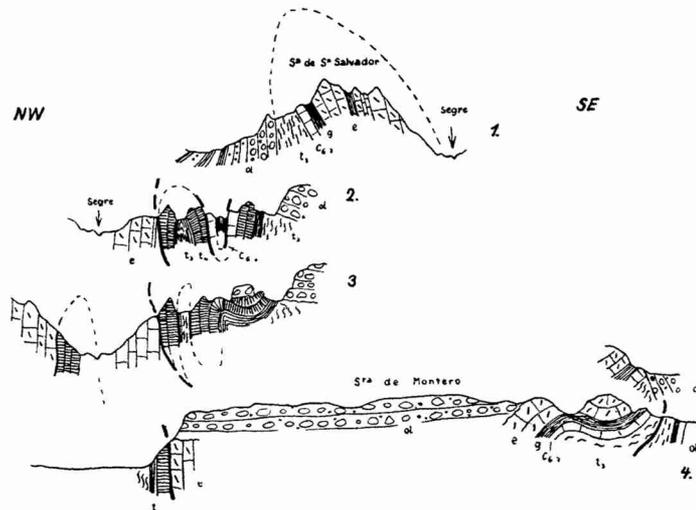


Abb. 33. Profile durch die Quersalten südwestlich von Camarasa. Etwa 1:30000. Zeichenerklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

Südlich des S. Salvador erscheint im Ostteil der S^a. de Monteró noch einmal das voroligozäne Gebirge. Es handelt sich um eine südvergente pyrenäische Mulde (Abb. 32, Prof. 6), die außerdem quergefaltet ist (Abb. 33, Prof. 4).

Ferner kommt im Nordwestteil der S^a. de Monteró der Quersattel der Westseite des S. Salvador wieder heraus. Er ist in mehrere steile Spezialfalten gegliedert, denen Kreide und Garumnium fast ganz fehlen (Abb. 33, Prof. 2—4). Die Trias seines Nordwestflügels setzt sich weit nach Südwesten fort und biegt dann in Ost-West-Streichen um.

Im Nordwesten bzw. Norden dieses Triaszuges liegt mit einer Abscherung das Alveolinenkalk-Massiv von S. Lorenzo. Im Norden verschwindet es unter dem Oligozän der Mulde von Torre de Rich, das im Westen weit südwärts vorgreift. Im Nordosten des Eozän-Massivs wird die alte Querfaltung durch Längsfaltung abgelöst (Abb. 32, Prof. 4). In seinem Westteil herrscht ebenfalls alte Längsfaltung. Sie ist mit weitgehenden, vielfach flachen Abscherungen an der Trias-Obergrenze verbunden. Im Westen endet das Eozän als abgescherte Mulde inmitten der Trias von Avellanes (Abb. 32, Prof. 1). Wenig weiter westlich findet sich in der Trias noch eine flach abgescherte Scholle von Eozän.

Die junge Südfaltung.

Auf dem eben beschriebenen Bau transgrediert das Oligozän. Teilweise fand es noch ein recht unausgeglichenes Relief vor. Z. B. bildete der S. Salvador einen Kalkklotz, an dessen steile Flanke sich das Oligozän anlagerte.

Die nacholigozäne Faltung führt in dem besprochenen Abschnitt zur Ausbildung von zwei Überschiebungen, nämlich im Norden zu der Überschiebung von Camarasa (s. S. 108), mit der die Einmündung des Oligozänbeckens von Torre de Rich zusammengehört (Abb. 32, Prof. 2—6), und im Süden zu einer neu einsetzenden Randüberschiebung des Ebrobeckens (s. S. 111 und Abb. 32, Prof. 6, 5 und 2). Südlich von ihr entstand im Oligozän ein Sattel, der entlang dem Rande des Beckens verläuft.

Im einzelnen übte vielfach der voroligozäne Untergrund einen wichtigen Einfluß auf die junge Tektonik aus. So bedingt der Kalkklotz des S. Salvador das Ausbiegen und Senkrechtwerden der Störung von Camarasa (s. S. 108). Südlich von ihr wird der S. Salvador im östlichen Fortstreichen der Oligozänmulde von Torre de Rich als Kern eines sattelähnlichen Gebildes emporgepreßt, an dessen West- und Südostseite das Oligozän steil aufgerichtet ist (Abb. 33, Prof. 1). Der S. Salvador war also bei der pyrenäischen Faltung als Mulde tektonisch tief, wurde bei der nachpyrenäischen Abtragung zu einer morphologischen Aufragung und wurde dann bei der jungen Faltung auch tektonisch hochbewegt. Außer dem unausgeglichene Relief spielt auch die verschiedene Mobilität eine Rolle: der starre Kalk wurde hochgepreßt,

wobei die Gleitbewegung sich weithin in der Trias vollzog. Im Südosten, wo das Oligozän mit dem Eozän fest verbunden ist, wurde es als Ganzes in die Höhe gezogen; im Westen, wo es auf Trias liegt, blieb es tiefer und wurde dafür steil geschleppt.

Ähnliche Verhältnisse wurden an der Solana beobachtet (s. S. 106). Ferner wurde an der Ostseite der S^a. de Monteró eine von Trias umsäumte alte Eozänmulde gegenüber dem Oligozän gehoben, und die Störung setzt auch hier gerade da ein, wo das Oligozän von Trias unterlagert wird. Diese neu einsetzende Ebrobecken-Randüberschiebung verläuft im Zusammenhang mit der alten Querfaltung zunächst nord-südlich (Abb. 33, Prof. 4). Dann biegt sie in ost-westliches Streichen um (Abb. 32, Prof. 6). Weiterhin überschiebt die Oligozän-Nagelfluh der S^a. de Monteró den Oligozängips des Ebrobeckens (Abb. 32, Prof. 5). Am Segre stößt der pyrenäische Trias-Quersattel der westlichen S^a. de Monteró gegen die junge Störung und lenkt sie auf mehrere Kilometer hin nach Südwesten ab. Zusammen mit der Südgrenze des Eozän-Massivs von S. Lorenzo und der sie begleitenden Trias biegt die Randüberschiebung des Ebrobeckens dann in ost-westliches Streichen um (Abb. 32, Prof. 2). Nach Westen klingt sie aus, und das Oligozän liegt jetzt normal auf der Trias (Abb. 32, Prof. 1).

γ. Das Triasgebiet von Avellanes.

Am Westende des Massivs von S. Lorenzo springt die Trias von Avellanes als pyrenäischer Quersattel bis an den hier ungestörten Rand des Ebrobeckens vor. Im Westen ist sie an einem Querbruch (Bruch von Os) gegen eine weite, flache Eozänmulde (Mulde von Os) verworfen. Östlich der Störung findet sich in der Trias noch eine nordnordwestlich streichende steile Kreidemulde pyrenäischen Alters (Abb. 34). Der Querbruch von Os kommt nur im Norden zum Vorschein; sonst liegt er unter einem von Süden her vorspringenden Streifen von Oligozän verborgen. Südlich von

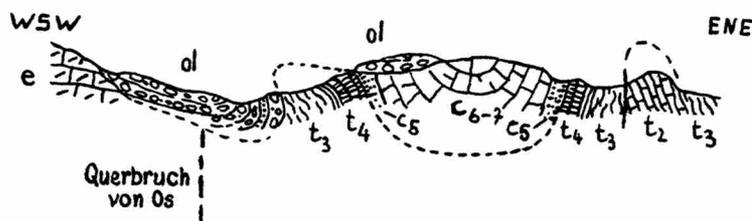


Abb. 34. Profil im Süden von Os.

1:25000.

(1707)

Os bildet dieses Oligozän eine Quermulde mit teilweise steilem Ostflügel (Abb. 34). Daß hier bei der jungen Faltung örtlich Querstreichen auftritt, ist wohl durch den im Untergrund verlaufenden alten Querbruch bedingt.

Im Norden geht der Querbruch von Os in die Trias von Avellanes hinein. Aber auch weiter nördlich wird der Westrand der Trias von Avellanes vorwiegend von querstreichenden Elementen gebildet. Südlich von Tartareu²⁵⁾ findet sich eine nordöstlich streichende junge Störung. Nördlich von Tartareu ist das Hangende der Trias in pyrenäischer Zeit mit nord-südlichem Streichen ausgerichtet; nach Norden zu wird es flach.

Den Nordrand des Triasgebietes von Avellanes gegen die dem Monsech südlich vorgelagerte Kreidetafel bildet ein ost-westlich verlaufender senkrechter Bruch von wahrscheinlich pyrenäischem Alter (Abb. 32, Prof. 4). Nach Westen zu geht er in der Kreidetafel zu Ende. Im Osten erreicht er die Pallaresa nicht ganz, während sich die Trias noch bis zu dem Flusse fortsetzt (Abb. 32, Prof. 5). So bildet sie einen z. T. steil gefalteten Sattel bzw. Horst, der im Südosten durch die nördliche Randstörung der S^a. de Montroig begrenzt wird (Abb. 32, Prof. 4 und 5). Südwestlich der S^a. de Montroig wird der Südostrand der Trias von Avellanes nicht mehr durch eine einheitliche Linie gebildet, sondern die Trias greift fingerförmig zwischen den jüngeren Gesteinen der nach Osten einsinkenden Mulden vor.

In seinem Innern ist das Triasgebiet von Avellanes z. T. stark, z. T. nur schwach gefaltet. Häufig treten Wechsel im Streichen und disharmonische Erscheinungen auf. Die Mobilität der Trias bedingt mancherlei Spezialtektonik, und die Trias ist ja außerdem das Niveau, in dem sich die Abscherung der Sierren vollzieht.

Als Ganzes bildet die Trias von Avellanes ein tektonisches Hochgebiet, das im Süden mit einem Quersattel bis an das Ebrobecken und im Nordosten mit einer Art Horst bis an die Pallaresa reicht. Es wird fast überall von Störungen begrenzt, die vorwiegend pyrenäisches Alter besitzen. Dabei wird der Westrand fast ganz von querstreichenden Elementen gebildet. Der Nordrand besteht aus einem wahrscheinlich alten senkrechten Bruch. Im Südosten findet sich eine Randstörung nur an der Grenze gegen die S^a. de Montroig; im übrigen kommt der Südostrand durch axiale Heraushebung zustande.

Die verschiedenen im Osten in das Triasgebiet hineinstreichenden

25) Tartareu liegt am Nordostende des dort einsetzenden Oligozäns.

tektonischen Elemente entsprechen keineswegs den im Westen einsetzenden Falten. Damit ist die Trias von Avellanes nicht nur ein Gebiet besonders starker Heraushebung, sondern auch eine bemerkenswerte tektonische Scheide.

3. Das Gebiet zwischen der Trias von Avellanes und der Ribagorzana.

α. Die vorwiegend alte Längsfaltung des Nordteils (bis einschließlich der Mulde von Os).

Im Nordwesten und Westen der Trias von Avellanes stellen sich innerhalb der dem Monsech südlich vorgelagerten flachen Kreidetafel Längsfalten ein. Die nördlichste ist ein im Westen steiler und südvergenter Sattel (vgl. S. 103, oben; Taf. 1, Prof. 8 und Abb. 35, Prof. 1). Im Süden schließt sich die ebenfalls nach Westen zu steil werdende Mulde von Blancafort an (s. die gleichen Prof.). Das pyrenäische Alter dieser Falten ist am Westufer der Ribagorzana aus der Überdeckung durch Oligozän ersichtlich. Im Süden folgt ein nach Osten flach abtauchender, an der Ribagorzana steiler und südvergenter Sattel (s. die gleichen Prof.). Sein vor-oligozänes Alter ist nach SELZER weiter westlich erkennbar. Aber hier ist auch junge Faltung beteiligt; denn das Oligozän, das das Eozän der im Süden folgenden Mulde von Tragó überlagert, ist

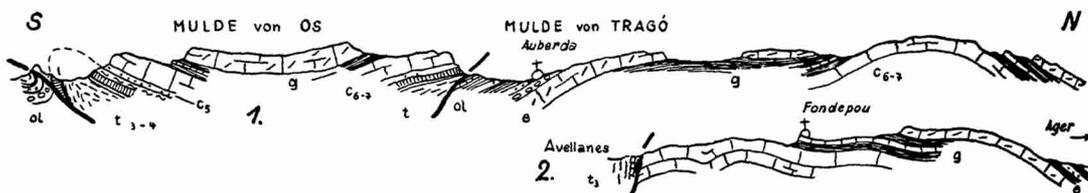


Abb. 35. Profile in den mittleren Sierren östlich der Ribagorzana.
1 : 100000.

Erläuterung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

noch aufgerichtet und liegt sogar weitgehend konkordant mit dem Eozän des Sattel-Südflügels, bis dann im Osten unter ihm am Rand der Trias von Avellanes die schon erwähnte alte Querflexur (s. S. 112) erscheint. Der Südflügel der Mulde von Tragó ist nur im Westen entwickelt (Taf. 1, Prof. 8). An der Ostseite der Ribagorzana grenzt er mit einer jungen Querstörung an die Trias der Basis der flachen pyrenäischen Mulde von Os. An der Nordseite dieser Mulde biegt die Störung in Längsstreichen ein und folgt als steile Überschiebung der Trias des Mulden-Nordflügels (Abb. 35, Prof. 1), bis sie am Rand der Trias von Avellanes wieder

in Nordoststreichen umbiegt und jetzt auch den nördlichen Flügel der Oligozänmulde von Tragó abschneidet (vgl. S. 112). Die im Süden der Störung liegende Mulde von Os ist hier im Osten (Abb. 35) vollständig. Dagegen besitzt im Westen an der Ribagorzana (Taf. 1, Prof. 8), wo sich auch der zweite Flügel (Südflügel) der Mulde von Tragó einstellt, nur der Südflügel der Mulde von Os eine Vertretung; dieser Südflügel wird dort nach SELZER von der Trias der Südseite der Mulde von Tragó überschoben. In der Heraushebung der Mulde von Os an ihrer Nordseite erkennen wir die Hebungstendenz der Trias von Avellanes wieder. Die hier aufsetzende junge Störung, an der sich die Heraushebung vollzog, muß durch eine alte Störung vorgebildet gewesen sein.

β. Die Falten im Süden der Mulde von Os.

(Hierzu die Profile in Abb. 36).

Das Gebiet zwischen der Mulde von Os und dem Ebrobecken zeigt in seinem Westteil mit ungewöhnlicher Klarheit die Überdeckung der pyrenäischen durch die nacholigozäne Faltung. Beide Phasen haben hier stark gewirkt, und dadurch ist ein verwickeltes tektonisches Bild entstanden.

Die pyrenäische
Längs- und
Schrägfaltung.

Das Gebiet südlich der Mulde von Os hat im Westen auf engem Raum eine ganze Reihe von pyrenäischen Falten aufzuweisen, während im Osten ruhigere Lagerung herrscht. An die Mulde von Os schließt sich zunächst ein wahrscheinlich ebenfalls alter südvergenter Sattel an, der nach Osten zu ausklingt (Prof. 4—9). Auf ihn folgt südlich von Boix ein ebenfalls südvergenter Sattel, der sicher pyrenäisch ist (Prof. 1—4). Im Westen der Ribagorzana schließt sich eine südvergente Mulde an (Prof. 1). Nahe dem Flusse zerbricht sie an einer Querstörung, an deren Ostflügel die Südseite der Mulde absinkt und nach Süden versetzt wird. Die südversetzte Mulde ist nicht mehr vollständig, sondern ihr Kern grenzt im Süden mit einer Störung gegen die Trias des südlich folgenden Sattels (Prof. 2 und 4). In Prof. 4 ist die Mulde schwach nordvergent, aber offenbar nur infolge der zweimaligen Faltung. Diese Falten südlich Boix verschwinden im Osten unter dem Oligozän, setzen sich aber nicht mehr weit fort. Auf den südlichen Triassattel folgt an der Ribagorzana eine südvergente Mulde, die nach Süden hin gegen die Trias abgeschert ist (Prof. 2). An der Ostseite der Mulde verbindet sich infolge einer Queraufwölbung die südlich von ihr liegende Trias mit der des nördlich anschließenden Sattels. Im Osten dieses Triasaufbruchs setzt wieder die abgescherte flache Schichtfolge der Mulde ein (1710)

(Prof. 4), die dann nach Osten hin bald zu Ende geht. Dafür schaltet sich inmitten des nördlich benachbarten Triassattels eine neue Mulde ein, ihn dadurch zweiteilend (Prof. 5—7). Der südliche

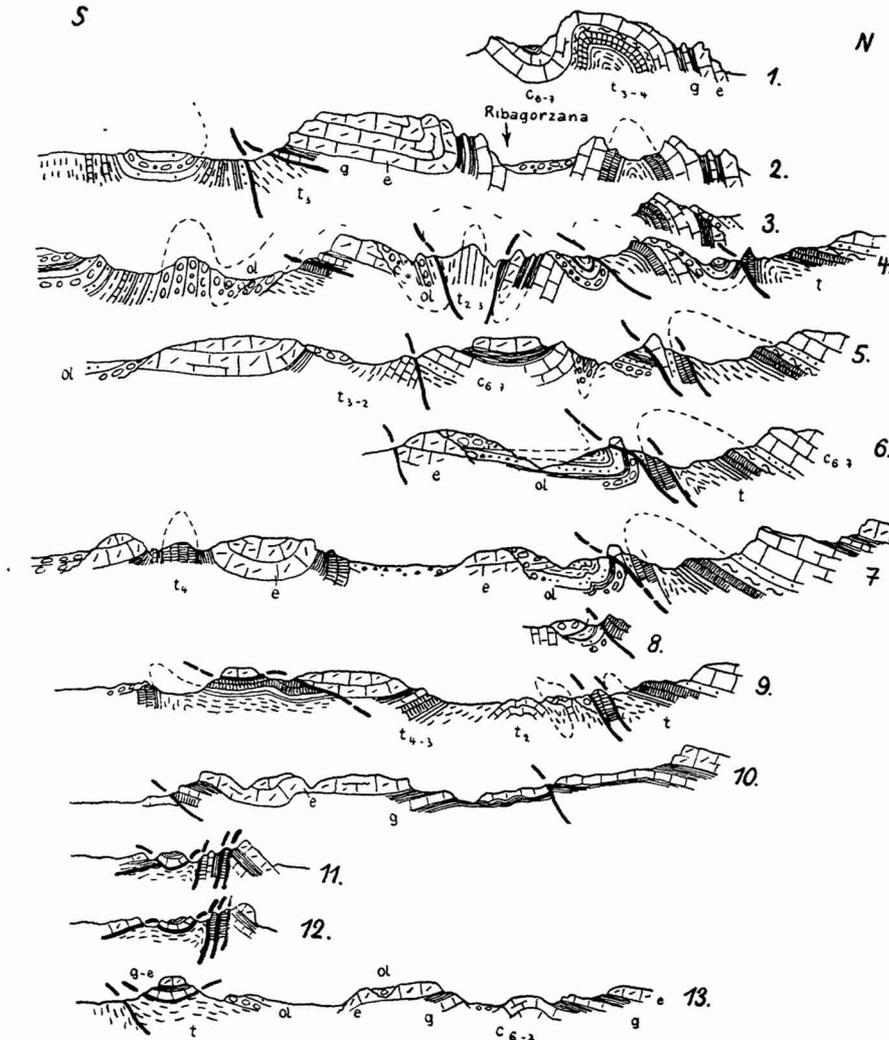


Abb. 36. Profile durch die südlichsten Sierran zwischen Os und der Ribagorzana*).

1 : 50000. Zeichenerklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

*) Durch ein Versehen ist die Bezeichnung c_5 für die Sandsteine an der Senonbasis fortgelassen; die Bezeichnung c_{6-7} gilt nur für die darauf folgenden Kalke. — Ferner fehlt am Südeude von Prof. 13 die Bezeichnung olg.

Zweig des Sattels setzt sich ziemlich weit nach Osten fort (Prof. 5—9). Bald stellt sich an seinem Nordflügel eine steile Störung ein, die die nördlich folgende Mulde abschneidet (Prof. 5 u. 6). Südlich von ihm liegt eine Alveolinenkalk-Platte, die durch mehrere steile schrägstreichende Triassättel zerlegt ist (Prof. 5 u. 7). Im Osten dieser schräggefalteten Platte und des sie nördlich begrenzenden Längssattels setzt mit Querstörungen und Abscherungen (Prof. 9) eine weiter östlich recht ruhig gelagerte Kreide-Eozän-Tafel ein (Prof. 10). Im Osten geht sie in die flache Mulde von Os über, ohne daß noch erheblichere Falten dazwischen lägen (Prof. 13). Im Süden der Tafel zieht sich ein Sattel entlang, der nur im Westen (Prof. 9) steiler ist. Im Osten (Prof. 10—13) ist er in sich gestört, und dort ist ihm eine abgescherte Mulde vorgelagert, die den abgescherten Mulden wenig weiter östlich ähnelt.

Die nacholigozäne
Südfaltung.

Auf den pyrenäisch gefalteten Sierren transgredierte das Oligozän schon vor ihrer völligen Einebnung. Im Süden der Sierren bildete sich im Raum des heutigen Ebrobeckens die eigentliche Vortiefe aus, deren Rand z. B. an den faziellen Verhältnissen im Norden von Ibars zu erkennen ist. Aber auch innerhalb der südlichen Sierren finden sich kleine Innenbecken, deren Fazies an die der Vortiefe erinnert. Den faziell stark differenzierten Südteil eines solchen Beckens stellt das Oligozän von Boix dar (Prof. 6 u. 7).

Die nacholigozäne Faltung im Süden der Mulde von Os folgt z. T. posthum den pyrenäischen Achsen, z. T. durchschneidet sie den alten Bau. Mitbestimmend für die Lage der jungen Falten ist die beckenartige Verteilung des Oligozäns. So wird das Becken von Boix eingemuldet und von Norden her von dem der Mulde von Os vorgelagerten Sattel überschoben (Prof. 3—9). Im Westen wird die Oligozänmulde durch einen Triassattel zweigeteilt, der einem pyrenäischen Sattel folgt (Prof. 4). Ein weiter südlich gelegenes Oligozänvorkommen in Beckenfazies ist ebenfalls von Norden her überschoben (Prof. 4).

Am Rand des Ebrobeckens ist das Oligozän an der Ostseite der Ribagorzana steil eingemuldet (Prof. 2). Auf diese Mulde folgt im Süden der im Streichen weit verfolgbare Gipssattel. Nach Osten hin schalten sich im Norden der Mulde noch Falten ein (Prof. 4). Im Osten, wo sich das Oligozän an die hier nach Süden vorspringenden Höhen älterer Gesteine anlagert, verklingen diese Falten bald wieder. Von hier ab östlich liegt das Oligozän am Rand des Ebrobeckens auf weite Erstreckung ziemlich flach (Prof. 5, 7 u. 9). Erst südlich von Os findet sich am Rand des

(1712)

Beckens wieder eine Störung. Dort ist eine von Trias unterlagerte Mulde pyrenäischen Alters bei der jungen Faltung in die Höhe gepreßt worden, wobei sich die Bewegung in der Trias und an ihrer Grenze gegen das Oligozän vollzog (Prof. 13). Das erinnert an die Verhältnisse, die in der östlichen S^a. de Monteró, am S. Salvador und der Solana (s. S. 110) beobachtet wurden.

Zusammenfassung.

1. Die pyrenäische (voroligozäne) Tektonik.

Die Hauptfaltung des katalanischen Anteils der südpyrenäischen Sierren ist wie in den Sierren des östlichen Aragoniens (SELZER) die pyrenäische. In den Sätteln kommt wie im Westen nirgends Älteres als Muschelkalk bzw. „Röt“ heraus. Dabei kann die Trias auf weiten Raum angehäuft sein (Triasgebiet von Avellanes). Daraus ist zu schließen, daß im Hangenden des Buntsandsteins eine große Abscherung liegt. In welcher Form dabei aber das tiefere Stockwerk reagierte, steht dahin.

Der Nordteil der katalanischen Sierren besteht aus dem nach Süden überschobenen, einheitlich durchstreichenden Sattel des Monsech, der sich erst in Aragonien (bei Tolva) auflöst. Im Süden ist ihm eine flache Tafel vorgelagert, in der sich im Westen, d. h. zur Ribagorzana hin, südvergente Falten einstellen. Die auf diese Tafel folgenden südlichen Sierren sind ziemlich uneinheitlich gebaut. Im Osten zeigen sie intensive, nach Süden zu abklingende Querfaltung mit Ostvergenz. Bei Camarasa tritt zu der Querfaltung auch Längsfaltung, die nach Westen hin bald allein herrscht. Dabei treten vielfach erhebliche Abscherungen auf. Im Westen laufen die verschiedenen Falten in das Triasgebiet von Avellanes hinein, das sich in der Hauptsache schon in pyrenäischer Zeit als stark gehobenes, horstartiges Gebiet herausbildete. Im Süden setzt es sich in Form eines Quersattels bis an das Ebrobecken fort und im Westen wird es durch einen Querbruch und eine Querverflexur begrenzt. Die im Westen dieser Linie liegenden Falten setzen nicht die im Osten ausstreichenden Falten fort. Es handelt sich um eine Reihe von meist steilen, nach Osten abklingenden und südvergenten Falten, die im Norden schon nahe dem Monsech beginnen. Im Süden treten außer den Längsfalten schrägstreichende Falten auf.

2. Die nacholigozäne Tektonik.

Die nacholigozäne Faltung hat nur im Südteil der Sierren stärker gewirkt. Es entstanden weitstreichende und — von zwei

Fällen abgesehen (Aufbruch von Alós und Überschiebung am Nordrand der Mulde von Os) — rein südvergente Falten und Überschiebungen, die meist den älteren Bau durchschneiden, z. T. aber auch den alten Achsen folgen. Vereinzelt fanden die südlichsten der jungen Falten einen pyrenäisch wenig dislozierten Untergrund vor (Bace de Ayxerá, Mulde von Tragó). Das Verhältnis von alter und junger Tektonik zeigt die Karte. Im Großen ist die jüngere Tektonik der südlichen Sierren einheitlicher als die ältere. Aber im Einzelnen wurden die jungen Falten weitgehend durch den Bau des voroligozänen Untergrundes beeinflusst. Eine wichtige Rolle spielten dabei einmal das oft noch sehr unausgeglichene Relief und dann die Struktur, also das Streichen und die Mobilitätsunterschiede des Untergrundes. So war für die junge Tektonik vielfach die Verteilung der Trias unter dem Oligozän maßgebend. Besonders deutlich ist der Einfluß des Untergrundes im Osten im Gebiet der Quersaltung, ferner am Querbruch von Os. Mehrfach sind pyrenäische Kreide-Eozän-Mulden als von Trias unterlagerte Kalk-Klötze vom Oligozän überdeckt und bei der jungen Faltung dann in die Höhe gepreßt worden (Solana, S. Salvador, S^a. de Monteró, Sierren-Südrand südlich von Os).

Mit der jungen Faltung bekam der Südrand der Sierren seine heutige Gestalt. Er war schon sedimentär als Rand des großen, einheitlichen Oligozänbeckens im Süden der Sierren, der eigentlichen Vortiefe, vorgebildet worden, wie aus den faziellen Verhältnissen hervorgeht. Bei der jungen Faltung wurde dann der sedimentäre Beckenrand z. T. orogen nachgeprägt. Dabei tritt, wie zu erwarten, gegen das Becken gerichtete Vergenz auf. So ist an der Ribagorzana das Oligozän von Norden her steil überfaltet, und weiter östlich setzt — nach einem wenig gestörten Abschnitt — eine Randüberschiebung des Beckens ein. Diese Überschiebung ist einmal nördlich und einmal südlich gestaffelt und klingt an der Südostecke der katalanischen Sierren aus.

Ferner wurden in der nacholigozänen Phase Falten im Raum der Vortiefe selbst ausgebildet. In erster Linie handelt es sich um den großen Gipssattel, der sich etwas südlich vom Rande des Ebrobeckens hinzieht. Weiter südlich liegt das Oligozän flach.

An der Ostseite der katalanischen Sierren, wo das Oligozän nordwärts bis in die Zone von Trepmp vorgreift, ist der Beckenrand weder in der Sedimentation noch orogen scharf ausgeprägt. Immerhin herrscht weiter östlich die Beckenfazies, und es stellen sich in dem flachen Oligozän nach Osten hin vereinzelt Falten ein, beides wohl im Zusammenhang damit, daß das Becken nach

Osten hin tiefergründig wird. So vollzieht sich der Übergang vom Oligozängebiet der Sierren zum Raum des hier nach Norden vorspringenden Ebrobeckens allmählich. Das nördliche Vordringen der Vortiefe scheint dadurch bedingt zu sein, daß hier der Südteil der pyrenäisch gefalteten Sierren nach Osten hin zu Ende geht. Dafür spricht auch, daß die alte Faltung hier quergerichtet ist und nach Osten vergiert. Ferner wird weiter östlich das Liegende des Oligozäns stets durch Eozän gebildet.
