

- WENK, H. R.: Eine gefügte Röntgenkamera. — Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 43, 2, 699—725, 1963.
- WILLIAMS, J. F.: Über der Monte Amiata in Toscana und seine Gesteine. — Neues Jb. Min. geol. Pal., Festband, 1887.
- WILLIAMS, H.: The history and character of volcanic domes. — Univ. of Calif. publ., Bull Dept. geol. Sc., 21, 51—146, 1932.

## Der Salzstock von Cardona in Nordostspanien

VON GEROLD WAGNER †, FRIEDRICH MAUTHE und HANS MENSINK, Bochum\*)

Mit 12 Abbildungen

### Zusammenfassung

Der Salzstock von Cardona liegt in dem von den Südpirenen und dem Katalonischen Küstengebirge begrenzten tertiären Ampurdanbecken. Die Beckenfüllung besteht aus vorwiegend marinem Alttertiär, obereozänem Salinar und dem mächtigen kontinentalen Abtragsschutt der Randgebirge.

Der Salzstock von Cardona gehört der nördlichen von zwei NE-streichenden Antiklinalen an und tritt als langgestreckter Salzaufbruch („Montaña de Sal“) bei Cardona zutage. Der Salzkörper ist insgesamt südvergent und bricht nördlich neben dem Antiklinalenscheitel über Tage aus.

Das Deckgebirge der Nordflanke ist bis 40° aufgebogen, das der Südflanke in einer schmalen, langerstreckten Zone steilgestellt und zum Teil eng verfault. Im Westteil des Aufbruchs liegt auf dem Salzhut steilgestelltes, einen Aufstiegsstillstand markierendes Pliopleistozän.

Die Tektonik im zentralen Ampurdanbecken wird auf Halokinese zurückgeführt. Der Salzaufstieg erscheint als kontinuierlicher, durch Zeiten intensiver Salzlösung unterbrochener Vorgang.

### Abstract

The Cardona salt dome in NE Spain is situated in the Tertiary Ampurdan Basin which is framed in the N by the Southern Pyrenees and in the SW by the Cataluña coastal ranges. The sediments of the Ampurdan Basin consist of predominantly marine early Tertiary, of Upper Eocene evaporitic series, and of thick detrital continental material derived from the surrounding mountain ranges.

The Cardona salt dome belongs to the northern of two parallel anticlines striking SW—NE. Near the Cardona village, there is a salt uprise (2 km in length and about 0.5 km in width) with the famous “Montaña de Sal” (salt mountain) in its western part. As a whole the salt plug is asymmetric with the movement directed to the south. It crops out little north of the crest line.

At its northern flank the covering strata are uptilted to 40°, whereas at the southern flank in a narrow long zone, the cover dips steeply and locally is

\*) Anschrift der Verfasser: Dr. F. MAUTHE; Prof. Dr. H. MENSINK, 463 Bochum, Geologisches Institut der Ruhruniversität.

narrowly folded. In the western part of the salt uprise, the cap rock is overlain by steeply dipping deposits of Plio-Pleistocene age, which indicate a standstill in the rise of the salt.

The tectonic movements in the central Ampurdan Basin seem to result from the salt movement caused by overburden (TRUSHEIM, 1957). The upward movement of the salt probably was a continuous process, interrupted only by times of intensive salt solution.

### Resumen

El domo salino de Cardona se encuentra en el NW de la Península Ibérica, situado en la "cuenca terciaria del Ampurdan", que está bordeada al N por los Pirineos meridionales y al SW por la Cordillera Litoral Catalana.

En el presente trabajo, primeramente se describe la tectónica de la cuenca del Ampurdan, expresada de modo esquemático por medio de un mapa tectónico y un corte geológico general. Los afloramientos superficiales del domo salino de Cardona (montaña de sal) y los terrenos posteriores de recubrimiento sedimentario, están expresados tectónicamente, en detalle, por mapas y cortes geológicos. Acompaña al presente trabajo un breve itinerario, útil para él que desee visitar tan interesante lugar geológico, universalmente conocido.

En los depósitos sedimentarios basales de la cuenca terciaria predominan los depósitos marinos del terciario antiguo; sigue encima el eoceno superior salino; estos terrenos están recubiertos por los potentes depósitos continentales resultantes de la demolición subaérea.

En la cuenca del Ampurdan afloran dos anticlinales de rumbo SW—NE, cuyos núcleos están constituidos por materiales salinos. El domo salino de Cardona pertenece al anticlinal nórdico. En conjunto, el domo salino muestra una vergencia sur y aflora por el norte, inmediato a la cresta divisoria del anticlinal.

Los terrenos de recubrimiento del flanco norte está abombado, con un buzamiento que llega hasta los 40°. Los del flanco sur son, en una zona larga y estrecha, casi verticales y, en parte, se presentan estrechamente replegados. Por la parte oeste del diapiro, los depósitos pliopleistocenos están en posición vertical e indican un período de quietud en el ascenso del diapiro. La tectónica del centro de la cuenca del Ampurdan se atribuye a la halocinesis (TRUSHEIM, 1957). El ascenso del domo salino es un fenómeno continuo, interrumpido de vez en cuando por períodos de mayor intensidad de a disolución salina.

### Краткое содержание

Соляной купол у Cardona залегает в третичном бассейне Ampurdan ограниченном южными Пиренеями и каталонским побережьем. Бассейн заполнен преимущественно морскими раннетретичными, верхнеэоценовыми соляными отложениями и мощными континентальными отложениями из соседних областей.

Купол этот принадлежит на севере к двум простирающимся на северо-восток антиклиналями и выходит у Cardona на поверхность в виде вытянутого в длину обнажения солевых отложений (Montana de sal). Эти отложения простираются на юг и выступают на севере с кульминационной точкой антиклинали на поверхность.

Чехол на северном крыле имеет наклон до 40°, а на южном крыле — переходит в узкую, вытянутую зону вертикальных тесных складок. В западной части разлома на соляных отложениях располагаются слои плио-плейстоцена.

## Aufsätze

Тектонику центральной части бассейна относят за счет галокинеза. Подъем соли проявляется, как непрерывный процесс, прерывающийся периодами интенсивного растворения ее.

### Vorbemerkung

Die Untersuchungen zur vorliegenden Abhandlung begann G. H. WAGNER im Herbst 1958 während eines zweimonatigen Aufenthaltes in Cardona. Die Anregung ging seinerzeit von R. BRINKMANN aus, der damals mehrere nordspanische Diapire in Dissertationen aufnehmen ließ. Erst im Frühjahr 1963 konnte WAGNER die Geländearbeiten fortsetzen. Er hielt sich von da an bis zu seinem plötzlichen Tode, am 1. Mai 1967, regelmäßig etwa zwei Wochen während seiner Ferien in Cardona auf.

Aus dem Nachlaß WAGNERS übergab uns der Vater die Feldbücher, Skizzen, Karten und Luftbilder mit der Bitte um Fertigstellung der Arbeit. Die Erstaufnahmen 1958 sind leider verlorengegangen. Die beiden Feldbücher 1963 bis 1967 enthalten eine Fülle von Beobachtungen, Meßdaten, Aufschlußzeichnungen und Kartenskizzen. Bei der ersten Sichtung des Materials erwies sich vor allem die genaue Lokalisierung der Beobachtungsdaten als sehr schwierig. Hinzu kam, daß WAGNERS Geländearbeit zwar in einem weit fortgeschrittenen Stadium, jedoch in vielen Bereichen nicht abgeschlossen war und keine zusammenfassende Auswertung vorlag. Wir führten die notwendigen Nachprüfungen, Ergänzungs- und Zusatzaufnahmen 8 Tage im Herbst 1968 und zwei Monate lang im Sommer 1969 durch. Der zweite Aufenthalt wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstützt.

Nahezu unverändert übernahmen wir aus G. H. WAGNERS Aufzeichnungen die lithologischen Angaben, das Profil Abb. 4 mit Ausnahme der unmittelbaren Salzstockgebiete und sämtliche im Salz gemessenen tektonischen Daten einschließlich der Montaña-de-Sal-Aufschlußskizze in Abb. 8.

Die Bergwerksdirektion, Dr. E. BARRERA und Dr. S. RAMOS GONZALEZ in Cardona unterstützte G. H. WAGNER und uns in dankenswerter Weise. Herrn Dr. G. BIJVANK, Bochum, verdanken wir die Bestimmung der plioleistozenen Ostrakodenfauna. Herr Professor Dr. GEORG WAGNER, Tübingen, nahm an der Entstehung der Arbeit regen Anteil.

### A. Regionalgeologische Lage des Salzstocks

Der Salzstock von Cardona liegt in Nordostspanien, 70 km nordwestlich Barcelona. Er durchstößt mächtiges Alttertiär im Zentrum einer geographisch gut abgegrenzten Tertiärsenke zwischen den östlichen Zentral- und Südpirenenäen und den Katalonischen Küstenketten als Randgebirge und den südwestlich gelegenen Tertiärgebieten des Ebrobeckens. Östlich Olot reicht sie mit einem schmalen Zipfel bis ans Mittelmeer (Abb. 1).

Die Senke entstand im Paleozän bis Oligozän. Die bis dahin persistenten, randlich gelegenen mesozoischen Tröge wurden in dieser Zeit aufgefaltet und begannen aufzusteigen. Das Becken nahm die mächtigen Schuttmassen der aufsteigenden Randgebiete auf.

ASHAUER (1934) nannte dieses Gebiet das Ampurdan-Becken und faßt es als nordöstlichen Fortsatz des Ebrobeckens auf. Andere Autoren beziehen es ganz und gar in das Ebrobecken ein. Zumindest seit dem oberen

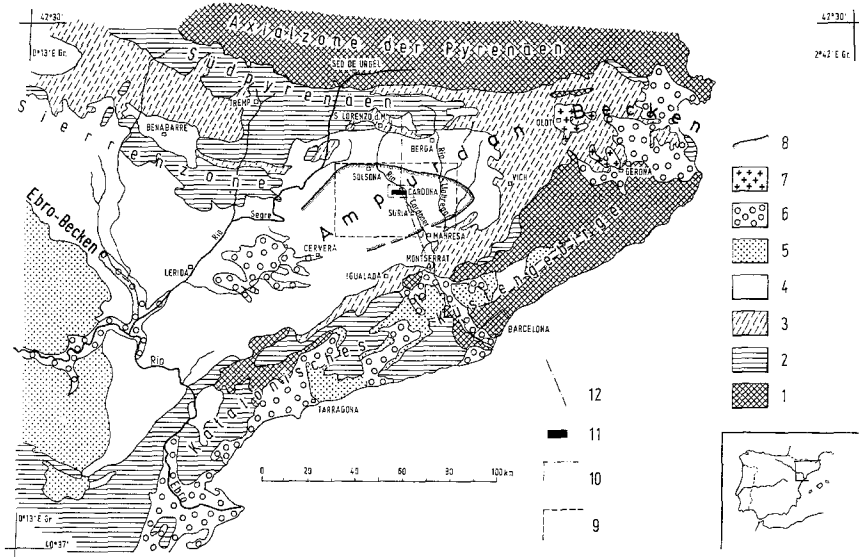


Abb. 1. Geologische Übersicht und Lage des Arbeitsgebietes. 1: Paläozoikum und Kristallin; 2: Mesozoikum; 3: Eozän; 4: Oligozän; 5: Miozän; 6: Pliozän und Quartär; 7: Mittel- bis oberpleistozäne Basalte; 8: Steinsalzverbreitung im Ampurdanbecken nach Lotze, 1938; 9: Tektonische Karte des westlichen Ampurdan-Beckens (Abb. 3); 10: Der Salzstock von Cardona, tektonische Karte (Abb. 7); 11: Der Salzstock von Cardona, geologische Karte (Abb. 11); 12: Profil durch das zentrale Ampurdan-Becken (Abb. 4).

Eozän ist die Senke u. E. jedoch eine geologisch und auch orographisch relativ selbständige Einheit. Wir übernehmen aus diesem Grunde für das oben abgegrenzte Gebiet den Begriff ASHAUERS.

### B. Das Ampurdan-Becken

Über das Tertiär des Ampurdan-Beckens fehlen bisher genaue Schichtbeschreibungen, vollständige Schichtprofile und Mächtigkeitsangaben, sichere Datierungen und Abgrenzungen. Die Übersicht (Abb. 2) bietet aus diesen Gründen nur eine grobe Orientierung. Sie basiert auf den Arbeiten von ASHAUER (1934), DEPERET (1898), GUERIN-DESJARDINS & LATREILLE (1961), KROMM (1968), DE LARRAGAN & MASACHS ALAVEDRA (1956), LLOPIS LLADO (1947), MASACHS ALAVEDRA (1954), RIOS & MASACHS ALAVEDRA (1953) und SCHRIEL (1929). Die wichtigsten Daten seien im folgenden kurz skizziert.

Unterlage: Nur am Nordrand des Beckens ist ein kontinuierlicher Übergang vom Mesozoikum über die regressive Rotserie des Garumniums ins Tertiär entwickelt. Im Osten und Südosten setzt die tertiäre Sedimentation über verschieden alten Stufen des Paläozoikums bzw. der Trias im Illerd ein. Im Beckenzentrum ist das Prätertiär nicht erschlossen. Es wurde

## Aufsätze

vermutet, daß auch hier Paläozoikum bzw. älteres Mesozoikum die Unterlage bilden und das Beckenzentrum zur Zeit des jüngeren Mesozoikums als Schwellenregion der „Ebro-Masse“ angehörte. Aufgrund von Bohrungen ist inzwischen die Existenz der Ebro-Masse für die Zeit des Mesozoikums gebietsweise in Frage gestellt (PERCONIG, 1968).

**Beckensedimente (Abb. 2):** Die erste Meeressingression geschah im Illerd. In den Südpysrenäen bildete sich eine vollmarine Schichtfolge.

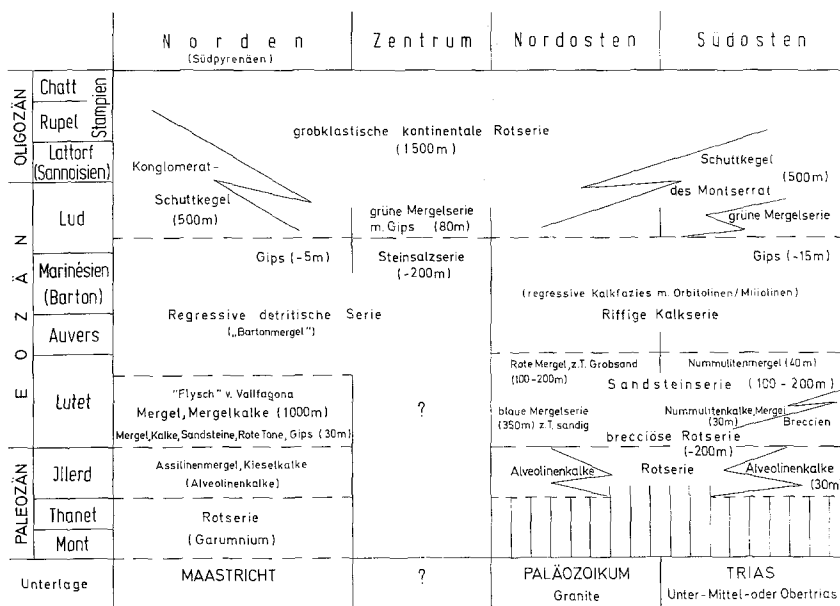


Abb. 2. Stratigraphie der Sedimente im Ampurdan-Becken; Quellen: vgl. Text.

Im Nordosten und Südosten des Beckens grenzten kontinentale Schüttungen die Transgression wiederholt ein. Es entstanden dort Wechsellagerungen von Rotserien mit marinen Mergeln. Nach einer kurzen regressiven Zeit (Cuisien), in der auch im Mergelbecken der Südpysrenäen terrigene klastische Lagen und Eindampfungssedimente gebildet wurden, erfolgte im höheren Unterlutet der zweite Meereseinbruch, der auch am Beckenrand der Katalonischen Küstenketten zu einer mächtigen Mergel-sedimentation führte. Diese marine Sedimentation dauerte bis zur Barton/Lud-Wende und führte im Gebiet der östlichen Südpysrenäen sowie im Beckenzentrum zur Ablagerung einer Mergelserie („Bartonmergel“) und im östlichen Becken zur Bildung riffiger Kalk. Gegen Ende der marinen Epoche kam es zur Eindampfung und im Beckeninnern zur Bildung max. 200 m mächtiger Evaporite.

Lage und Begrenzung des Eindampfungsbeckens sind durch die zahlreichen Bohrungen seit der Entdeckung der katalonischen Kalisalzlager im

Jahre 1912 gut bekannt (Abb. 1; ASHAUER, 1934; LOTZE, 1938). Die Kalisalze befinden sich in dem 15—25 km breiten Beckenzentrum, das Steinsalz ist in einer Zone von 20—35 km verbreitet, während Sulfate am Südrand noch 10 km und am Nordrand 15 km über die Grenze der Steinsalzabscheidung hinaus anstehen. Wie weit sich das Salinar ins Ebrobecken fortsetzt ist ungeklärt. Aus dem Gebiet von Pamplona berichten C. SCHMIDT (1922) und MARIN (1929) von Salzquellen aus dem gleichen stratigraphischen Niveau.

Über dem Salz folgen bis 80 m mächtige Übergangsschichten, die im Verbreitungsgebiet des Salinars vorwiegend aus grünlich-hellen gipsreichen Mergeln und Tonen bestehen. Die Auflagerung auf dem Salinar ist in den Gipssteinbrüchen bei Igualada nördlich der Straße Montserrat—Lerida gut aufgeschlossen: rot/grün bunter Detritus füllt tiefe Erosionstaschen und -rinnen in dem etwa 20 m mächtigen Gips auf. In den beckenrandnäheren Gebieten fehlen diese grünen Schichten. Wahrscheinlich verzahnen sie sich dort mit den groben Schuttmassen.

Die grünen Übergangsschichten leiten in eine etwa 1500 m mächtige, recht eintönige, lithologisch kaum korrelierbare, kontinentale Schichtfolge aus meist rotbunten Mergeln, Tonsteinen, Siltsteinen, Sandsteinen und Konglomeraten mit gelegentlichen Einschaltungen von Kalkbänken über. Etwa 300 m über dem Salzspiegel fanden sich Wirbeltierreste des Lud (Fauna von Sampedor, MASACHS u. a., 1954). Aus einem etwas höher liegenden Horizont stammen Vertebraten des Sannoisien (Fauna von Calaf, DEPERET, 1898). Die Eozän/Oligozän-Grenze liegt danach im unteren Teil der postsalinaren Schichtfolge. Die Sedimentation endete im Ampurdan-Becken vermutlich im Oligozän.

Der Meeresrückzug im höheren Eozän stand im Zusammenhang mit der endgültigen Heraushebung der Pyrenäen und des Katalonischen Gebirges. Der anfallende Schutt, der die Ampurdan-Senke auffüllte, ist in seiner orogenetischen Stellung der Molasse vergleichbar. Die Entwässerungsachse lag vermutlich asymmetrisch im südlichen Beckenabschnitt, da die Korngröße im Becken von Norden gegen Süden bis nahe an den südlichen Rand abnimmt. Vom südlichen Randgebirge gingen zwar mächtige, aber nur wenig weit aushaltende Schuttkegel (Montserrat) aus. Die Schüttung aus den kalkreichen Südpynäen verursachte den hohen Kalkgehalt der gesamten kontinentalen Schichtfolge.

**Tektonische Strukturen:** Eine Streichkurvenkarte des Beckenzentrums (Abb. 3), die mit eigenen und aus geologischen Karten entnommenen Meßwerten zusammengestellt wurde, und ein nord-südlich gerichtetes Profil vom Südpynäenrand bis zum Montserrat (Abb. 4) bieten eine Übersicht über den tektonischen Aufbau des Ampurdan-Beckens.

Die Beckensedimente lagern durchschnittlich flach oder bilden weitgespannte Wölbungen und Mulden mit Fallwerten unter 10°. Ausnahmen sind die Steilzone am Beckennordrand, zwei schmale Antiklinalzonen im Beckeninnern und eine gesondert liegende Struktur im Südosten.

Am Beckennordrand, im Gebiet zwischen dem Rio Cardoner und dem Rio Llobregat, ist in einer etwa 2—3 km tiefen, E—W erstreckten Zone

das Eozän und Oligozän in die vertikale, lokal auch in steil überkippte Lagerung aufgebogen. Diese Steilzone entstand durch die südwärts gerichtete Überschiebung der Südpyrenäen. Im Cardonertal, etwa 3 km SSE San Lorenzo de Morunys ist im Bereich weniger 100 m die allmähliche Umbiegung der überkippten und vertikalen Lagerung zur nahezu horizontalen in mächtigen Konglomeratpaketen beobachtbar. Von weitem sieht das dichte Beieinander von steiler und flacher Lagerung wie eine klassische Diskordanz aus. GUERIN-DESJARDINS & LATREILLE (1961) und ASHAUER (1934) stellen das auch so dar. Erstere nehmen syntektonische Sedimentation während der Pyrenäenrandüberschiebung und damit kontinuierlich-diskordante Anlagerung an, während ASHAUER die Schichtfolgen der großen, flach muldenförmigen Tafelberge südlich San Lorenzo noch für Miozän hält, das diskordant steilgestellte Oligozänkonglomerate überlagert. Der oben skizzierte Befund spricht gegen beide Deutungen, zumindest für das Gebiet um San Lorenzo.

Von den über 30 km langgestreckten, SW—NE streichenden, durch eine flache Muldenzone getrennten Antiklinalstrukturen im Beckeninnern ist die nördlichere die Cardona- und die südlichere die Suria-Struktur. Beide Strukturen besitzen je zwei getrennt gelegene Salinaufbrüche: die Cardona-Struktur den Gipsaufbruch bei Tora im SW und den Salzstock von Cardona im NE, die Suriastruktur entsprechend angeordnet den Gipsaufbruch bei Castellfullit und den Salzstock von Suria.

Ein weiterer, allerdings viel flacherer und nur auf kurze Erstreckung aushaltender Sattel mit Salinarkern liegt etwa 7 km SW der Suria-Struktur.

### C. Der Salzstock von Cardona

Der Salzstock von Cardona nimmt unter den westeuropäischen Salzstöcken eine Sonderstellung ein, da in ihm Steinsalz in größerer Mächtigkeit zutage tritt, und zwar in der elliptisch langgestreckten Senke südlich von Cardona (Abb. 5). Sie ist allseitig von steil aufragenden, zum größten Teil künstlich terrassierten Flanken postsalinarer Schichten eingefaßt. Dieses imposante Amphitheater ist im Osten durch den Rio Cardoner geschnitten, im Westen wird es von einer bis 120 m hohen, 200 m breiten und etwa 150 m dicken Steinsalzmauer, der Montaña de Sal, gequert, hinter welcher ein großer, tiefer, dolinenartiger Auslaugungskessel — Bofia Grande — mit Residualmassen und großen Steinsalzböcken liegt.

Vermutlich schon in prähistorischer Zeit, sicher zur Römerzeit, wurde das leicht gewinnbare Steinsalz abgebaut. Durch die bergbauliche Erschließung und den Abbau reicher Kaliflöze — seit 1925 durch die Schächte Pozo Alberto und Pozo Maria Teresa — ist Cardona heute wichtiger Kalilieferant. Derzeitige ausgedehnte Prospektionsarbeiten und ein großzügiger Ausbau der Anlagen mit einem vorgesehenen Abbau in 1000 m Teufe lassen eine bedeutende Steigerung der Kaliproduktion erwarten. 1949 wurden bereits 60 000 Tonnen Kalisalze gefördert.

Die Stadt Cardona verdankt dem Salz die alte, den Zugang zum Salz-

# Das westliche Ampurdan-Becken

Tektonische Übersicht

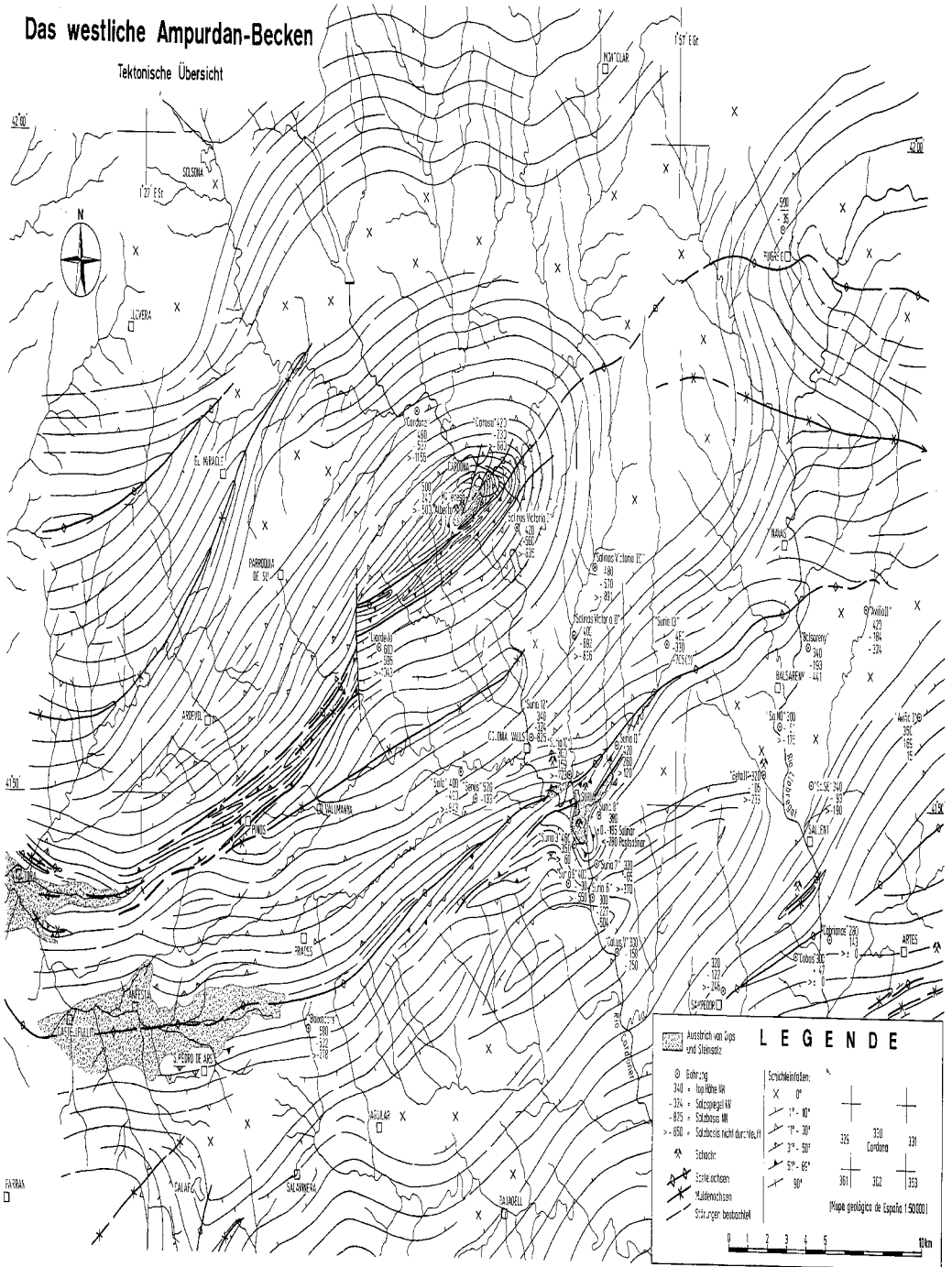


Abb. 3. Tektonische Karte des westlichen Ampurdan-Beckens. Unter Mitbenutzung tektonischer Daten aus der Mapa Geológico de España 1 : 50 000 entsprechend untenstehendem Übersichtsnetz. Lage des Gebietes vgl. Abb. 1.



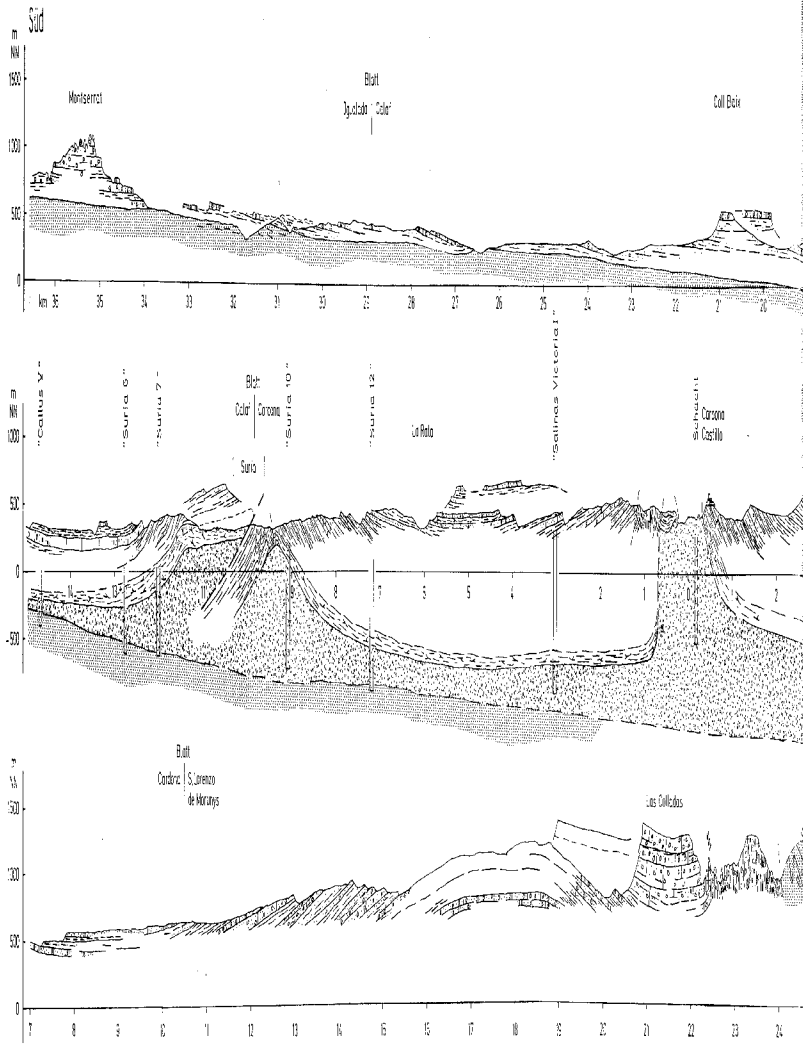
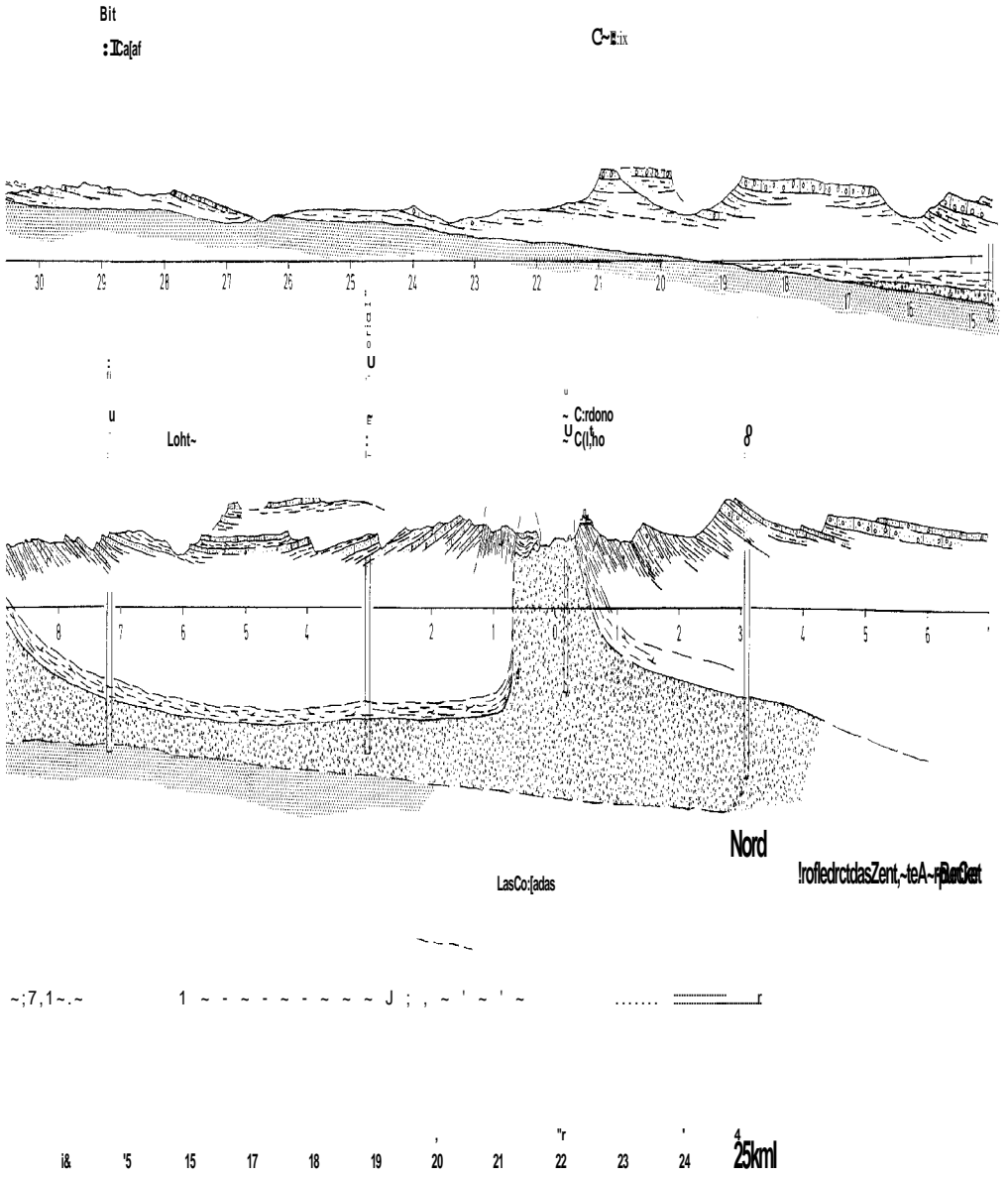


Abb. 4. N-S-Profil durch das Aniquian-Bassin vom Pyrenäenrand am Montserrat (Lage vgl. Abb. 1). 1: Marine Mergel des Eozän; 2: Steinsalz und Kalisalz; 3: Gips und grüne Mergel (Übergangsserie); 4: Kontinental-detritische. Seit des oberen I. Konglomeraten und gelegentlich Kalkblöcken.



Lagevgl, Abb1, 1: MameMergelles Eozin2: SteinsalmdKalksalz3: Ojps:ndgine, lergd bergangsserie4: Konlinal-detrilberialesoberejofin und Oligozmit MergelSiltsteinenKalksandste-en Kon-onciatundgelegentlkKalkbit,



Abb. 5. Der Salzstock von Cardona; Luftaufnahme schräg nach SSW. Bildbreite etwa 3 km. — Blick auf den steil aufragenden Südrand des Salzaufbruchs. Obere Hälfte rechts: die dolinenartige Vertiefung der Bofia Grande und die Montaña de Sal mit vorgelagerten Abraumhalden. Linker Bildrand unten: Rio Cardona und Kalifabrik. Unteres Bild Drittel: links das Castillo, in der Mitte Cardona.

berg beherrschende Festung (Castillo) und die bewegte, an Kriegen überreiche Geschichte.

## I. Schichtfolge

### a) Präsalinar

Die präsalinaren Schichten treten im Gebiet der Cardona-Struktur nicht zutage. Auch beim Aufstieg des Salzes wurden keine Gesteine des Salzsockels mit hochgebracht. Die unmittelbar benachbarten Bohrungen ende-

## Aufsätze

ten alle im Salz. Die Bohrung Suria 12, etwa 7 km südlich des Salzstockes gelegen (Abb. 3 und 4), erreichte die Salzbasis und durchteufte dann noch wenige Meter marine Mergelschichten des Eozäns.

### b) Salinar

Aus den Grubenaufschlüssen in Cardona, den benachbarten Bohrungen und auch den Übertageaufschlüssen der Montaña de Sal läßt sich eine Salzstratigraphie aufstellen. Die primäre Mächtigkeit der einzelnen Salzschiehtglieder ist wegen ihrer tektonisch bedingten Ausdünnung oder Anschwellung nicht genau zu ermitteln.

Hangendes: graugrüne sandige Mergel mit Gipsnestern (= grüne Mergelserie des Lud)

10 m grauer Gips mit Ton- und Siltlagen

3 m Salzton

30 m buntgebändertes Steinsalz

Bänderung durch ton- und gipsreichere Lagen

Farben: weiß, ockergelb, gelborange, orange, ziegelrot

Sylvinit in Spuren; Carnallitbank im hangenden Teil

30 m pastellfarbenes gebändertes Steinsalz

Bänderung durch ton- und gipsreichere Lagen

Farben: weiß, gelblichweiß, orangeweiß, hautfarben

etwa in der Mitte 2 Sylvinitflöze, zusammen max. 4 m mächtig mit einem  $K_2O$ -Gehalt von 18—32%

in der hangenden Partie viele meist geringmächtige Carnallitflöze mit einem  $K_2O$ -Gehalt von 8—12%; werden in Cardona nicht abgebaut

20—50 m grobkristallines, ungebändertes Steinsalz (sal gema) mit geringen Carnallit- und Sylvinitbändern

2—10 m Anhydrid und Gips

Liegendes: marine Mergel des Eozän.

Im Zentrum der Montaña de Sal (Mundloch des Galeria-Stollens) sind etwa ein Zehntel der Mächtigkeit des sal gema und ein Teil des gebänderten Steinsalzes aufgeschlossen. Der Galeria-Stollen, der bis in die nördliche Salzstockflanke zieht, erschließt nahezu die gesamte Salzfolge (Abb. 8).

### c) Deckschichten

Die Schichtenfolge der postsalinaren Sedimente reicht vom Obereozän (Lud) bis ins Quartär. Vier Einheiten gehören ihr an:

4. Cardoner-Terrassen,

3. plioleistozyäne Deckschichten (feingeschichtete Mergel),

2. Salzhut (präplioleistozyän bis rezent),

1. tertiäres Deckgebirge (kontinentale Rotsedimente des O. Lud — Rupel + grüne Mergel des Lud).

### 1. Tertiäres Deckgebirge

Die Tabelle gibt eine Übersicht über die Schichtabfolge des tertiären Deckgebirges.

Hangendes:		Salzhut/Pliopleistozän/Cardonerschotter	
Stampien	ca. 500 m	Konglomeratische Kalksandsteine kalkiger Schluff und Mergelstein (fehlt im Gebiet des Salzstocks)	kontinentale Rotserie
Sannoisien	ca. 500 m	Kalksandsteine mit Konglomeratlagen, kalkiger Schluff, Mergelstein, gelegentlich limnische Kalkbänke	
	ca. 450 m	Kalksandsteine, kalkiger Siltstein, Mergelstein	
Ludien	ca. 80 m	Mergelsteine, Tonsteine, Siltsteine mit Gipsnestern	grüne Mergelserie
Liegendes:		Salzlager	

Von dieser Schichtfolge ist das obere Drittel in der Umgebung des Salzstockes bereits erodiert.

Der Wechsel vom Salinar zum Postsalinar ist nicht scharf. In den Oberflächenaufschlüssen vollzieht er sich in einer Übergangszone, in welcher über und zwischen Gipslagen Auslaugungshorizonte auftreten, die noch Salz geführt haben können. Danach setzen nacheinander Mergel-, Ton-, Silt- und Kalksandsteine, zuletzt mit Geröllführung ein. Die vertikale Abfolge zeigt die Überwältigung des Beckens durch zunehmend gröber klastische Sedimente an.

Eine exakte stratigraphische Gliederung ist wahrscheinlich sehr schwierig. Nur selten führen die Schichten Fossilien wie Gastropoden und Characeen-Oogonien. Infolge häufiger Wiederholung gleichartiger Klastika und der riesigen Sedimentkörper sind zeitgleiche lithologische Grenzen kaum zu ziehen. Ein Versuch, die Schichtprofile mit Hilfe der in den feinklastischen Lagen häufigen Wurmsspuren zu gliedern, mißlang. Möglicherweise ist ein 0,5 bis 2 m dicker, gleichkörnig-feinkörniger Sandstein violettstichig-bräuner Färbung, der sich etwa 300 m über dem Salzspiegel befindet, horizontbeständig. Er ist dicht von mm-großen, weißen Karbonatschmitzen durchsetzt, führt reichlich Feldspäte und teilweise chloritisierte Biotite.

### 2. Salzhut

Die Rückstandsgesteine bestehen aus gipsreichen Mergeln und sind vom Schutt des Diapirdaches und -randes unregelmäßig durchsetzt. Unter den Blöcken gibt es Kalksandsteine, die gemäß ihrer Korngröße stratigraphisch mehr als 200 m über dem Salz einzuordnen sind. Die Dicke des Salzhutes wechselt örtlich sehr stark, im Durchschnitt beträgt sie etwa

10 m, maximal 20 m. Auch seine Höhenlage ist örtlich variabel, entsprechend der jeweils herrschenden Auflösungsintensität (Abb. 11), die nahe den jetzt bestehenden Bächen am stärksten ist. Die höchstgelegenen und von der Auflösung noch am wenigsten angegriffenen Teile des Salzstockes befinden sich dementsprechend am Westrand des Salzaufbruches im Gebiet der Montaña de Sal und Bofia Grande, dann am Nordostrand in dem geschützteren, nach Norden erweiterten Abschnitt des Aufbruchs und gebietsweise im Zentrum zwischen den beiden Hauptentwässerungsbächen. In diesen Gebieten liegt die Auflösungsfläche jeweils in einem ziemlich einheitlichen Niveau, im Westen zwischen 490 und 500 m NN, am Nordrand und im Zentrum zwischen 400 und 430 m. Stärker wechselt die Höhenlage am Fuße des zerrunten Südrandes, um 400 m.

Der Salzhut im Gebiet der Bofia Grande ist randlich auffällig terrassiert, besonders im Süden (Abb. 5). Die Terrassen stufen sich in Richtung der Entwässerung beiderseits der Bofia. Durch die Bewirtschaftung ist ihre Modellierung verstärkt worden. Die Verebnungsflächen liegen tiefer als der momentane Lösungsspiegel in der Bofia und Montaña de Sal und dürften alte Salzablösungs-Niveaus markieren.

### 3. Pliopleistozäne Deckschichten

In der Umrahmung der Montaña de Sal und der Bofia Grande treten Reste geschichteter Lockersedimente auf (Abb. 11). Es sind braungelbe, hellrötlich-braune und grün-graue, zum Teil salzhaltige, feingeschichtete Mergel und kalkreiche Schluffe mit cm-dicken braunen, feinsandigen Lagen. In der Schichtung kommen mm-dünne Fasergips- und feste Fe-Oxydlagen vor. Gleichfalls in der Schichtung liegen mit rinnenartig erodierter Basis bis 1 m dicke, linsige, zum Diapir hin auskeilende Blockschuttlagen mit kantengerundeten Kalksandsteinbrocken, deren dachziegelartige Anordnung auf einen Transport vom Außenrand in Richtung Diapir hin weist. Die Mächtigkeit ist starken Schwankungen unterworfen. In den steilgestellten Partien sind mindestens 20 m nachweisbar, doch reduziert sich das Schichtpaket innerhalb von 10 m nach außen zum Salzstockrand hin auf etwa die Hälfte (Abb. 8, Südrand). Die Schichten führen Pflanzenreste, Characeen-Oogonien, kleine Schnecken, Reste sehr dünnschaliger Muscheln und eine reiche, artenarme Ostrakodenfauna mit *Limnocythere* sp. und *Cyprideis torosa* (JONES, 1850). Letztere ist besonders typisch für den mesohalinen Bereich, tritt wahrscheinlich ab oberem Pliozän auf (RUGGIERI, 1952) und hat ihre Hauptverbreitung im Pleistozän.

Im Pleistozän stellte sich der Salzspiegel offensichtlich auf ein für längere Zeit gleichbleibendes Niveau ein. Es kam zumindest im Westabschnitt des Salzaufbruches zur Bildung einer vermutlich geschlossenen Decke von salzhaltigen Seesedimenten. Ob die Sedimentdecke darüber hinaus auch im übrigen Salzaufbruch verbreitet gewesen ist, ist nicht mehr entscheidbar.

### 4. Cardoner-Terrassen

Die Cardoner-Terrassen und -Flußgeschichte wurden von uns nicht untersucht. Lage und Verbreitung besonders der älteren Terrassen kennt

# Der Salzstock von Cardona

Tektonische Karte

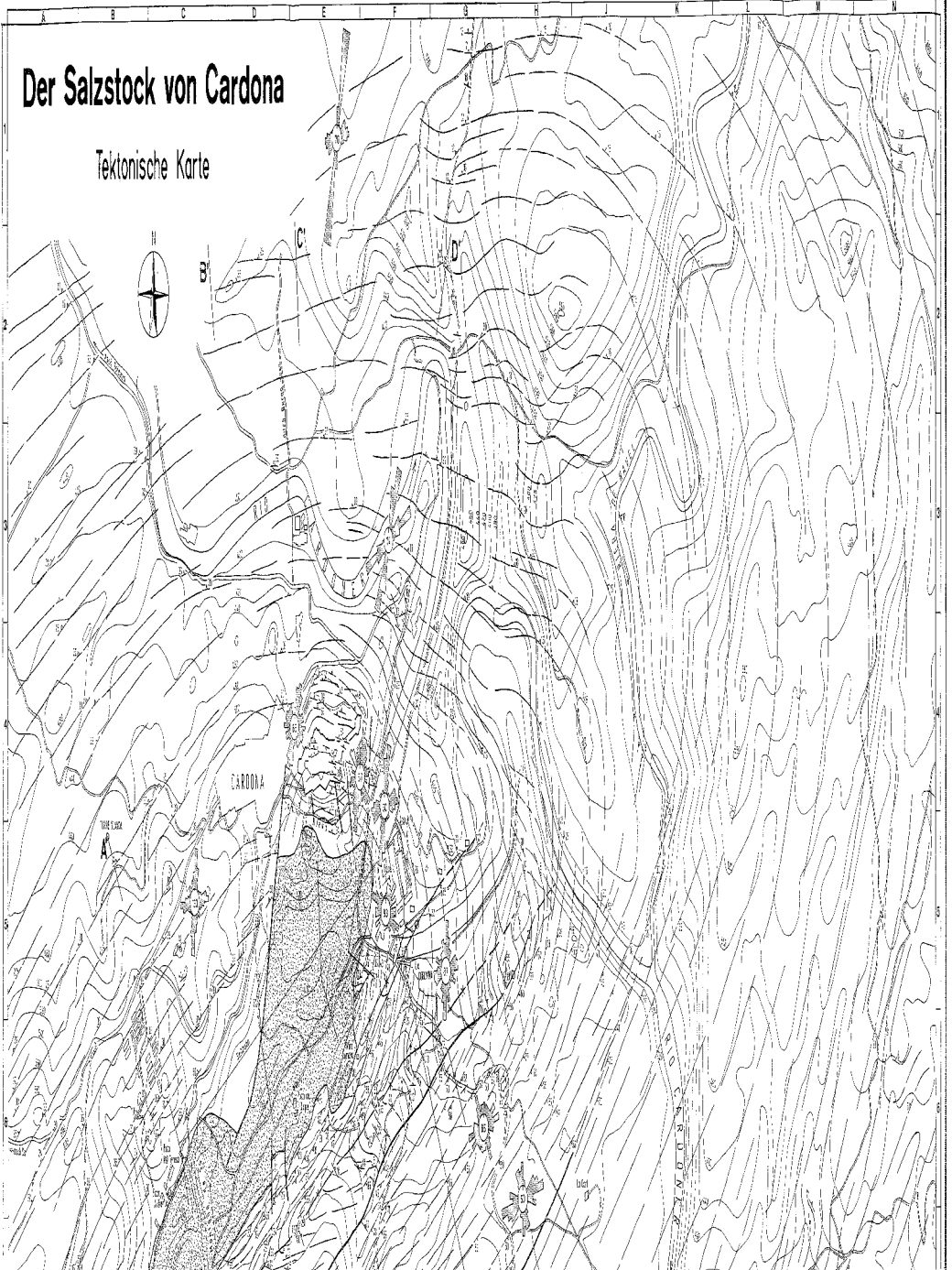
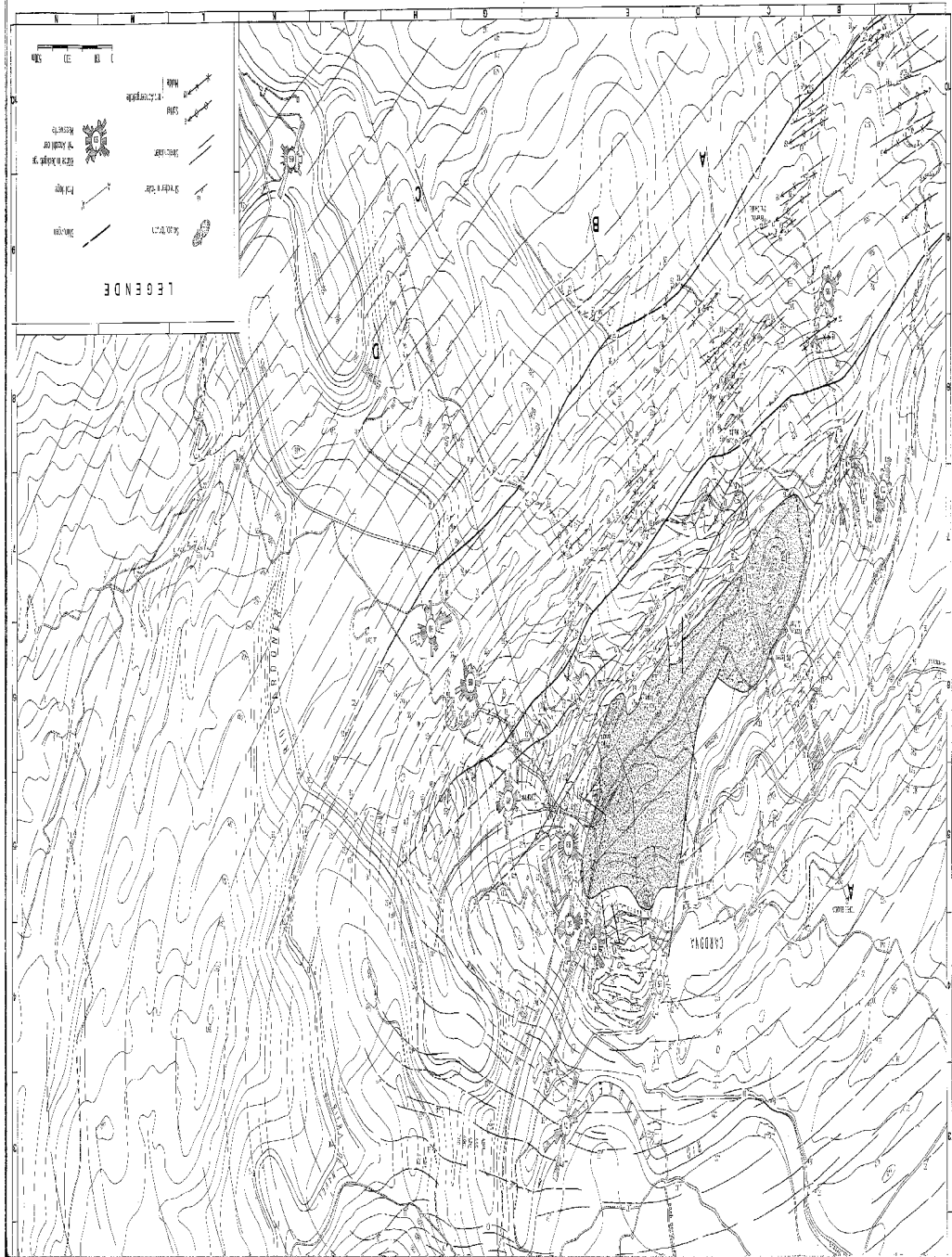


Abb. 1. Teilweise Karte der oberen Längs- und Querschnitte vom Carduus Lager (Abb. 1).





man heute noch nicht. Die tieferen Terrassen sind durch die geologischen Kartenaufnahmen 1 : 50 000 teilweise bekannt. Mit dem mittleren, spätestens dem oberen Oligozän begannen sich die N—S-gerichteten Cardona-/Llobregat-Flüsse einzuschneiden. Zu dieser Zeit bildete die Cardona-Antikline (ebenso die Suria-Struktur) noch kein Hindernis, sonst wäre sicherlich eine Ablenkung des Flusses nach Südwesten erfolgt. Die bereits festgelegten Flußläufe durchschnitten so die aufsteigenden Strukturen im großen gesehen rechtwinklig.

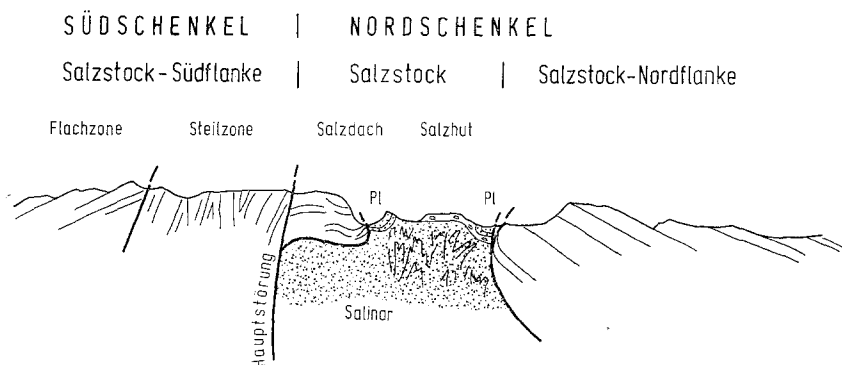


Abb. 6. Gliederung der Salzstockstruktur von Cardona. Schematisches Profil ohne Maßstab.

## II. Tektonischer Aufbau

### a) Überblick

Die Abb. 6 bietet eine schematische Übersicht über den Aufbau der Antiklinalstruktur im Bereich des Salzstocks von Cardona.

Die tiefgreifende, im Streichen liegende, langanhaltende Hauptstörung markiert die eigentliche Trennlinie zwischen dem Nord- und Südschenkel der Antiklinalstruktur. Die östliche Fortsetzung der Störung bestätigt das: Südöstlich Coromina (Abb. 7, G<sub>6</sub>/H<sub>5</sub>) geht sie in eine einfache Umbiegung über und entspricht auch hier der Hauptachse der Cardonastruktur. Der Salzaufbruch von Cardona liegt also nördlich der Hauptachse der Struktur im Nordschenkel der Antikline. Unmittelbar nördlich der Hauptstörung ist noch ein primäres Salzdach erhalten.

Die Südflanke ist in eine schmale Steilzone, die sich südlich der Hauptstörung erstreckt, und eine Flachzone, die in die weiter südlich angrenzende Mulde überleitet, zweigeteilt. Eine steile, im Streichen anhaltende Störung trennt die Flachzone von der Steilzone.

Im folgenden werden zunächst der Umriß des Salzkörpers und -aufbruches, die Innenstrukturen des Salzes und des Salzdaches dargestellt und dann die Rahmentektonik des übrigen Abschnitts der Nordflanke sowie die der Südflanke beschrieben.

## b) Umriß des Salzkörpers und des Salzaufbruches

Der Umriß des gesamten Salzkörpers und des Oberflächenausstrichs des Salzes entsprechen einander nicht (Abb. 9 und 10). Der Salzkörper ist an der Südseite des Salzaufbruches in seiner ganzen Längserstreckung von einer bis zu 400 m breiten, bis zur Hauptstörung reichenden Zone noch mit einem mächtigeren Salzdach aus tertiären Schichten bedeckt. Der Salzspiegel dürfte unter dem Dach mehr oder weniger horizontal (Abb. 9) liegen. Zur Tiefe hin bildet die Hauptstörung die südliche Salzflanke, welche mindestens bis in das Niveau der 920-m-Sohle nahezu senkrecht verläuft (Abb. 9, Profil A). Die nördliche Salzflanke ist dagegen flacher gestaltet. Auf der Westflanke liegt der Salzkörper wahrscheinlich bis etwa 500 m westlich der Ausstrichsgrenze des Salzes noch oberflächennah, da die Oberflächenstrukturen der Westabdachung dem Aufbau des südlichen Salzdaches ähneln (s. u.). Gegen Osten taucht der Salzspiegel etwa mit 30 bis 40° ab.

Aus der Salzflankenlage in größeren Tiefen ergibt sich ein Streichen des Salzkörpers von etwa 58°. Dieser Wert entspricht dem generellen Streichen des Deckgebirges (Abb. 10).

Nahe der Oberfläche tritt der Salzstock in einer von seiner Tiefenbegrenzung abweichenden Form auf. Der oberste Teil des Salzstocks liegt, spitzwinklig gegen NE bzw. SW verdreht, über der Hauptmasse des Salzkörpers. Im mittleren Abschnitt wird diese Abweichung durch eine große Querstörung und am NE-Ende, gegen den Castillo-Berg hin, durch eine deutliche Ausweitung des Ausbisses nach Norden (s. u.) unterstrichen.

## c) Innentektonik

### 1. Salzstrukturen (Abb. 8)

Die tektonischen Erscheinungsformen und Richtungen im Salzgestein wurden in erster Linie in den Tagesaufschlüssen der Montaña de Sal und Bofia Grande untersucht. Hier ist ein fast vollständiges Profil durch die Spitze des Salzstockes erschlossen. Im größeren, bereits ausgelagten, zentraler gelegenen Abschnitt des Salzaufbruchs standen zur Vermessung der Strukturen nur kleine Salzvorkommen in dolinenartigen Einbrüchen zur Verfügung. Seitens der Geologischen Abteilung der Grubenverwaltung sind umfangreiche Untertagekartierungen im Gange. Die endgültigen Ergebnisse sind noch nicht zugänglich.

In der Montaña de Sal (Abb. 8) sind die bunten Bändersalze eng verfalt. Einzelne Bänder dünnen auf wenige Millimeter aus oder werden in den Falten spitzen einige Dezimeter dick und ziehen, ohne abzureißen, am Salzfels auf und nieder. Auf den ersten Blick ist es ein kaum entwirrbares, von unzähligen Lösungskarren und -furchen durchzogenes Faltenknäuel. Einige auffällige rötliche oder verschmutzte Leithorizonte lassen dann aber doch den Gesamtaufbau erkennen. Aufgeschlossen ist eine Großfalte mit mehrfach gespitztem Scheitel und zahlreichen kleineren Adventivfalten an den Flanken. Der Kern des Sattels liegt unmittelbar südlich des Galeriestollen-Mundloches. Er wird

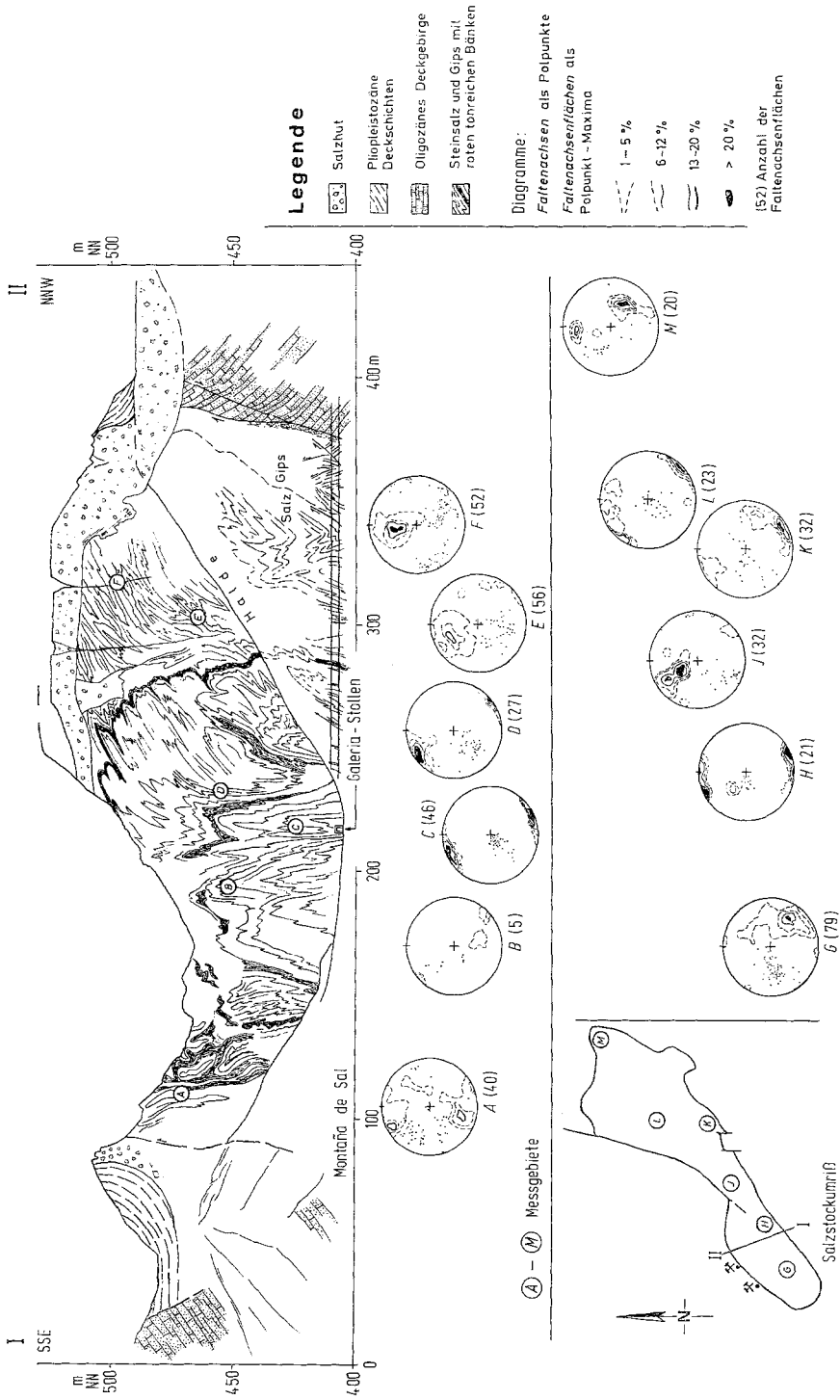


Abb. 8. Salztektonik in den Oberflächenaufschlüssen des Salzstocks von Cardona. Oberer Teil: Tektonische Daten aus der Montaña de Sal. Unterer Teil: Tektonische Daten aus den übrigen oberflächlichen Salzvorkommen.

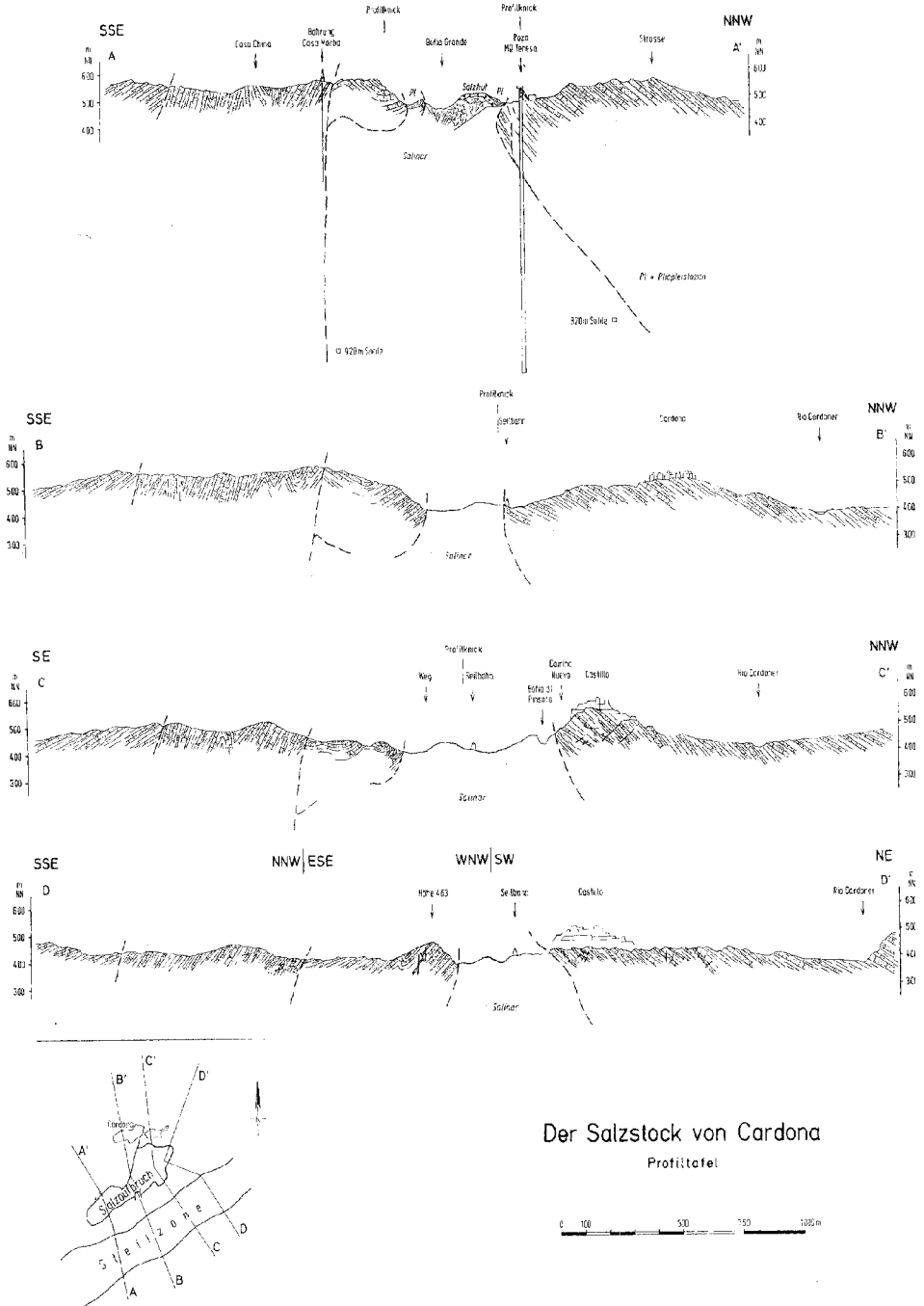
vom vorwiegend saiger stehenden, etwa 5 m mächtigen ungefärbten Steinsalz (sal gema) gebildet und von der fächerartig zu den Rändern divergierenden, zunächst pastellfarbenen und dann bunten Salzabteilung ummantelt. Letztere beiden Folgen sind hier in der Mächtigkeit stark reduziert.

Die Faltenachsen-Richtungen (Abb. 8 und 10) stimmen im Zentrum des Aufbruchs mit der  $52^\circ$  streichenden Längsachse des Salzaufbruchs überein; die Achsen streichen dort im Mittel um  $50^\circ$  und tauchen steil nach Südwesten ab (Diagramme C, D, L; teilweise A). Im Südteil des Aufbruchs überwiegen Streichrichtungen um  $90^\circ$  mit steilem Westfallen der Achsen (Diagramme H, K), während im Nordabschnitt die Achsen zwischen  $50$  und  $60^\circ$  bzw. um  $150$  und  $180^\circ$  pendeln und gegenüber dem Zentrum bedeutend flacher nach SW bzw. nach NW und SE eintauchen (Diagramme E, F, M). Auch am SE-Rand treten zusätzlich Achsen um  $150^\circ$  streichend und flach nach NW abtauchend auf (Diagramme A, B). Nahe dem westlichen Rand, in der Bofia Grande, tauchen die Achsen bei geringer Streuung um  $90^\circ$  mittelsteil nach W ab (Diagramm G).

Die Achsenlagen ergeben im vermessenen Gebiet insgesamt das Bild eines recht einheitlich nach Westen abtauchenden Salzgewölbes. Das auffallend flache Achseneinfallen am Nordrand macht die Wölbung asymmetrisch, ein Befund, der sich durch die Lage der Salzflanken in größeren Tiefen bestätigt (s. S. 985 f.). Ein Ostabtauchen des Gewölbes ist in dem Aufbruch noch nicht beobachtbar.

Die Faltenachsenflächen-Lagen (Abb. 8) unterstreichen den asymmetrischen Bau. Steilem, um  $90^\circ$  pendelndem Einfallen der Faltenachsenflächen (Diagramme B, C, D) im Zentrum steht flacheres SE-, untergeordnet NW-Fallen in der Nähe der Nordflanke (Diagramme E, F, J bzw. M) und mittelsteiles NW- bis steiles, um  $90^\circ$  pendelndes Fallen nahe des Südrandes (Diagramme H, K) gegenüber. Am Westrand des Aufbruchs, in der Bofia Grande, geht mit dem mittelsteilen Achseneinfallen gleichfalls ein mittelsteiles Einfallen der Faltenachsenflächen einher (Diagramm G). Das generelle Streichen der Faltenachsenflächen um  $50^\circ$  (Ausnahme: Diagramme M, F) verläuft noch einheitlicher als bei den Achsen parallel der Längsachse des Salzaufbruchs.

Die übrigen, in den Diagrammen sichtbaren tektonischen Richtungen des Salzes sind nur mit großen Vorbehalten aussagekräftig. Die meisten Aufschlüsse sind, abgesehen von der Montaña de Sal, sehr klein. Spezialfaltungen oder zu geringe Anzahl von Meßwerten können die Diagramme verfälschen. Besonders erwähnt sei, daß die Messungen nur in der obersten Randzone des Salzkörpers durchgeführt wurden. Nach Abschluß der Untertagekartierungen dürfte es interessant sein, nachzuprüfen, wie die Salzstrukturen im Innern des Diapirs zur Gesamtform des Salzkörpers einerseits und zu den oberflächennahen Salzstrukturen andererseits passen und ob sich die angedeutete tektonische Abweichung des oberflächennahen Salzstockteiles von der Hauptmasse (s. S. 982 und 988) bestätigt.



## 2. Aufbau des Salzdaches

Zum Salzdach zählen zwei Einheiten:

die südlich des Salzaufbruches bis zur Hauptstörung sich erstreckende Zone aus tertiären Deckschichten und

das im Westen des Salzaufbruches auftretende Pliopleistozän, das als Sedimentdecke auf dem Salzspiegel zur Ablagerung kam.

Die erste Einheit ist in der Nische zwischen der Hauptstörung und der südlichen Salzgrenze als geschlossener, zwischen 180 m und 300 m mächtiger Gesteinskörper entlang dem gesamten Salzausstrich erhalten. Er paßt über dem generellen Streichen des Südrahmens an und liegt flachwellig über dem Salzspiegel (Abb. 9, Profil A, B). Kennzeichnend für ihn sind eine durchschnittlich flache Lagerung der Schichten, eine durchgehend flache Einmuldung und gelegentliche Zerschörung bei örtlich verstärkter Beanspruchung.

Im West- und Mittelteil des Tertiärdaches (Abb. 7, C<sub>7</sub>, 8; D<sub>7</sub>; E<sub>6</sub>, 7) schwankt der Schicht-Fallwert im Durchschnitt zwischen 5 und 20°, nur selten steigt er bis zu 30° an. Das ändert sich im Ostabschnitt durch die dort zunehmende Verfaltung (Abb. 7, F<sub>6</sub>) und stärkere Aufbiegung der Schichten am Salzrand (E<sub>6</sub>, F<sub>6</sub>). Neben der flachen Lagerung sind hier Fallwerte zwischen 40 und 75° häufiger verbreitet. In unmittelbarer Nähe des Salzrandes ist die Schichtfolge gelegentlich gar überkippt (Abb. 9, Profil C) und an E—W streichenden Klüften zerschert. Die flache Mulde erstreckt sich fast durchgehend von Westen nach Osten. Die Muldenachse verläuft parallel der Hauptachse des Salzkörpers. Örtlich begrenzt (Abb. 7, D<sub>7</sub>, D<sub>8</sub>) kommen noch flache Sättel und Mulden vor, die sich auch der generellen Streichrichtung anpassen.

Östlich Coromina (Abb. 7, G<sub>5</sub>, H<sub>5</sub>, J<sub>5</sub>) geht das Tertiärdach allmählich unter Ausklingen der Verfaltungen in das großräumig flache Nordostgewölbe über. Im Westen (Abb. 7, B<sub>7</sub>, 8) endet die Zone in der etwa 500 m breiten, noch stark verformten und gestörten SW-Abdachung des Salzkörpers. Die ähnliche tektonische Beanspruchung der Tertärschichten in diesem Gebiet im Vergleich zum Südrand des Aufbruches deutet darauf hin, daß auch hier das Salz noch sehr oberflächennah gelagert ist. Westlich dieser Zone (Abb. 7, A<sub>8</sub>, 9) taucht der Salzspiegel ab.

Das Pliopleistozän-Dach, das zumindest im Gebiet der Montaña de Sal und der Bofia Grande ursprünglich als geschlossene Decke über dem Salzspiegel lag, ist nur noch in Erosionsresten am Salzrand erhalten (Abb. 11). Die zum Salz hin gelegenen Teile dieser Lockersedimente sind steil aufgerichtet: am Nordrand bis zu Einfallswerten zwischen 30 und 85°, am Südrand kommt steil überkippte Lagerung vor. Die Verstellungen dokumentieren die letzten feststellbaren umfangreichen Aufstiegsbewegungen des Salzes.

### d) Rahmentektonik

#### 1. Nördliche Salzflanke

Die tektonische Karte (Abb. 7) und die Übersichtsprofile (Abb. 9) zeigen den steten und unkomplizierten Aufbau der Salzstocknordflanke. Die

Schichten beginnen in weiter Entfernung mit ihrem Anstieg, der sich mit Annäherung an den Salzstock zwar kontinuierlich versteilt,  $40^\circ$  aber bis unmittelbar an den Salzrand kaum überschreitet. Am Salzkontakt sind die Schichtfolgen nur unbedeutend gestört und aufwärts geschleppt (Abb. 8).

Eine Ausnahme in diesem monotonen Bild ist der Castillo-Berg östlich Cardona (Abb. 7,  $E_4$ ). Die Salzstockflanke ist hier an einer größeren NNE-streichenden Störung weit nach Norden vorgeprescht. Viele kleinere, meistens gleichsinnige Begleitverschiebungen zerstückeln den östlich anschließenden Castillo-Berg. Die Schichten sind dort wesentlich steiler aufgerichtet als an der übrigen Nordflanke. Die vielfältigen Bewegungen sind am Camino Nuevo und im Profil an der Straße Cardona-Suria unterhalb des Castillos gut beobachtbar.

## 2. Südliche Salzflanke

Die südliche Salzflanke ist zweigeteilt (s. S. 981). Für die unmittelbar südlich der Hauptstörung liegende, 700—900 m tiefe Steilzone sind eine steile bis saigere Lagerung, enge Verfaltung und häufige Zerschering der Bänke typisch. Anders als das östliche Salzdach ist die östliche Steilzone (Abb. 7,  $H_6$ ,  $G_7$ ) geringfügiger als der Mittel- und Westabschnitt verformt. Sie ist hier gleichmäßig mit  $30$ — $60^\circ$  gegen Süden geneigt, ohne verfalzt zu sein. Die Gesteinspakete sind aber teilweise intensiv und oft wechselweise nach zwei Kluftsystemen zerschert (s. Kapitel II, e). Im Mittelabschnitt (Abb. 7,  $E_8$ ,  $F_8$ ) und im östlichen Teil der Steilzone (Abb. 7,  $D_9$  bis  $A_{10}$ ) versteilen sich die Schichten mit Fallwerten zwischen  $40$  und  $90^\circ$ . Hinzu kommt eine starke Verfaltung. Typisch sind spitzwinklig gestaltete Sättel und Mulden, die im Kern meist zerbrochen sind. Oft ist es schwer festzustellen, ob in den rasch wechselnden Einfallsrichtungen Faltenstrukturen verborgen liegen. Die Achsenrichtungen passen sich völlig dem Generalstreichen der Steilzone an. Die Steilzone endet im Süden an einer streichenden, langanhaltenden Bruchzone, die wie die Hauptstörung eine Antiklinalumbiegung darstellt. Südlich dieser beginnt die Flachzone. Ein Typprofil für die Verformung der Steilzone im Osten ist das Straßenprofil südlich Coromina und im Westen die Anschnitte am Weg zur Eremita Sta. Cecilia.

Die Flachzone ist sehr gleichförmig aufgebaut. An der Bruchzone, die gegen Süden geneigt liegt (beobachtbar im Gebiet Abb. 7,  $D_9$ — $E_9$ ), sind die Schichten teilweise noch stärker aufgerichtet. Gegen Süden nehmen die Fallwerte dann rasch ab. Die Flachzone leitet in die südliche, zwischen der Cardona- und der Suria-Struktur liegende, weitgespannte Mulde über. Lokal kommen Flexuren (Abb. 7,  $L_7$ ,  $8$ , und an der Straße Colonia Valls nach Saló, westlich der Straße Cardona-Suria) vor.

## e) Klüftung

Im Außenrahmen des Salzstockes (Abb. 7,  $E_1$  und  $K_{10}$ ) sind die ungestörten Schichtplatten des Oligozäns nach zwei Kluftsystemen — einer glatten, weitreichenden,  $10$ — $30^\circ$  streichenden und einer untergeordnet auftretenden, unregelmäßiger ausgebildeten,  $40$ — $90^\circ$  gerichteten Schar — zer-

legt. Die Hauptklufschar ist bis gegen den Beckensüdrand gleichartig verbreitet. Am Südrand durchsetzt sie sehr eindrucksvoll die mächtigen Gesteinsfolgen des Montserrat. Die den Berg „zersägende“ Klüftung hat ihm letztlich den Namen eingebracht.

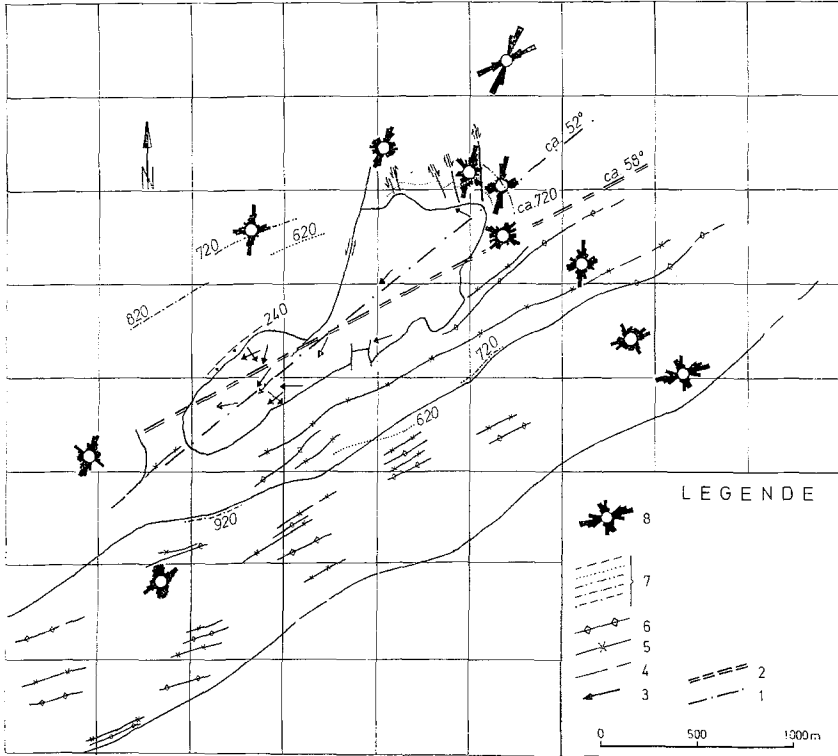


Abb. 10. Beziehungen tektonischer Richtungen im Bereich des Salzstocks von Cardona. 1: Langachse des Oberflächenausstrichs des Salinars; 2: Konstruierte Lage der Salzkörper-Langachse in größerer Tiefe; 3: Lage von Faltenachsen im Salz mit Achsenfallen; 4: Störungen; 5: Muldenachsen; 6: Sattelachsen; 7: Über-  
tageprojektion der ungefähren Salzstockflankenlage mit Angabe des Gruben-  
sohlniveaus. 8: Kluftrosen entsprechend Abb. 7.

In der unmittelbaren Nachbarschaft des Salzstockes — in der Nordflanke, im Salzdach und auch in der Steilzone der Südflanke — ist die Klüftung nahezu gleichbleibend. In den Gebieten der stärkeren Beanspruchung, am Castillo-Berg und in Teilen der Steilzone der Südflanke, variiert das E/W-System mehr als gewöhnlich, in der letzteren Einheit sind außerdem beide Klufscharen um etwa  $20^\circ$  nach Norden verdreht. Die Klufsysteme wurden bei der Aufrichtung der Schichten oft als untergeordnete Bewegungsflächen mitbenutzt, wodurch die Abweichungen entstanden sein können (im Straßenprofil Cardona—Coromina gut beobachtbar bei  $F_4$  und



G<sub>8</sub> der Abb. 7). Das Netz unserer Kluftrmessungen ist nicht dicht genug, um die Bewegungen an den Klüften während des Salzaufstieges sicher einzuordnen. Jedenfalls ist die Klüftung älter als die Aufrichtung der Sedimente am Salzstock.

#### f) Tektonische Richtungsbeziehungen

In diesem Abschnitt sind die Lagebeziehungen zwischen den einzelnen tektonischen Einheiten, Flächen und Linien im und am Salzstock zum Teil nochmals anhand der Abb. 10 zusammenfassend dargestellt, da sie für die Deutung des Aufstiegsmechanismus wichtig sind. Die größten Richtungsabweichungen bestehen zwischen den Oberflächenstrukturen und der „Tiefenlage“ des Salzstockes. Die Achse des Gesamtkörpers streicht etwa 58°, während die Oberflächenachse davon im ganzen um 6° abweicht. Die nordwärts gerichtete Ausweitung des Salzaufbruchs am Castillo-Berg trägt vermutlich zu dieser Abweichung bei.

Die Strukturen im Übertage anstehenden Salz sind der Oberflächenachse angepaßt (s. S. 984). Damit ergibt sich eine Diskrepanz zwischen der Form des Salzausstrichs und der Tektonik des Rahmens, wo ein Generalstreichen um 60° herrscht, dem sich alle Faltenachsen, alle größeren Störungslinien und der Salzkörper im Ganzen anfügen.

### III. Geologische Karte des Salzstocks

(Exkursionsvorschläge)

Auf geologischen Exkursionen in Spanien wird der Cardona-Salzstock wegen seiner Übersichtlichkeit und imposanten Übertageaufschlüsse im Salinar sehr häufig besucht. Die geologische Karte (Abb. 11) soll neben der Erläuterung für diese Abhandlung besonders zur Orientierung für folgende Exkursionsvorschläge dienen:

- a) Cardona-Castillo-Besuch; 2 Parkplätze am Ortseingang N und SW unterhalb des Castillo;  
vom Castillo Überblick über die Antikline und den Salzaufbruch.

(Abb. 5 und Abb. 11)

#### Salzgeologie

- b) Fahrt zu den Schachtanlagen und Abstieg auf der Westseite der Halde in den Salzaufbruch an der Montaña de Sal.

Salzstratigraphie und Salztektonik in der Montañ de Sal

weiß = sal gema = „älteres Steinsalz“, rotbunt = „jüngeres Steinsalz“.

Prächtige Faltenbilder sind angeschnitten.

Alle Karstphänomene im Salz: Karren, Schratten, Höhlen, Dolinen, Versickerungen, Salzquellen.

(Abb. 8; Abb. 9 Prof. A; Abb. 11)

#### Pliopleistozän und Salz hut

- c) Aufstieg auf der Südseite der Montaña de Sal (ohne Weg) zum Südrand der Bofia Grande.

Mehrere Profile im steilgestellten Pliopleistozän.

# Der Salzstock von Cardona

Geologische Karte

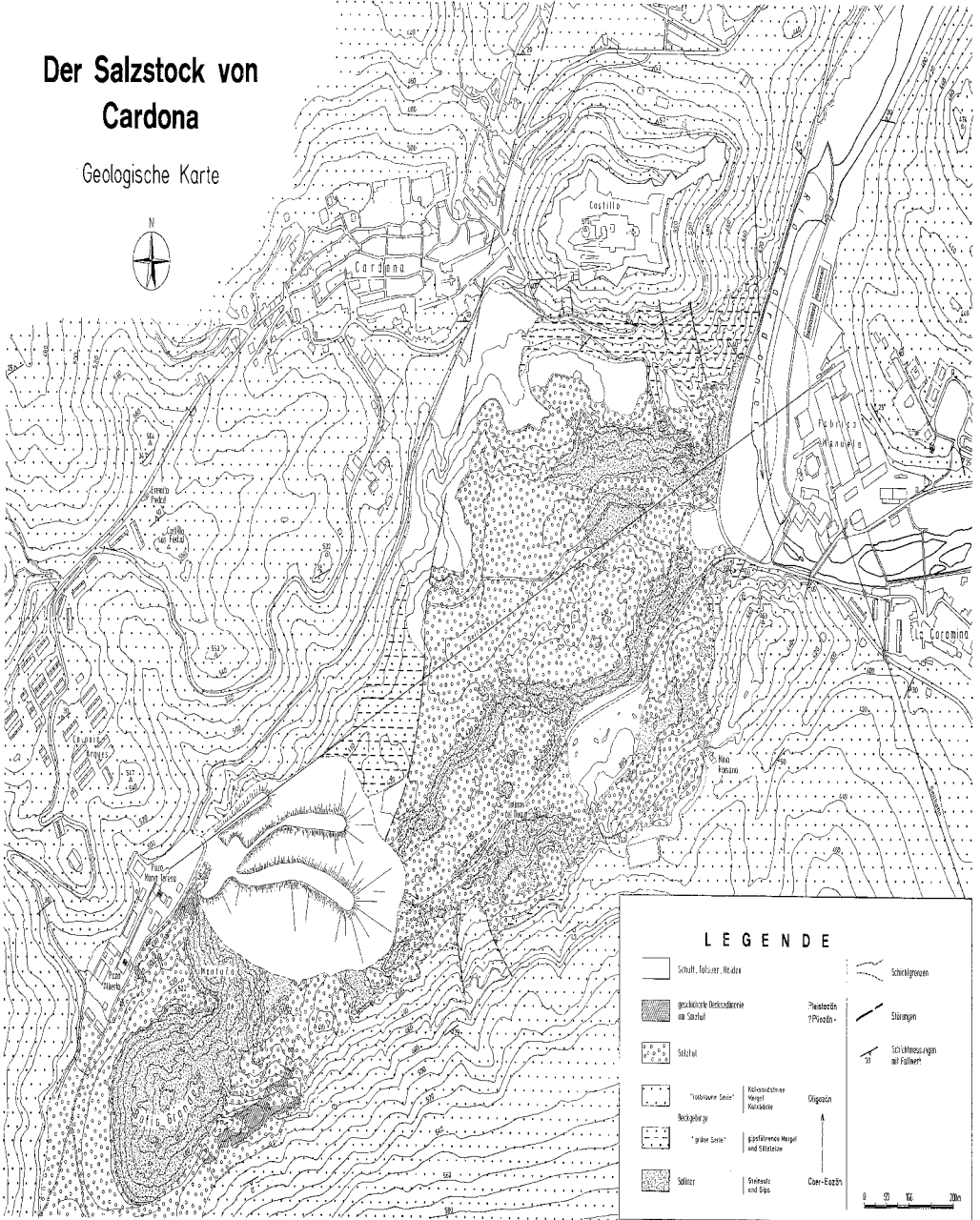


Abb. 11. Geologische Karte des Salzstocks von Cardona. Lage des Gebiets vgl. Abb. 1.

- d) Umwanderung der Bofia Grande an der Steilkante;  
Salzhut, Salzanlösung.  
Pliopleistozän und Salzhut am Nordrand der Bofia Grande: gute Profile mit Dachziegellagerung der groben Komponente auf der Höhe der Schachtanlage Maria Teresa und am Abstieg zur Montaña de Sal.

(Abb. 8, 9, 11)

#### Rahmentektonik

- e) Nordrand  
Profil an der Straße Cardona—Coromina östlich unterhalb des Castillo.  
Kontaktfläche Salinar/tertiäres Deckgebirge  
Schichtverstellungen und -verschiebungen in der grünen Mergelserie und unteren kontinentalen Rotserie.  
(Abb. 7, Abb. 9 Prof. D; Abb. 11)  
(Weiteres Profil am Camino Nuevo unterhalb des Castillo.)  
(Abb. 9 Prof. A; Abb. 11)

- f) Südrand  
Profil an der Straße Cardona—Coromina; Beginn in Höhe der Brücken zur Fabrica Manuela bis etwa 600 m südlich der Tankstelle.  
Südlicher Kontakt Salz/grüne Mergelserie.  
Schichtverstellungen und -verbiegungen im Salzdach (Falten am Flußufer an der 2. Brücke).  
Südliche Haupttrandstörung des Salzstockes.  
Tektonik der Steilzone (enge Zerklüftung!).  
Südliche Flachzone.

(Abb. 9 Prof. D; Abb. 11)

(Weitere gute Aufschlüsse zur Tektonik des Südrandes finden sich in den Barrancos an der Südflanke, die vom Zentrum des Salzaufbruches zu erreichen sind, und am Wege von Cardona zur Eremita Sta. Cecilia.)

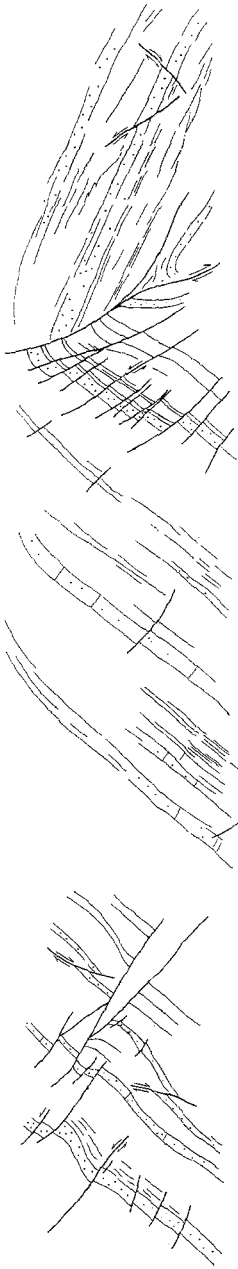
#### IV. Streichende Fortsetzung der Antiklinalstruktur von Cardona

(Abb. 3)

Sehr markant ist die südwestliche Fortsetzung der Antiklinalstruktur. Sie ist durch die verfaltete „Steilzone“ und die beiden sie begrenzenden Störungen gekennzeichnet. Etwa 7 km südwestlich Cardona durchsetzt eine nordsüdlich gerichtete Verschiebung die Struktur mit einem relativen Verschiebungsbetrag von 1 km. Westlich dieser Störung haben wir die Steilzone noch etwa 7 km verfolgt. Die nördliche Verwerfung (= Hauptstörung bei Cardona) kartierten wir allerdings nicht mehr genau aus. Sie folgt vermutlich dem Gipsaufbruch von Tora. NE Cardona geht die Hauptstörung in die Hauptachse des dort weitgespannten Antiklinalgewölbes über. In dem Gebiet der nahezu horizontalen Lagerung westlich Puigregí ist die Antiklinalachse schwerlich zu verfolgen. Sie endet wahrscheinlich in der west-östlich orientierten Struktur von Puigregí. Die südliche Begrenzungsstörung der Steilzone hat keine Fortsetzung gegen Nordosten. Sie verliert sich unmittelbar östlich Coromina.

Die Hauptstörung (= Scheitelbruchfläche der Antiklinalstruktur) ist die Aufstiegsbahn des Salzes. Es entstand aber kein zusammenhängender

B



A

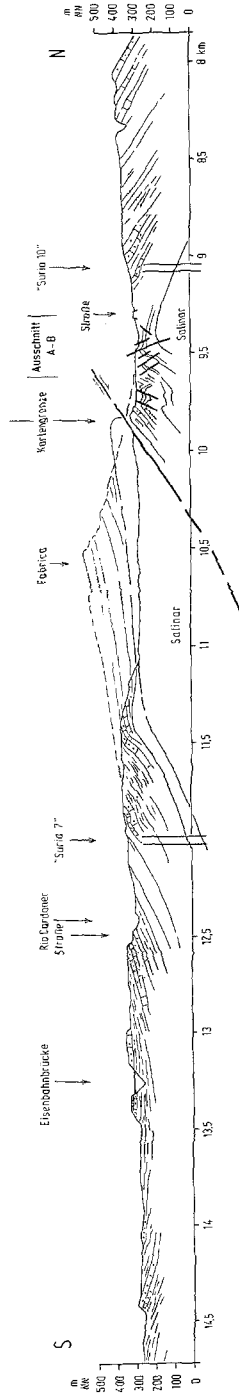


Abb. 12. Profil durch die Doppelstruktur von Suria mit Detailskizzen aus der Sattel-Umbiegungszone am nördlichen Ortsausgang von Suria.

„Streifendiapir“ entlang der aufgebrochenen Scheitelzone, sondern es bildeten sich örtlich begrenzte Salzstöcke bei Cardona und Tora. Der Cardona-Stock hat nur etwa die doppelte Erstreckung des oberflächlichen Salzaufbruchs (s. S. 982). Die Ausdehnung des Tora-Salinars kennen wir noch nicht genau. Zwischen beiden Vorkommen gibt es keine oberflächlichen Salzaustritte. In geringerer Tiefe ist wahrscheinlich in dem Zwischengebiet auch keine stärkere Salzanreicherung zu erwarten (s. S. 994).

#### D. Die Antiklinalstruktur von Suria zum Vergleich

Die Suria-Antikline untersuchten wir nur oberflächlich. Wir kartierten sie schematisch zwischen Balsareny, Suria und Castellfullit aus. Bei Suria nahmen wir einige tektonische Profile auf (Abb. 3 und 12).

Die Antikline liegt etwa 10 km südlich vom Cardonasattel. Die Antiklinalachse steigt von Balsareny her in südwestlicher Richtung auf. Wir verfolgten sie bis in den Salinaraufbruch bei Castellfullit. Es stellten sich sehr charakteristische Gemeinsamkeiten mit der Cardona-Struktur heraus, die insbesondere zur Klärung der tektonischen Verformungen, der Salzwanderungen und des Salinaraufstieges im Ampurdan-Becken und im Cardona-Salzstock wichtig sind.

Die Schichten steigen allmählich aus der beide Strukturen trennenden flachen Mulde an und biegen lokal auch in einer Bruchzone im Antiklinal-scheitel steil nach Süden ab (Abb. 3 und 4). Diese im allgemeinen südvergente Steilzone ist jedoch nicht so ausgeprägt wie die der Cardona-Struktur und hält im Streichen entlang der Antiklinalachse auch nicht ununterbrochen an. Sie setzt östlich Suria ein und ist etwa 15 km nach Südwesten mehr oder weniger deutlich zu verfolgen. Am Salinaraufbruch von Castellfullit scheint sie in das dort sehr flache Gewölbe überzugehen (Abb. 3). Von Süden her wird die Steilzone von einer Verschiebung einer gegenläufig vergenteten Antiklinale begrenzt. Die Überschiebung schneidet einen überkippten Antiklinalflügel ab. Die Bewegungen in der Überschiebungszone sind besonders gut an der Straße Suria—Balsareny, etwa 2—3 km östlich Suria, zu studieren. Südlich der Überschiebung liegt bei Suria ein zweiter Salzaufbruch in einem nach Süden weitreichenden Gewölbe. Im Suria-Salzstock ist also im Gegensatz zu Cardona an zwei Stellen Salz aufgestiegen. Weiter gegen Süden schließt sich eine weitgespannte Mulde an (Abb. 4 und 12).

Besonders kennzeichnend für beide Salzstöcke — Suria und Cardona — sind die zerbrochenen, gegenläufig vergenteten Antiklinen: Jeweils Südvergenz herrscht in der Nordantikline und Nordvergenz in der Südantikline. Dieser Baustil ist im Detail sehr klassisch in der Steilzone zwischen beiden Suria-Aufbrüchen, und zwar an der Straße unmittelbar N Suria (Abb. 12, oberer Bildausschnitt), dann an den Cardoner-Schlingen NW Suria und an den Straßenprofilen E Suria beobachtbar: Viele Einzelbewegungen summieren sich im Endergebnis zu der starken Einengung in der Steilzone. Mit zunehmender Einengung wie in der Cardonasteilzone werden die Spuren der Einzelbewegungen undeutlich.

Gesetzmäßig für beide Antiklinalstrukturen ist die großräumige Anordnung der Salzstöcke. Sie sind auffällig in quer zu den Strukturen verlaufenden Zonen aufgereiht. Zwischen den Vorkommen befinden sich keine Salzaufbrüche. Dieser Anordnung fügen sich auch die Salzstöcke von Sallent ein (Abb. 3).

### E. Salzaufstieg

Aufgrund der Lagerung postsalinärer Sedimente lassen sich in Cardona zwei Zeiträume angeben, während derer Salz aufstieg und Oberflächenstrukturen entstanden. Die ersten Salzbewegungen dürften, da im tertiären Deckgebirge keine Diskordanzen zu beobachten sind, nach Ablagerung des 1500 m mächtigen Tertiärs, also etwa post-Mitteloligozän eingesetzt haben. Sie erzeugten die flachwellige Verformung des postsalinären Tertiärs und die steile Aufrichtung der Schichten in den beiden langgestreckten Antiklinalzonen im Beckeninnern. Bei Cardona schuf sich das Salz eine südvergente Aufstiegszone mit senkrecht einfallender Südbegrenzung und einer flacheren Nordflanke. Es legte Teile des Südschenkels in enge steile Falten. Längs der Hauptstörungsfläche schob es ein geringer verformtes Salzdach in die Höhe und nahm seinen Platz nördlich neben der Strukturachse ein. Der Südvergenz des Salzkörpers steht die gegen N erfolgte Ausweitung des Oberflächenaustritts im Top des Salzstocks (s. S. 982) entgegen. Östlich der großen NS-Störung, die vom Ostrand Cardonas in den Salzstock verläuft, stieg Salinar und Deckgebirge verstärkt NNW gerichtet auf. Diese Sonderbewegungen machen sich in der gegenüber der restlichen Nordflanke steileren Aufrichtung und Zerschierung der Schichten am Castillo-Berg bemerkbar. Es ließ sich nicht eindeutig entscheiden, ob sich diese gegensinnige Bewegung in einem Akt mit dem oben beschriebenen Salzaufstieg anlegte.

Eine zeitweilige Stillstandslage des Salzspiegels wird durch die Ablagerung feinschichtiger Seesedimente auf den Salzhut im Pliopleistozän angedeutet. Postpleistozäne Salzbewegungen richteten den alten Salzhut und die salznahen Teile der jungen Seesedimente steil bis überkippt auf und dürften auch im tertiären Deckgebirge auf den alten Bahnen weitere Verstellungen vorgenommen haben.

Die heute im Übertage anstehenden Salz meßbaren Flächen und Lineare könnten auch in dieser Zeit entstanden sein. Sie passen sich gut der Langachse der oberflächlichen Salzstockbegrenzung an, stehen aber in spitzem Winkel zu der Hauptachse der Antiklinalstruktur und der Langachse des Salzkörpers in größerer Tiefe.

Rezente Salzbewegungen sind im Salzstock von Suria bekannt. MASACHS ALAVEDRA (1952) beschreibt die stetige Einengung des Schachtes um etwa 12 mm/Jahr. Die Kurzachse des elliptischen Schachtquerschnitts liegt ESE — WNW, also spitzwinklig zum Verlauf der Hauptachse der Struktur, aber parallel dem nähergelegenen gebogenen Spezialsattel am Westrand des großen Gipsaufbruches (Abb. 3).

Die Lösung der über Tage anstehenden Salze ist in Cardona erheblich. Ein Bach entspringt in der Bofia Grande, fließt durch die dicke Salzmauer

der Montaña de Sal hindurch und tritt an ihrem SE-Fuß wieder aus. Eine Betonplatte, die 1934 als Halterung für einen Mast auf der Montaña unmittelbar auf das Salz gegossen wurde, wirkte als Lösungsschutz und stand 1958 1,70 m über der benachbarten Salzfläche. Das entspricht einer jährlichen vertikalen Erosion von 7 cm.

Für den Salzaufstieg im Ampurdan-Becken und die tektonische Formung des Postsalinars bieten sich mehrere Deutungsmöglichkeiten an. Wichtig sind in diesem Zusammenhang die Ergebnisse geophysikalischer Untersuchungen (MARIN, 1930). Im heutigen Verbreitungsgebiet des Salinars gibt es keine Anzeichen für eine tektonische Verformung des präsalinaren Tertiärs. Die Salzbasis ist ungefaltet und nur zum Beckenzentrum hin leicht geneigt (Abb. 4).

Dieser Befund schließt die Deutung der Beckenstrukturen als Resultat einer gebundenen Tektonik aus.

Eine andere Deutungsmöglichkeit liegt in der Annahme eines durch die Tektonik der Rahmengebirge erzeugten Zusammenschubes der Beckensedimente: Die südwärts gerichtete Pyrenäenüberschiebung und die nordwestwärts gerichtete Heraushebung des Katalanischen Küstengebirges könnten den Zusammenschub und die Faltung des Postsalinars auf dem als „Gleitmittel“ dienenden Salinar bewirkt haben. Das Salz wäre danach in angelegte Strukturen eingedrungen, hätte die Sättel versteilt und das Deckgebirge in Schwächezonen lokal durchstoßen. Zu dieser Deutung passen die Kluftrichtungen im Postsalinar (s. S. 986 f.) wie auch die große Verwerfung, welche die gut verfolgbare Steilzone von Cardona beträchtlich versetzt (Abb. 3). Andere Befunde stehen dieser Deutung entgegen: Die Achsen der Beckenstrukturen verlaufen parallel dem herausgehobenen Katalanischen Randgebirge im SE, jedoch spitzwinklig zu dem sehr viel weiter überschobenen Pyrenäensüdrand. An die zweifellos durch die Überschiebung der Randgebirge erzeugten Zonen steiler Schichtverstellung, vor allem in den nördlichen randnahen Beckenteilen (s. S. 976), schließen sich zum Beckenzentrum hin bis 8 km breite Zonen praktisch söhligiger Schichtlagerung an, ehe es im Beckenzentrum wieder zu steileren Aufrichtungen kommt.

Ohne die Deutung einer durch Rahmentektonik erzeugten Beckentektonik eindeutig widerlegen zu können, soll als Alternative die Halokinese (TRUSHELM, 1957) als Ursache für die tektonische Formung des Ampurdan-Beckenzentrums diskutiert werden. Voraussetzung für eine solche ungebundene, durch autonome Salzwanderung erzeugte Tektonik ist die ausreichende Hangendbelastung des Salzes sowie das Vorhandensein eines Potentialgradienten, wie etwa durch Mächtigkeitsschwankungen oder Fazieswechsel bedingte Auflastunterschiede oder ein Gefälle der Salzbasis. Bei einer Auflast von 350 bis 600 m Sediment reagiert das Salz plastisch und kann in Zonen geringeren Potentials abwandern und sich dort ansammeln. Die Befunde aus Salzbecken Deutschlands weisen jedoch darauf hin, daß zusätzlich eine Salzmächtigkeit von mindestens 300 m notwendig ist, um bei genügendem Hangenddruck und normalem Potentialgradienten ein Fließen in Gang zu setzen.

Im Ampurdan-Becken liegen 1500 m postsalinare Sedimente auf dem primär etwa 200 m mächtigen Salz. Die Salzbasis fällt vom südlichen Salzbeckenrand bis zum Beckentiefsten bei Cardona um 4—5° nach N ein. Das Einfallen der Salzbasis im nördlichen Beckenabschnitt ist nicht so genau zu ermitteln, scheint aber etwas flacher zu sein.

Während also die Salzmächtigkeit für halokinetische Bewegungen etwas gering scheint, ist die Auflagerungsfläche im Vergleich zu den deutschen Salzbecken überdurchschnittlich stark geneigt. Durch diesen hohen Potentialgradienten könnte die Salzwanderung in Gang gekommen sein.

Aus der im Übersichtsprofil (Abb. 4) dargestellten Form der Salzkörper und dem Großbau des Postsalinars lassen sich im Beckenzentrum gegenläufige Vergenzen erkennen, die als Ursache eine bevorzugt südgerichtete Salzwanderung im Bereich der Cardona-Struktur und eine nordgerichtete im Bereich der Suria-Antiklinale haben können. Diese ersten Salzwanderungen würden die Grundzüge des tektonischen Baues, wie etwa die Steilzone der Cardona-Struktur, angelegt haben. Zusätzlich dürfte es, vielleicht in einem späteren Stadium, zu einem allseitigen Heranfließen des Salinars an die heutigen Diapire gekommen sein. Dafür sprechen die im Salz von Cardona gemessenen tektonischen Daten, die im Salzaufbruch eine beulenähnliche Struktur erkennen lassen. Dafür spricht weiterhin die enge Begrenzung der Salzaufbrüche im Vergleich zur Länge der Gesamtstrukturen, das mit 30—40° recht steile Abtauchen der östlichen und westlichen Salzflanke in Cardona und die fast quer zum Generalstreichen liegende Antiklinalstruktur S Suria.

Zumindest die Salinarkörper von Cardona und Suria sehen wir als echte Salzstöcke an, die aufgrund halokinetischer Bewegungen entstanden sind und die Tektonik des Deckgebirges weitgehend prägten. Die langgestreckten Salinarausbisse von Castellfullit und Tora sind aufgrund ihrer Form eher als Streifendiapire anzusprechen. Da Bohrungen und Untertageaufschlüsse in diesen Gebieten fehlen, lassen sich bezüglich ihrer Form und ihrer Position in den Deckgebirgsstrukturen vorerst keine Angaben machen.

Ausgehend von der halokinetischen Deutung ist der Salzaufstieg im Ampurdan-Becken am ehesten als ein langsamer, kontinuierlicher Vorgang verständlich. Es gibt im Salzverbreitungsgebiet keine Reste einer heute erodierten Überlagerung des postsalinaren Deckgebirges, welche durch Auflasterhöhung den Salzaufstieg nach einem eventuellen Stillstand wieder hätte aktivieren können. Damit sind Unterbrechungen des oberflächlichen Salzaustritts, wie sie aus der Lagerung der plioleistozen Schichten auf dem Salzhut oder aus den gestuften Terrassen beiderseits der Bofia Grande abzuleiten sind, vor allem als Folge zeitweiliger intensiverer Salzlösungen anzusehen und somit auf das Klima zurückzuführen.

#### Literatur

- ASHAUER, H.: Die östliche Endigung der Pyrenäen. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 3, 10, 1—115, Göttingen 1934.  
 BORN, A.: Das Ebrobecken. Eine Skizze seiner Entstehung und seines geo-



- logischen Alters. — N. Jb. Min., 42, Beil.Bd. 42, Abt.B, 610—727, Stuttgart 1919.
- BRINKMANN, R., und LÖCTERS, H.: Die Diapire der spanischen Westpyrenäen und ihres Vorlandes. — Beih. Geol. Jb., 66, 1—20, Hannover 1967.
- DÉPÉRET, CH.: Aperçu général sur la bordure nummulitique du massif ancien de Barcelona et étude de la faune oligocène de Calaf. — Bull. Soc. Géol. France, (3), 26, 713—724, Paris 1898.
- FAURA y SANS, M.: El Tibidabo y Montserrat. — Bol. Inst. Geol. de España, 3. Serie, 46, 4, 1—44, Madrid 1926.
- GROSS, G.: Das Tertiär im südwestlichen Ebro-Becken. — N. Jb. Geol. Pal. Abh., 131, 1, 23—32, Stuttgart 1968.
- GUÉRIN-DESJARDINS, B., und LATREILLE, M.: Étude géologique dans les Pyrénées Espagnoles entre les Rios Segre et Llobregat (Provinces de Lerida et Barcelone). — Rev. Inst. Franc. du Pétrole, 16, 9, 922—940, Paris 1961.
- KAISER, R.: Das Steinsalzvorkommen von Cardona in Catalonien. — N. Jb. Min., Geol., Pal., 1909, I, Stuttgart 1909.
- KROMM, F.: Stratigraphie résumée de l'Eocène du versant sud des Pyrénées orientales de la Zone prépyrénéenne (prov. de Gerone et de Barcelone, Espagne). — C. R. Sé. Soc. Géol. France, 1968, 7, 224—226, Paris 1968.
- DE LARRAGAN, A.: Explicación de la Hoja No. 330 (Cardona), Mapa Geológico de España, 1 : 50 000, 76 S., Madrid 1952.
- DE LARRAGAN, A., & BATALLER, J. R.: Explicación de la Hoja 331 (Puigreig), Mapa Geológico de España, 1 : 50 000, 56 S., Madrid 1950.
- DE LARRAGAN, A., BATALLER, J. R., & LLOPIS LLADO, N.: Explicación de la Hoja No. 362 (Calaf), Mapa Geológico de España, 1 : 50 000, 99 S., Madrid 1951.
- DE LARRAGAN, A., & MASACHS ALAVEDRA, V.: Explicación de la Hoja No. 363 (Manresa), Mapa Geológico de España 1 : 50 000, 108 S., Madrid 1956.
- LLOPIS LLADO, N.: Contribución al conocimiento morfoestructural de las Catalonides. — C. S. J. C., Inst. „Lucas Mallada“, 372 S., Barcelona 1947.
- LOTZE, F.: Steinsalz und Kalisalze, Geologie; in: O. STUTZER: Die wichtigsten Lagerstätten der „Nicht-Erze“, 3, 1, 936 S., Berlin 1938.
- MARIN, A.: Die spanischen Kalilagerstätten; in: DOELTER-LEITMEIER, C.: Handbuch der Mineralchemie, 4, 2, Dresden-Leipzig 1929.
- : Sondeos de investigación de sales potásicas. — Bol. de Sondeos, Inst. Geol. Min. Espana, 3, 1, Madrid 1932.
- : La depression del Ebro, la tectonica y los yacimientos minerales. — Bol. Inst. Geol. y Min. Espana, 57, 9—57, Madrid 1945.
- MASACHS ALAVEDRA, V.: La edad, el origen y los movimientos de las sales paleógenas de la cuenca del Ebro. — Mem. y Com. Inst. Géol. Provincial, 9, 51—65, Barcelona 1952.
- : Edad del horizonte de transito entre el Eoceno marino y las calizas con Melanoides albigensis NOUL., en una parte del sector Catalán de la depression del Ebro. — Bol. Real Soc. Española Hist. Nat. (Tomo: homenaje a E. Hernandez-Pacheco), 453—457, Madrid 1954.
- MASACHS ALAVEDRA, V., CRUSAFONT, M., & VILLALTA, J. F.: Sur l'âge du gisement potassique de la Catalogne. — C. R. S. Soc. géol. France, 13, 304—305, Paris 1954.
- PERCONIG, E.: Microfacies of the triassic and jurassic sediments of Spain. — Int. Sed. Petr. Series, 10, 1—63, Leiden 1968.
- RIOS, J. M., & MASACHS ALAVEDRA, V.: Explicación de la Hoja No. 295 (Bañolas), Mapa Geológico de España 1 : 50 000, 126 S., Madrid 1953.

## Aufsätze

- RUBIO, C., & MARIN, A.: Sales potásicas de Cataluña. — Bol. Inst. Geol. España, **34**, 173—230, Madrid 1913, und **39**, 1—38, Madrid 1918.
- RUGGIERI, G.: Gli Ostracodi delle sabbie grigie quarternarie (Milizziano) di Imola. Parte II. — Giorn. di Geol., **22**, 1—57, Bologna 1952.
- SCHMIDT, C.: Mitteilung über die Kalisalzlagerstätten in Katalonien. — Ecl. geol. Helv., **17**, 267—280, Lausanne 1922.
- SCHRIEL, W.: Der geologische Bau des Katalonischen Küstengebirges zwischen Ebrömündung und Ampurdan. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., NF **14**, 1, 1—75, Berlin 1929.
- TRUSHEIM, F.: Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. — Z. deutsch. geol. Ges., **109**, 111—151, Hannover 1957.
- WAGNER, G.: Salzgärten und Salzdomo. — Aus der Heimat, **65**, 1/2, 1—8, Öhringen 1957.
- WOLFF, W.: Das katalonische Kaligebiet, die südöstlichen Pyrenäen und das Vulkangebiet von Olot. — Z. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen, **74**, Berlin 1926.

## The S-External Pyrenees of Huesca

By E. TEN HAAF, R. VAN DER VOO, and H. WENSINK, Utrecht \*)

With map 1 : 175 000 in two sheets

### Zusammenfassung

Eine Oberkreide-Paläozän-Serie ist teilweise vom herzynischen Untergrund abgesichert und südwärts als „Jüngere Kalkkette“ aufgestaucht. Eine breite Zone von Eozän-Flysch mit Kalkeinlagerungen endet nach Osten an einer gleichaltrigen Querstruktur. Sie enthält einen durchgehend überkippten Streifen.

### Abstract

An Upper Cretaceous-Paleocene series is more or less detached from the Hercynian basement and piled up southward as a "Younger Calcareous Chain". A broad belt of Eocene flysch with limestone intercalations terminates eastward against a contemporaneous cross-structure and is affected by a zone of persistent overturning.

### Résumé

La série néocrétacée-paléocène est plus ou moins décollée du socle hercynien et déversée au sud comme « Chaîne calcaire postérieure ». Une large zone de flysch éocène à intercalations calcaires se termine vers l'est contre un accident transversal contemporain et est affectée d'une bande persistante de renversement.

\*) Authors' address: Geologisch Instituut, Oude Gracht 320, Utrecht (Netherlands).