

Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz

Autor(en): **Laubscher, Hans**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **80 (1987)**

Heft 2: **Beiträge zur Geologie der Nordschweiz : Symposium "Geologie der Nordschweiz"**

PDF erstellt am: **20.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-165996>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz

Von HANS LAUBSCHER¹⁾

ZUSAMMENFASSUNG

In der Nordschweiz hat eine Anzahl tektonischer Prozesse, deren erster, stratigraphisch belegter, den jung-paläozoischen Konstanz–Frick-Trog geschaffen hat, das heutige Kartenbild geprägt. Dabei haben je ältere Prozesse die nachfolgenden entscheidend beeinflusst. Seismische Evidenz macht für den Konstanz–Frick-Trog eine dextral-transpressive Struktur wahrscheinlich, mit stark wechselnden, bis 7 km erreichenden Tiefen. Der Trog passt somit in den für diese Zeit geltend gemachten, breiten, dextralen Transformgürtel zwischen Appalachen und Ural. Dabei traten episodisch auch Zerrstrukturen auf. Mit dem Mesozoikum begann eine gegen 200 Mio Jahre anhaltende ruhige Subsidenz, die wohl schon in der Kreide, nachweislich aber erst im Paläogen unterbrochen wurde. Während einer das ganze Alpengebiet sowie sein nördliches Vorland kennzeichnenden Zerrphase zwischen dem oberen Eozän und dem unteren Miozän wurden verschiedene der paläozoischen Störungszonen reaktiviert, und zwar vor allem als mässige, durch kleinere Brüche akzentuierte Flexuren. Das dabei entstandene Relief wurde schon vor dem Ende der Oberen Meeresmolasse wieder eingeebnet. Eine ganz neu orientierte tektonische Aktivität setzte ein. Im Bereiche des südlichen Oberrheingrabens entstand der in der Lithosphäre wurzelnde Schwarzwald–Vogesen-Dom. Die Alpenfuge zwischen den kollidierenden Platten von Afrika und Europa wurde reaktiviert, wobei die nördliche Abscherfront der Alpen weit ins Vorland hinausgetragen wurde (Abscherdecke des Faltenjuras). Die durch die paläogene Tektonik verursachten Unregelmässigkeiten in der Abscherbasis stellten dabei wichtige Randbedingungen dar und beeinflussten nicht nur die nördliche Front, sondern auch das Innere des Faltenjuras (erkennbar an den zahlreichen Unregelmässigkeiten im Streichen). Diese Episode überlagerte sich kurzfristig der länger andauernden und noch heute nicht ganz abgeschlossenen Entwicklung des Schwarzwald–Vogesen-Doms.

ABSTRACT

The tectonic evolution of northern Switzerland is characterized by a superposition of events, with the preceding ones strongly influencing their successors. The oldest, stratigraphically documented one is the late Paleozoic trough of Constance–Frick. It was recently discovered on reflection lines and in drill holes. Seismic evidence suggests a dextrally-transpressive belt with occasional transtensive episodes and rapidly varying depths, reaching down to 7 km. This picture fits into the frame of a broad dextral transform belt between the Appalachians and the Urals which has been postulated for this time interval. Before the transgression of the Mesozoic the relief was reduced to a peneplain, and this was followed by rather quiet subsidence that lasted for almost 200 my, although probably interrupted in the Cretaceous. It was followed by renewed tectonic activity in the Paleogene. Between the late Eocene and the early Miocene there was a largely extensional period which is documented for the Alps and their northern, western, and southern foreland. In this period, a number of the Paleozoic fault zones were reactivated, mainly as comparatively gentle flexures which were accentuated by minor faults. This relief was peneplained again before the Langhian. With the middle Miocene, an entirely new tectonic situation originated ("Miocene revolution"). The stress field was re-oriented. In the area of the southern Rhinegraben a large dome, rooting in the lithosphere, began to rise (Black Forest–Vosges dome). The Alps became again a part of the compressive Africa–Europa plate boundary (Neo-Alps). Their northern front progressively penetrated the foreland, and their final addition, in the late Miocene, was the décollement nappe of the Jura. The sole of this thrust sheet had been strongly disturbed by the Paleogene deformations. This decisively influenced the location of thrusts

¹⁾ Geologisch-paläontologisches Institut der Universität Basel, Bernoullistrasse 32, CH-4056 Basel.

and folds, not only in the frontal parts on the southern slope of the Black-Forest-Vosges dome, but in the entire Jura down to its southwestern end. Whereas doming began perhaps 15 my ago and still seems to be active today, its superficial invasion by the northern décollement front of the Alps was a comparatively brief episode, centered at about 10 my b.p. and of a duration of probably not more than 5 my.

1. Einleitung

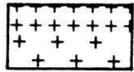
Die Nordschweiz, vor allem der Raum zwischen Bodensee und Basel, ist ausgezeichnet durch eine Überlagerung sich beeinflussender geologischer Bewegungen, die nachweislich vom Palaeozoikum bis heute reichen. In diesen Problemkomplex haben in den vergangenen Jahren die Arbeiten der Nagra ganz neue Aspekte getragen. Der vorliegende Artikel ist eine Zusammenfassung meiner Forschungsergebnisse, vor allem der letzten 25 Jahre im Raume Basel und im südlich anschliessenden Jura, mit besonderer Berücksichtigung der neuen Nagra-Daten (vgl. dazu LAUBSCHER 1986a und 1986b). Diese sind in der Zwischenzeit von der Nagra selbst in verschiedenen Berichten (z.B. Nagra 1985, SPRECHER & MÜLLER 1986) veröffentlicht und kommentiert worden. Die hier gegebenen Interpretationen weichen allerdings in verschiedenen Punkten von denen der Nagra erheblich ab. Das ist kaum verwunderlich bei der Schwierigkeit der Probleme und der Lückenhaftigkeit der Information. Die Meinungsverschiedenheiten sind wohl vor allem auf unterschiedlichen Erfahrungsschatz und darauf beruhende unterschiedliche Gewichtung von Daten zurückzuführen. Andererseits habe ich mich bei der vorliegenden Arbeit gerne auf verschiedene in den Nagra-Publikationen enthaltene Informationen, Zusammenstellungen und Figuren gestützt.

2. Übersicht

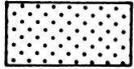
Auf Figur 1 sind die wichtigsten sich überlagernden tektonischen Elemente dargestellt, und zwar vom ältesten zum jüngsten:

1. die Schwarzwälder Gneismasse;
2. die Badenweiler-Schönau-Lenzkirch-Zone, mit oberdevonischen und unterkarbonischen Sedimenten und Vulkaniten, die am Ende des Unterkarbons («sudetische Faltung») mit der Schwarzwälder-Gneismasse zusammen zerschert wurde.
3. der Oberkarbon-Perm-Trog von Konstanz-Frick (= «Nordschweizerischer Permo-karbon-Trog»), durch die Bohrungen und die Seismik der Nagra in einem gewissen Umfang bekannt geworden, nicht direkt aufgeschlossen;
4. die «paläogene», vom Obereozän bis vermutlich ins Burdigalien hinaufreichende, mit der Entwicklung des Rheingrabens zusammenhängende Phase (4a = Rheingraben, 4b = Dinkelberg-Tafeljura-Scholle, 4c = Molassebecken ausserhalb Jura-décollement);
5. die regionale Hebung des Schwarzwald-Vogesen-Doms vom oberen Untermiozän bis heute (5a = Kaiserstuhl und Hegau-Vulkane);
6. die diese überlagernde, nur die Sedimenthaut betreffende Episode der obermiozänen Jurafaltung.

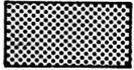
Schon lange wusste man, dass im Bereich der Nordschweiz die Jurafaltung durch die vorhergegangene Bruch- und Flexurbildung des Rheingrabensystems in erheblichem Masse beeinflusst wurde (z. T. schon BUXTORF 1907). Was jedoch neu ist, das ist die



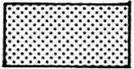
Grundgebirge



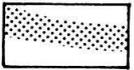
Devon-Unterkarbon der Zone von Badenweiler-Schönau-Lenzkirch (BSL)



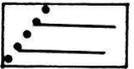
Permokarbon, durch Bohrung und Seismik nachgewiesen



Permokarbon, vermutet



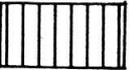
Begrenzung seichter Permtröge



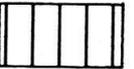
Grenze des Tertiärs (SE-Abdachung des Schwarzwalds)



Miocaene Vulkanite



bei der Jurafaltung abgescherte Sedimenthaut



dito, schwache Bewegungen im Vorland



Überschiebungen, Brüche, Flexuren in den üblichen Signaturen

---2000---

Isohypsen des Kristallindachs

- B : Basel
- Ko : Konstanz
- K : Kaiserstuhl
- Ka : Störung von Kandern
- Di : Dinkelbergscholle
- Z : Störung von Zeiningen
- W : Wehratal-Störung
- Vo : Vorberg-Störung
- E : Eggberg-Störung
- Me : Mettaufer-Störung
- Ma : Mandacher-Störung
- Lä : Lägeren

Legende zu Fig. 1a und 1b.

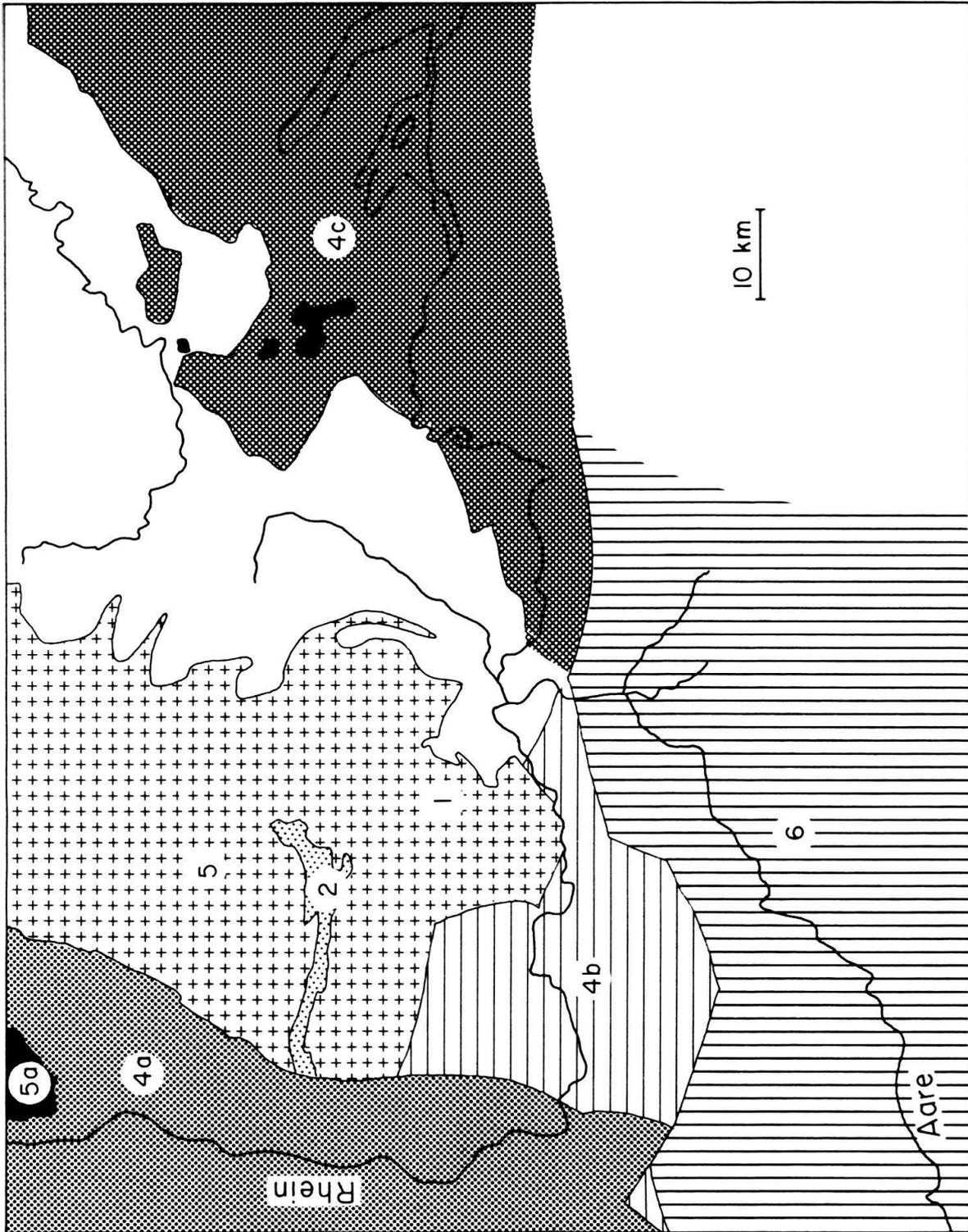


Fig. 1b: Vereinfachte Übersicht über die tektonischen Elemente von Fig. 1a.

Beeinflussung der Paläogentektonik durch die paläozoische Tektonik, wie sie in den seismischen Profilen der Nagra dokumentiert ist. Wenn man zusätzlich noch die geophysikalischen Daten über die Tiefenstruktur des Rheingrabenbereiches bezieht, so ergibt sich damit die faszinierende Geschichte von 300 Mio Jahren, die das heutige geologische und Landschaftsbild prägt.

3. Der tektonische Werdegang

Spät-Paläozoikum

Der älteste, stratigraphisch belegte tektonische Prozess in der Nordschweiz ist die Einsenkung des Konstanz–Frick-Troges im Stephanien. Ältere Vorgänge im Kristallin sind bekannt, zum Beispiel die Intrusion des Böttstein-Granits im Namurien (PETERS et al. 1987). Es ist möglich, dass sich im Untergrund noch irgendwo ein Äquivalent des Badenweiler–Schönau–Lenzkirch-Troges findet, doch beginnt ein einigermaßen quantifizierbarer tektonischer Prozess erst gegen Ende des Karbons. Die heute vorliegende Struktur des Konstanz–Frick-Troges ist sehr komplex und lässt sich auf Grund der wenigen seismischen Linien nicht ganz befriedigend auflösen. Die Figuren 2 bis 6 sollen einen Einblick in diese Komplexität vermitteln. Sie weichen in mehreren Punkten von den anfänglich von der Nagra veröffentlichten Darstellungen ab (für eine klare frühe Übersicht s. DIEBOLD 1983). Diese zeigten einen nicht mehr als 3500 m tiefen, von einfachen Abschiebungen begrenzten Zerrgraben. Diese ursprüngliche Interpretation findet sich wieder im jüngsten Bericht über die seismischen Untersuchungen der Nagra (SPRECHER & MÜLLER 1986); in ihm sind alle uninterpretierten wie interpretierten, migrierten reflexionsseismischen Linien zu finden, die Ende 1984 verfügbar waren, während hier nur ein paar interpretierte Beispiele wegen des knappen Raumes illustriert sind. Für eine umfang-

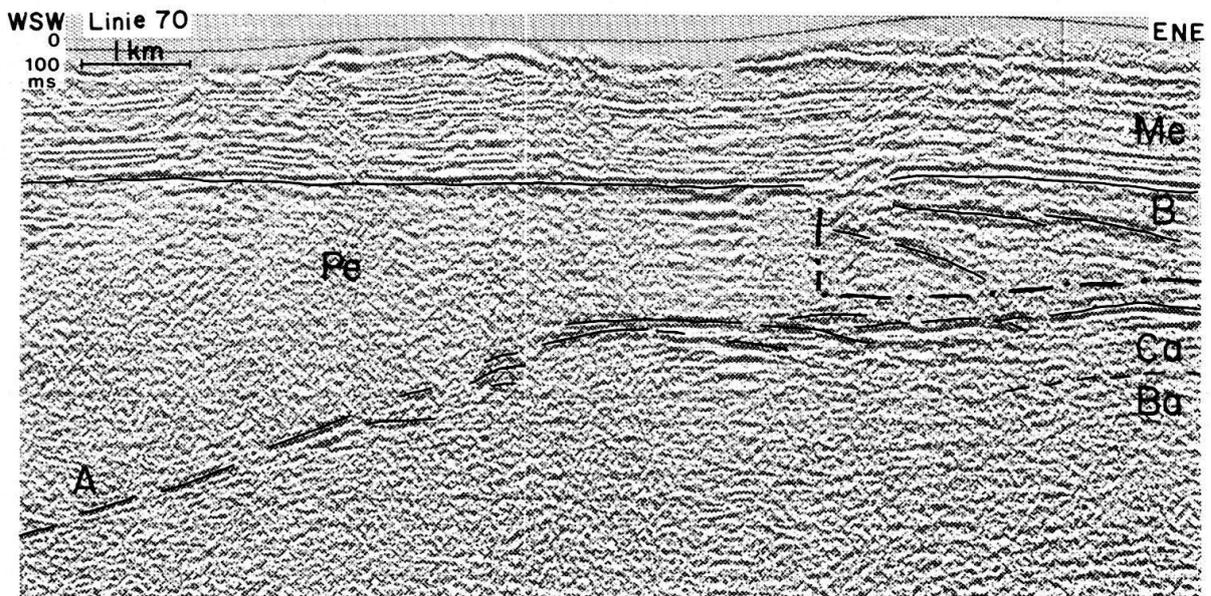


Fig. 2 bis Fig. 5. Ausschnitte aus den reflexionsseismischen Linien der Nagra, unmigriert (für die Lage vgl. Fig. 1, für die gesamten Profile vgl. SPRECHER & MÜLLER 1986).

Me = Mesozoikum, Pe = Perm, Ca = Karbon, Ba = Grundgebirge (Basement); für die Reflexionen A bis D siehe Text.

reichere Dokumentation und Diskussion meiner abweichenden Interpretation siehe LAUBSCHER (1986b).

Figur 2 zeigt einen Ausschnitt aus Linie 70 westlich der Bohrung Weiach (für die Lage der Profilsuren siehe Fig. 1). Angegeben sind die in Weiach identifizierten und gegen Westen verfolgbaren stratigraphischen Einheiten. Im besonderen lassen sich die starken Reflexionen der Kohle von Weiach ohne weiteres bis etwa zur Mitte der Figur verfolgen. Allerdings treten viele Wellungen und Interferenzen auf, die eine kleinräumige Zerbrechung und Verfaltung anzeigen, die bei der zur Verfügung stehenden Information aber nicht auflösbar ist. Eine kontinuierliche Grundgebirgsreflexion lässt sich nicht erkennen. Im Ostteil der Figur treten zwischen dem Mesozoikum und den Kohlereflexionen, also in dem Bereich, der in den Bohrungen Weiach und Riniken vom Perm eingenommen wird, eine Anzahl starker, gegen Osten geneigter Reflexionen auf. Westlich der Bohrung Weiach scheinen sich diese vom Karbon zu lösen und, sich schuppenartig ablösend, gegen die Basis des Mesozoikums anzustossen. Diese Reflexionen haben viel Kopfzerbrechen verursacht. Für Ihre Interpretation sind folgende Überlegungen wichtig:

1. diese Reflexionssegmente sind so stark, dass man sie, wenn man nicht vor den Konsequenzen zurückschreckt, am liebsten dem Karbon zuordnen möchte. Jedenfalls sind weder im Bereich der Bohrung Weiach noch in jenem von Riniken ähnliche Reflexionen aus dem Perm erkennbar, und die durchfahrenen Schichten lassen solche Reflexionen auch gar nicht erwarten.
2. diese geneigten Reflexionen B sind sowohl im Westen wie an der Basis abgeschnitten. Eine stratigraphische Interpretation für derart steile, ein Intervall von mehreren hundert Metern Mächtigkeit schief durchquerende, dabei stark reflektierende Schichten kommt wohl nicht in Frage: ein gegen Osten progradierendes Delta würde sicher bei diesen Steilhängen nicht ein mächtiges Tonintervall ablagern und halten können, was aber nötig wäre, um solche Reflexionen zu erzeugen. Ausserdem findet sich weder auf den Profilen eine Fortsetzung dieses Deltas gegen Westen, Osten oder Süden, noch ist eine derartige Sedimentation in den Bohrprofilen angezeigt. Auch Überschiebungsflächen oder andere tektonische Kontakte kommen als Ursprung dieser Reflexionen kaum in Betracht; sie müssten in ausgedehnten Bereichen Gesteine stark verschiedener Lithologie begrenzen, z. B. Kristallin und tonhaltige Sedimente. Trotz den etwas bange machenden Konsequenzen sollte man deshalb das Wagnis des Versuches eingehen und diese Reflexionen als Kohlereflexionen interpretieren. Die Konsequenz wäre, dass eine Überschiebungsmasse von verschupptem Karbon vorliegt, die im Westen durch eine dextrale Horizontalverschiebung begrenzt ist. Das ist natürlich etwas ganz anderes, als der in den diversen Nagra-Berichten und besonders bei MÜLLER et al. (1984) und SPRECHER & MÜLLER (1986) vorgeschlagene, einfache Graben. Dabei ist zu bemerken, dass in diesen neueren Veröffentlichungen auch Hinweise auf mögliche Überschiebungen nicht fehlen. Das Wagnis des oben skizzierten Interpretationsversuches scheint mir berechtigt, da sich erweist, dass gleichaltrige Tröge in Mittel- und Westeuropa zum Teil durch Bergbau direkt aufgeschlossene Überschiebungen aufweisen (vgl. DEBRAND-PASSARD et al. 1984, KNEUPER 1976). Unterpermische Überschiebungen, die seitlich durch dextrale Horizontalverschiebungen der auf Figur 2 angegebenen Art begrenzt sind, werden aus dem Saargebiet gemeldet, und Überschiebungsstockwerke von Stephanien sind aus den Trögen von

St. Etienne und Alèze (DEBRAND-PASSARD et al. 1984) bekannt. Nirgends bekannt dagegen sind Megakreuzschichtungen einer alternativen, oben verworfenen Interpretation. Beweisbar wäre die hier vorgeschlagene Interpretation allerdings erst durch Bohrungen; jedoch glaube ich, dass die vorgebrachten Argumente hohen Plausibilitätswert haben.

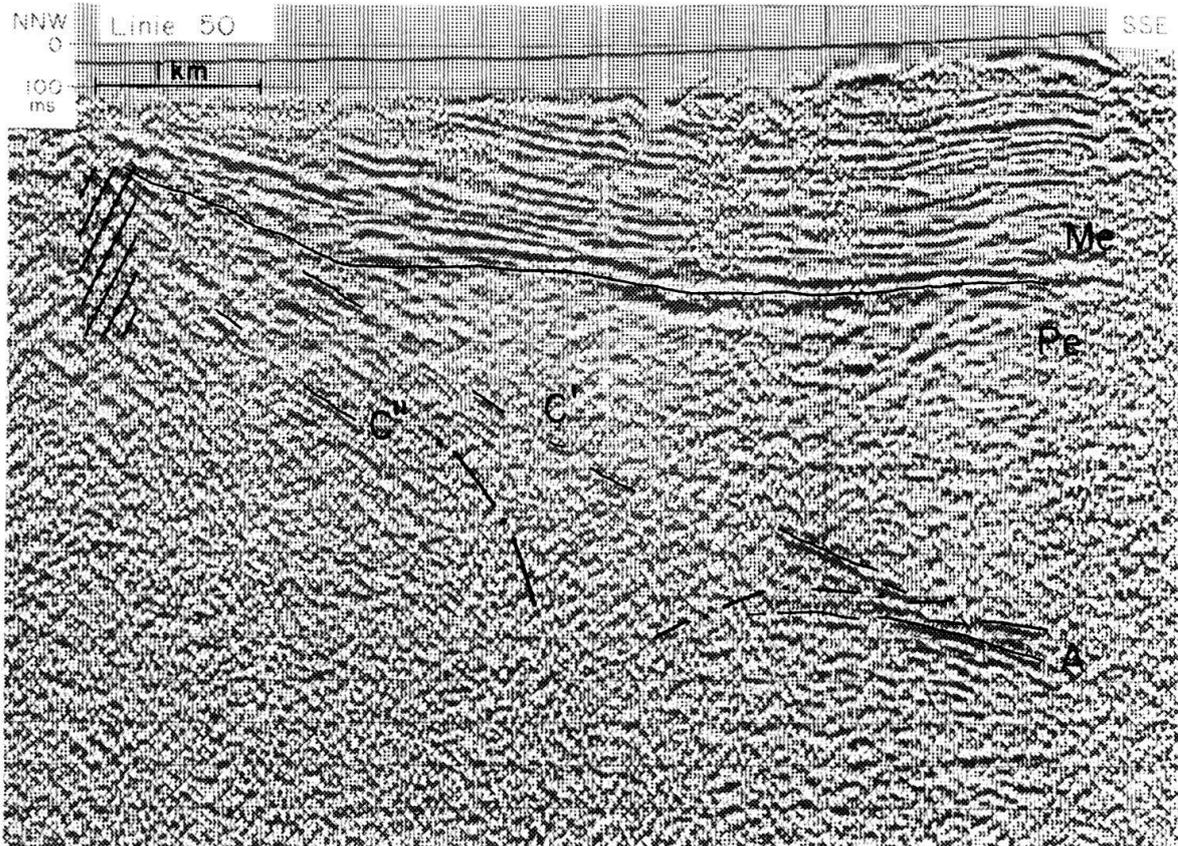


Fig. 3

Etwa in der Mitte der Figur 2 knicken die starken Kohlereflexionen gegen Westen zu flexurartig ab («Flexur von Würenlingen», LAUBSCHER 1986b), wobei auch Unterbrüche und eine gewisse Änderung des Reflexionscharakters (im wesentlichen eine starke Reflexion anstelle verschiedener übereinander liegender) festzustellen sind. Die geneigte, starke, in der Fortsetzung der Kohle von Weiach folgende Reflexion A lässt sich auf den die Linie 70 kreuzenden Querlinien ohne weiteres identifizieren (vgl. Fig. 3 und 4). Auch auf diesen Linien ist sie die stärkste submesozoische Reflexion und allein mit der Kohlereflexion von Weiach vergleichbar. Diese Reflexion ist ausserdem verfaltet oder sogar an Störungen verdoppelt. Dabei ist allerdings zu bedenken, dass die gewählten Illustrationen unmigriert sind, weil die 2D-Migration für schief zum Streichen verlaufende Linien unbefriedigend ist. Es ist jedoch zu vermuten, dass zum Beispiel die Entzerrung des Reflexionsbündels A auf Figur 3 zu einer durch eine Überschiebung abgeschnittenen scharfen Flexur führen würde. Die in den Figuren 3 und 4 mit C, C' bzw. C'' bezeichneten, ebenfalls starken, wenn auch etwas diskontinuierlichen Reflexionen passen ebenfalls am besten auf die Kohlesequenz. So interpretiert, ergeben sie für den Nordrand des Troges eine durch Überschiebungen komplizierte Flexur. Auf Linie 40 (Fig. 4) ist überdies eine mehrfache Repetition (D, E) starker Reflexionssegmente erkennbar, bei denen es sich

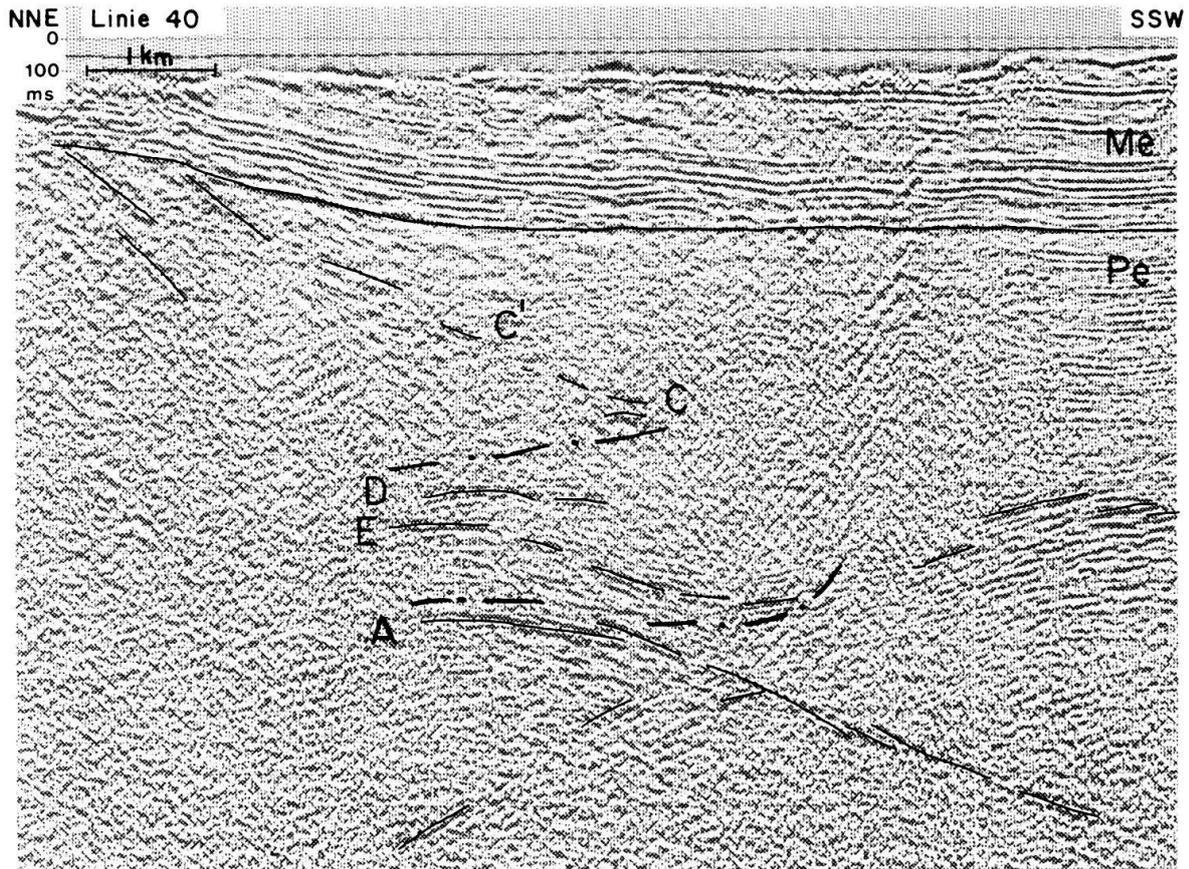


Fig. 4

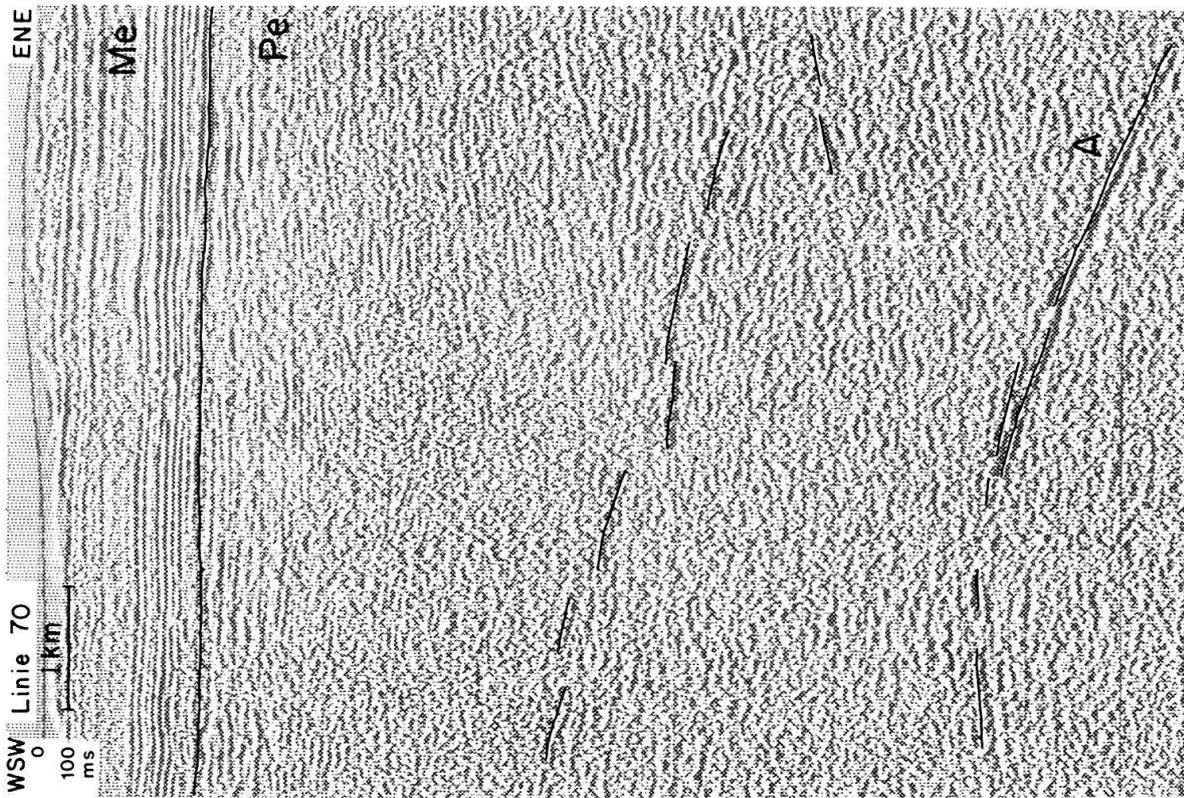


Fig. 5

gleichfalls um tektonische Repetitionen handeln könnte. Einen ähnlichen, durch Bergbau erschlossenen Nordrand zeigt auch der Permokarbon-Trog von Blanzky–Le Creusot (DEBRAND-PASSARD et al. 1984, VALLÉ 1984), wenn auch in kleinerem Maßstab: der Bergbau ist hier nur bis in relativ geringe Tiefen von maximal 600 m vorgedrungen.

Nach den obigen Darlegungen scheint es plausibel, dass Reflexion A durchwegs eine Karbonreflexion ist (für eine eingehendere Diskussion s. LAUBSCHER 1986b). In der Flexur von Würtenlingen senkt sich somit der Boden des Troges in grosse Tiefen. Die grösste Tiefe wird etwa bei Effingen erreicht, westlich der Figur 2, siehe Figur 5: die auf dieser unmigrierten Sektion als Halbantiklinale erscheinende Reflexion A verwandelt sich nach Migration in eine Synklinale, deren Boden bei etwa 7000 m liegen dürfte («Loch von Effingen», LAUBSCHER 1986b). Die besprochenen Beispiele müssen hier genügen für eine Charakterisierung des seismischen und vermutlich tektonischen Erscheinungsbildes (Fig. 6) des Konstanz–Frick-Troges: ein vergleichsweise enger, durch Falten, Brüche, Überschiebungen, Flexuren und seichte Späne sowie tiefe Löcher gekennzeichneter Trog.

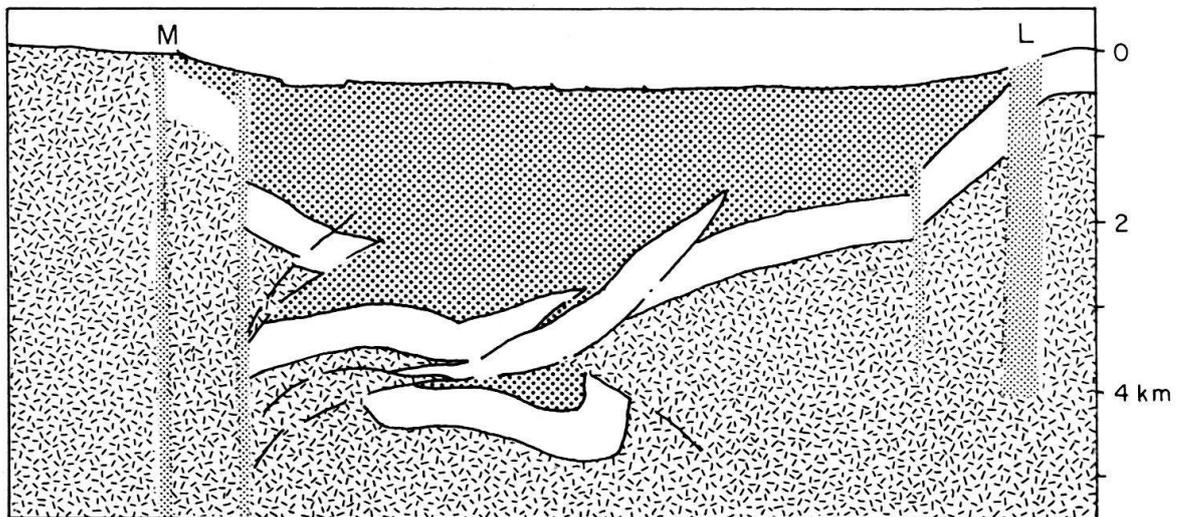


Fig. 6. Versuch einer geologischen Interpretation des Konstanz–Frick-Troges (zwischen Figur 5 und Figur 4 gelegen). Mesozoikum: weiss, Perm: grobes Punktraster, Karbon: weisses Band (aus Mangel an Information als Band von konstanter Dicke dargestellt, was sicher nicht richtig ist). Für den etwas komplizierten Weg, auf dem aus der seismischen Information diese sehr vorläufige, mehr den tektonischen Charakter betonende Darstellung entstanden ist, siehe LAUBSCHER (1986b).

Wie schon erwähnt, weisen die gleichaltrigen Tröge in der südwestlichen Fortsetzung (Le Creusot, St. Etienne, Alèze) alle einen ähnlichen Bau auf, keiner ist ein einfacher Zerrgraben, alle haben stark kompressive Merkmale. Dasselbe gilt für den Saar–Nahe-Trog im Norden. Es wäre erstaunlich, wenn der Konstanz–Frick-Trog hier eine Ausnahme machen sollte. Alle diese Strukturen wurden von ARTHAUD & MATTE (1975) und MATTE (1986) in ein regionales Bild zusammengefasst. Dabei ergab sich das Szenarium einer breiten, dextral transpressiven Transformzone zwischen Ural und Appalachen (vgl. auch ZIEGLER 1982, 1986).

Die Entwicklung dieser Tröge ist noch etwas problematisch. Wie die Kompressionsstrukturen beweisen, waren sie bei der Ablagerung des Stephanien und Autunien viel breiter. Wahrscheinlich waren sie anfänglich richtige Zerrgräben, entweder in einem regionalen Dehnungsfeld oder vielleicht auch in mehr transpressiv bedingten lokalen

Pull-apart-Becken. Die rasch wechselnde, durch extreme Tiefenunterschiede gekennzeichnete Innenstruktur des Konstanz–Frick-Trogs dürfte erst durch die transpressive Umgestaltung geschaffen worden sein. Erahnbare, wenn auch nicht direkt nachweisbar, sind steile Störungen, vermutlich Horizontalverschiebungen, vielleicht zum Teil synthetische Riedelflächen der dextral-transpressiven Zone (Eggberg, Vorwald). Möglich aber nicht fixierbar sind spätpermische Abschiebungen, vergleichbar der Faille Permienne des Troges von Le Creusot (DEBRAND-PASSARD et al. 1984). Es ist z. B. möglich, dass der Nordrand des Troges zusätzlich zu den erwähnten Strukturen durch eine solche späte Abschiebungstektonik noch akzentuiert wird.

Derart komplizierte tektonische Gebilde sind auf reflexionsseismischen Linien nur schwer entwirrbar. Wohl deshalb ist die Interpretation der Seismik des Konstanz–Frick-Troges ein so schwieriges Problem. Ohne reichliche zusätzliche seismische Information, womöglich ergänzt durch weitere Bohrungen, müssen viele Fragen offen bleiben.

Paläogen (bis Burdigalien)

Auf allen seismischen Linien legt sich das Mesozoikum mit einer dünnen Basisschicht von Buntsandstein gleichförmig über die eingeebnete paläozoische Tektonik hinweg. Eine einförmige allgemeine Subsidenz ist erkennbar, die nur geringfügig gestört sein kann. Ungefähr 200 Mio Jahre lang regten sich die grossen spätpaläozoischen Bruchsysteme nicht; erst im Paläogen, und zwar hauptsächlich im ausklingenden, und vermutlich im Untermiozän, wurden sie reaktiviert, in einem Zeitraum, in dem das ganze Alpengebiet, mit Ausnahme vielleicht der helvetischen Decken (vgl. z. B. PFIFFNER 1987), und sein nördliches, westliches und südliches Vorland durch eine Dehnungstektonik charakterisiert sind (LAUBSCHER 1983, «Oligocene Lull»). Das ist die Zeit der Bildung des Rheingrabens, der Zerrbruchfelder des bayrischen Molassebeckens und der zwischen beiden vermittelnden Flexuren und Brüche, in deren Bereich die Nordschweiz liegt (vgl. LAUBSCHER 1986a). In der Nordschweiz sind diese Strukturen schon lange bekannt als Rheingraben- und Tafeljura-Brüche und -Flexuren im Westen sowie «Randflexuren des Molassebeckens» im Osten (vgl. NAEF et al. 1985). Für den Rheingraben ist belegt, dass die Absenkung zum Beispiel des Grabens von Dannemarie kräftig schon im Obereozän begonnen hatte und dass mit allerhand Schwankungen und Unterbrüchen diese Einsenkung bis über das Chattien hinaus fort dauerte (z. B. DOEBL 1970). LAUBSCHER (1982) glaubt ein allgemeines Fortschreiten der Einsenkungen im südlichen Oberrheingraben von Westen (Graben von Dannemarie) gegen Osten (Flexur von Basel, Wehratal-Bruch) zu erkennen. Dabei ist aber zu bedenken, dass zum Beispiel SENN (1928) mindestens eine Anlage gewisser Tafeljura-Brüche schon im Eozän glaubhaft machen konnte. Post-chattische Sedimente sind im südlichen Oberrheingraben nie gefunden worden, und so geht die Lehrmeinung dahin, dass die dortigen Grabenbewegungen mit dem Chattien ihren Abschluss gefunden hätten. Das ist aber zu bezweifeln, und zwar aus verschiedenen Gründen. Der südliche Oberrheingraben ist seit dem Mittelmiozän stark gehoben worden (Schwarzwald–Vogesen-Dom, siehe unten), wobei die jüngsten oligozänen und etwa vorhandene untermiozäne Sedimente erodiert wurden. Da die Hebung bis 2000 m betragen haben mag, könnten über 1000 m untermiozäne Sedimente nachträglich wegerodiert worden sein, und das entspricht etwa der Ablagerungsmächtigkeit des Aquitans im nördlichen Oberrheingraben. Die geologischen Daten rechtfertigen jedenfalls die Lehr-

meinung nicht, wonach der nördliche Teil des Oberrheingrabens eine starke Subsidenz während des Aquitans erfahren habe, der südliche dagegen nicht. Die aquitanen bis vielleicht unterburdigalen Bewegungen an der «Randflexur» des östlichen Molassebeckens (NAEF et al. 1985), wiederum ausserhalb der stärksten Hebung des Schwarzwald–Vogesen-Domes gelegen, weisen ebenfalls in diese Richtung. Endlich wäre hier noch das immer als Einzelfall rätselhaft gebliebene Burdigalien-Becken von Tavannes zu nennen: südlich des Schwarzwald–Vogesen-Domes gelegen, in der Fortsetzung des Rheingrabens, deutet es noch starke untermiozäne Bewegungen an. Diese hier etwas ungenau als «paläogene Phase» betitelten Bewegungen sind auf den seismischen Linien der Nagra sehr schön erkennbar. Am eindeutigsten ist das Bild längs der Mandacher Störung. Hier hat sich über dem Nordrand des spätpaläozoischen Konstanz–Frick-Troges eine vermutlich durch zahlreiche kleine Brüche akzentuierte südvergente Flexur gebildet. Sie ist erkennbar am linken Rand der Figuren 3 und 4 (für eine eingehendere Dokumentation und Diskussion siehe LAUBSCHER 1986a). Auch der Südrand des Troges scheint durch solche leichten Flexuren gekennzeichnet zu sein («Mont-Terrible-Linie» von BUXTORF 1907, vgl. auch LAUBSCHER 1977). Allerdings sind hier wegen der intensiven Juratektonik die Reflexionen stark verzerrt, so dass das Bild weniger eindeutig ist. In beiden Fällen scheint es sich weniger um ausgesprochene Bruchstufen als um durch kleinere Brüche akzentuierte Flexuren zu handeln. An diesen wurden bei der Jurafaltung die von der basalen Abscherzone in der mittleren Trias ausgehenden Überschiebungen ausgelöst (siehe LAUBSCHER 1986a). Kleineren lobenförmig vorspringenden Segmenten der Abscherdecke gelang es, bis zum Nordrand des Konstanz–Frick-Troges vorzudringen, im besonderen im Bereich der Mandacher Störung (siehe Fig. 1). Diese ist also zusammengesetzt aus drei zeitlich weit auseinander liegenden Ereignissen:

1. spätpaläozoischer Nordrand des Konstanz–Frick-Troges (vermutlich innerhalb dieses spätpaläozoischen Systems ebenfalls im Verlauf verschiedener Phasen entstanden);
2. paläogene Reaktivierung als relativ milde, südvergente Flexur;
3. Überschiebung im Verlauf der miozänen Abschertektonik, nordvergent.

Neogen

Vom oberen Untermiozän, jedenfalls Mittelmiozän an wurde der Beanspruchungsplan sowohl in den Alpen wie auch im Bereiche des Rheingrabens grundlegend verändert. Dies ist für die Nordschweiz zu schliessen aus der diskordanten Überlagerung der paläogenen Strukturen durch die jüngeren Teile der oberen Meeresmolasse, zum Beispiel auf der Tennikerfluh (BUXTORF 1901) sowie aus der miozänen Reaktivierungstektonik des nördlichen Rheingrabens (z. B. ILLIES 1977; «Miozäne Revolution»: LAUBSCHER 1983). Im Bereich des südlichen Oberrheingrabens entstand der Schwarzwald–Vogesen-Dom (Fig. 1 und Fig. 7), dessen oberflächliche Manifestationen die Schüttungen der Juranagelfluh, der Kaiserstuhl-Vulkan, vielleicht auch der Hegau-Vulkanismus und die heutige Höhenlage von Schwarzwald und Vogesen sind. Auch die Erosion der miozänen Sedimente im Oberrheingraben können auf diese Hebung zurückgeführt werden. Geophysikalisch ist der Dom gekennzeichnet durch eine Aufwölbung der M-Diskontinuität, deren Zentrum etwa im Kaiserstuhl zu liegen scheint, sowie verschiedene andere seismische,

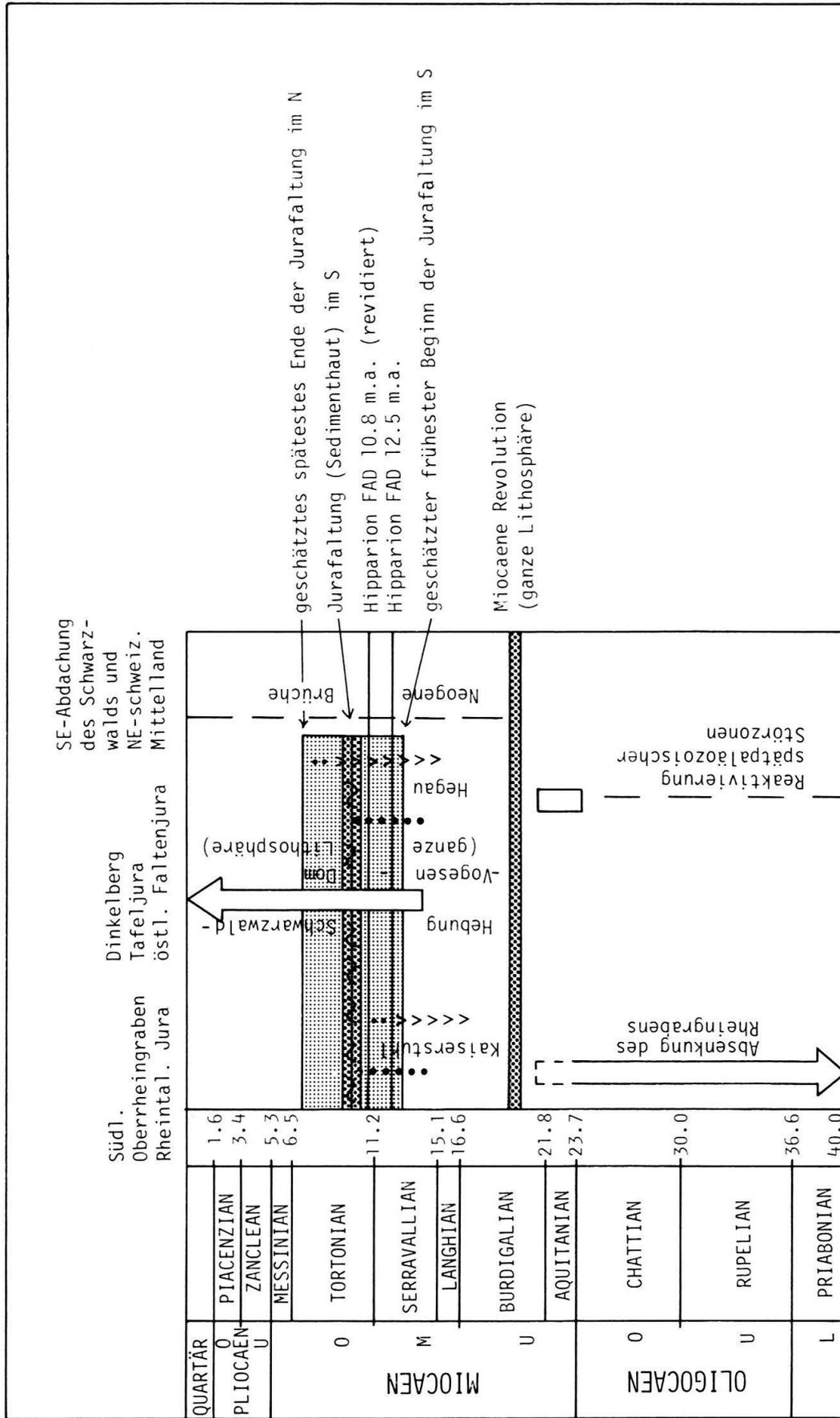


Fig. 7. Gliederung der tertiären Bewegungen in der Nordschweiz.

gravimetrische und thermische Anomalien (vgl. MÜLLER & LOWRIE 1980, BONJER et al. 1984, ZUCCA 1984, Alfred Wegener-Stiftung 1985). Die Wurzelung des sicher isostatischen Schwarzwald–Vogesen-Domes war lange Zeit ein Rätsel. Nach WERNER & KAHLE (1980) ist die Ausstülpung einer heissen, spezifisch leichten Obermantelmasse verantwortlich. Allerdings wollten diese Autoren die Bildung des Doms mit der Entwicklung des Rheingrabens begründen. Dies geht aus stratigraphischen Gründen nicht: Hebung, Juranagelfluh und Vulkanismus setzten erst ein, nachdem die Rheingrabenbildung zum Stillstand gekommen war und die miozäne Revolution eine vollständig neue Richtung (NW statt NNO, siehe ILLIES 1977) der Trajektorien maximaler Horizontalkompression gebracht hatte. Dabei wurde vor allem der nördliche und mittlere Oberrheingraben etwas reaktiviert, und zwar traten sowohl geringfügige Streckungen längs Pull-Apart-Becken wie auch transpressive Stauchungen auf (ILLIES 1977). Die neogenen Bruchbildungen verliessen grösstenteils den mittleren Teil des Oberrheingrabens schief durch den Schwarzwald in Richtung Südosten (z. B. Höllental–Bonndorf–Randen-Brüche). Diese besondere geodynamische Stellung der jungen Hebungen im südlichen Oberrheingraben-gebiet haben neuerdings auch französische Forscher bei ihrer Modellierung berücksichtigt (VILLEMIN et al. 1986).

Der Schwarzwald–Vogesen-Dom ist seit dem mittleren Miozän das aktivste tektonische Element unserer Gegend. Ihm überlagert sich eine schwache, von den Alpen ausgehende nordwestgerichtete Kompression. Dieser Überlagerung (vgl. dazu WITHJACK & SCHEINER 1982) dürften die meisten der vielen kleinen, den südlichen Oberrheingraben und die Ostabdachung des Schwarzwalds kennzeichnenden Erdbeben zuzuschreiben sein. Auch das Erdbeben von Basel 1356, dessen Isoleisten etwa die Richtung des Konstanz–Frick-Troges gehabt zu haben scheinen, (MAYER-ROSA & CADIOT 1979) könnte mit einer Reaktivierung dieser alten, tiefreichenden Störung am Südrande des Domes zusammenhängen (vgl. dazu LAWRENCE et al. 1986). Vom geodynamischen Standpunkt aus liegt die Besonderheit des Domes in der Tatsache, dass eine erhebliche Krustenverdünnung nicht durch Streckung erreicht wurde: eine solche müsste mindestens 20 km betragen haben, während im Neogen nur unmerkliche Streckungen beobachtet werden können. Das führt zum wohl notwendigen Schluss, dass entweder ein Teil der Unterkruste samt dem darunter liegenden Lithosphärenkomplex abgesunken und durch heisse asthenosphärische Massen ersetzt worden ist, und/oder dass die Moho auch noch durch Phasenänderungen nach oben bewegt wurde, was aber bei Aufwärmung schwer vorstellbar ist.

Während also die miozäne Revolution im nördlichen Vorland den grossen Schwarzwald–Vogesen-Dom erzeugte, stiess ein Ast der Afrika–Europa-Kollisionszone wieder in die Alpen vor und erzeugte dort die neoalpinen Kompressionen. Deren Front, die Abscherdecken des Helvetikums (für eine abweichende Meinung s. PFIFFNER 1987) und der subalpinen Molasse, schoben sich immer weiter ins Vorland vor und erreichten im mittleren bis oberen Miozän den Bereich des Juras, wo sie sich der Südabdachung des Schwarzwald–Vogesen-Doms überlagerten. Die sedimentäre Abscherdecke des Faltenjuras musste dabei sukzessive die Hindernisse der durch die paläogenen Wellungen und Brüche deformierten Abscherbahn überwinden. Während dies schon lange bekannt ist für die Hauptüberschiebungszone des östlichen Juras («Mont-Terrible-Linie» BUXTORF 1907) sowie für die vielen Überschiebungen und Querstrukturen des rheintalischen Juras (LINIGER 1925, LAUBSCHER 1981), war für den südwestlichen Jura die Existenz einer

«oligozänen Phase» (AUBERT 1958) postuliert worden. Im Hinblick auf die ganz andere tektonische Situation des Oligozäns, vor allem auch im besser dokumentierten rheintalischen Jura, schien es immer mehr als fraglich, die stratigraphisch belegten oligozänen Bewegungen als Vorläufer der miozänen Abschertektonik des Juras, d. h. der eigentlichen Jurafaltung zuordnen zu wollen. Die Tatsache, dass Zweige des oberpaläozoischen Trog-systems vom Trog von St. Etienne gegen den Konstanz–Frick-Trog hin zu streichen scheinen, wirft ein ganz neues Licht auf dieses Problem (vgl. LAUBSCHER 1986a). Die oligozäne (-burdigale) Reaktivierung, z. T. als Flexuren, d. h. eine Art Falten, wie sie im Bereich der Nagra-Seismik erkennbar ist, ist längs all dieser Tröge und Zweigtröge zu erwarten. Ihre Wirkung dürfte in den mannigfachen, schief zum allgemeinen Streichen verlaufenden Unregelmässigkeiten in den Jurafalten und -Überschiebungen zu suchen sein.

Was den zeitlichen Verlauf der Jurafaltung betrifft, so wird bekanntlich daran noch viel herumgerätselt. Auf Figur 7 sind einige Abschätzungen dargestellt. Sicher ist, dass ein Teil der Bewegungen nach dem Erscheinen von Hipparion stattgefunden hat. Ein «first arrival date» (FAD) wurde in den Höwenegg-Tuffen im Hegau geochronologisch fixiert (für eine zusammenfassende Diskussion siehe NAEF et al. 1985). Die Unsicherheiten bewegen sich hier in der Grössenordnung von 2 Mio Jahren. Nimmt man nun an, dass sich die Faltung i. a., wie üblich (vgl. dazu aber LAUBSCHER 1986a), im Verlaufe der Zeit gegen das Vorland zu fortgepflanzt hat, so dürften die innersten Ketten zum Teil älter sein. Aber auch in den innersten Ketten ist mindestens ein Teil der oberen Süsswassermolasse (Serravallien) mitgefaltet. Auch das Ende der Jurafaltung ist lokal nicht dokumentiert. Nach den Befunden im Bressegraben (LEFAVRAIS-RAYMOND 1962) soll dieses Ende noch innerhalb des «Pontien» liegen, also im Tortonien von Figur 7. Versucht man sich an der Gesamtsituation der Alpen zu orientieren, so gelangt man zum selben Schluss: die frontalen Überschiebungen der Südalpen unter der Po-Ebene scheinen zeitgleich mit der Jurafaltung zu sein und vor dem Messinien aufzuhören. Nachher wurde die ganze Südalpenflanke nur passiv gegen das Vortief des Apennin zu gekippt (PIERI & GROPPI 1981). Das scheint ein Anzeichen dafür zu sein, dass die Alpen vom oberen Tortonien an wieder als aktive Kollisionsfuge zwischen Afrika und Europa weitgehend verlassen wurden. Geringfügige Bewegungen mögen bis heute andauern, doch können die sehr geringen Spannungsdifferenzen im Vorland auch auf die isostatische Hebung der Alpen zurückgeführt werden (NEUGEBAUER et al. 1982). Zusammenfassend lässt sich also etwa sagen, dass die eigentliche Jurafaltung ein paar Millionen Jahre lang gedauert haben mag, aber kaum länger als etwa 5 Mio Jahre, und zwar um einen Mittelwert von etwa 10 Mio Jahren vor der Gegenwart.

4. Schlussfolgerungen

Die tektonische Geschichte der Nordschweiz ist stratigraphisch etwa für die letzten 300 Mio Jahre belegt. Die intensivste Deformation, die die ganze Lithosphäre erfasst haben dürfte, ist dabei der vermutlich dextral-transpressive oberpaläozoische Konstanz–Frick-Trog. Er gehört einem breiten dextral-transpressiven spätvariszischen Transform-Gürtel zwischen Appalachen und Ural an, dem sich episodewise auch transtensive Bewegungen überlagerten. Im Bereich der Nordschweiz verhielt sich diese tiefe Lithosphärennarbe während des ganzen Mesozoikums für eine Dauer von zirka 200 Mio Jahren stille, sie wurde erst im ausklingenden Eozän wieder reaktiviert. Dabei wurden mässige, durch kleinere Brüche akzentuierte Flexuren geschaffen. Im oberen Untermio-

zän erlahmte diese für den ganzen Alpenraum und sein nördliches, südliches und westliches Vorland typische Zerrphase. Das entstandene Relief wurde eingeebnet, und das mittlere Miozän transgredierte diskordant über die Einebnungsfläche. Eine ganz neuartige tektonische Aktivität setzte ein («Miozäne Revolution»). Im Bereiche des südlichen Oberrheingrabens entstand der in der Lithosphäre wurzelnde Schwarzwald–Vogesen-Dom, während die Alpen erneut Schauplatz der Afrika–Europa-Kollision wurden. Dabei wurde die nördliche Abscherfront der Alpen weit ins nördliche Vorland hinaus getragen, es entstand die Abscherdecke des Faltenjuras, die über die im Paläogen entstandenen Unregelmässigkeiten der Abscherbasis hinweg stolperte und sich kurzfristig der viel länger dauernden und noch heute nicht ganz abgeschlossenen Entwicklung des Schwarzwald–Vogesen-Doms überlagerte.

Verdankungen

Der Autor dankt Peter Diebold für anregende Diskussionen und der Nagra für die Erlaubnis, Teile ihrer seismischen Linien zu reproduzieren.

LITERATURVERZEICHNIS

- Alfred-Wegener-Stiftung (Ed.) (1985): 2nd International Symposium on observation of the continental crust through drilling. – Abstr. 4th Alfred Wegener-Conf., Oct. 4–6, 1985, Seeheim.
- ARTHAUD, F., & MATTE, PH. (1975): Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. – *Tectonophysics* 25, 139–171.
- (1977): Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 88, 1305–1320.
- AUBERT, D. (1958): Sur l'existence d'une ride de plissement oligocène dans le Jura vaudois. – *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* 81, 47–54.
- BONJER, K.-P., GELBKE, C., GILG, B., ROULAND, D., MAYER-ROSA, D., & MASSINON, B. (1984): Seismicity and dynamics of the Upper Rhinegraben. – *J. Geophys.* 55, 1–12.
- BUXTORF, A. (1901): Geologie der Umgebung von Gelterkinden im Basler Tafeljura. – *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F.*, XI.
- (1907): Zur Tektonik des Kettenjura. *Ber. Versamml. oberrh. geol. Ver.*, 30./40. Versamml., 1906/07, 29–38.
- DEBRAND-PASSARD, S., COURBOULEIX, S., & LIENHARDT, M.-J. (1984): Synthèse géologique du sud-est de la France. – *Mém. Bur. Rech. géol. min.* 125/126.
- DIEBOLD, P. (1983): Der Permo-Karbon-Trog der Nordschweiz. In: *Nagra informiert* 5, 10–15. – Baden.
- DIEBOLD, P., & MÜLLER, W.H. (1985): Szenarien der geologischen Langzeitsicherheit: Risikoanalyse für ein Endlager für hochaktive Abfälle in der Nordschweiz. – *Nagra Tech. Ber. NTB* 84-26.
- DOEBL, F. (1970): Die tertiären und quartären Sedimente des südlichen Rheingrabens. In: *International Upper Mantle Project, Scientific Rep.* 27, 55–66. – Stuttgart.
- FUCHS, K., BONJER, K.-P., GAJEWSKI, D., LÜSCHEN, E., PRODEHL, C., SANDMEIER, K.-J., WENZEL, F., & WILHELM, H. (1986): Crustal evolution of the Rhinegraben area. I. Exploring the lower crust in the Rhinegraben rift by unified geophysical experiments. In: *Sonderforschungsbericht 108, Spannung und Spannungsumwandlung in der Lithosphäre, Berichtsband für die Jahre 1984–1986, Teil A*, Univ. Karlsruhe (TH).
- ILLIES, J.H. (1977): Ancient and recent rifting in the Rhinegraben. – *Geol. en Mijnb.* 56, 329–350.
- KNEUPER, G. (1976): Regionalgeologische Folgerungen aus der Bohrung Saar-1. – *Geol. Jb.* A 27, 449–510.
- LAUBSCHER, H.P. (1973): Faltenjura und Rheingraben: zwei Großstrukturen stossen zusammen. – *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N. F.]* 55, 145–158.
- (1977): Fold development in the Jura. – *Tectonophysics* 37, 337–362.
- (1978): Foreland folding. – *Tectonophysics* 47, 325–337.
- (1981): The 3D propagation of décollement in the Jura. In: *Thrust and nappe Tectonics* (S. 311–318). – *Geol. Soc. London*.
- (1982): Die Südostecke des Rheingrabens – ein kinematisches und dynamisches Problem. – *Eclogae geol. Helv.* 75/1, 101–116.

- (1983): The late Alpine (Periadriatic) intrusions and the Insubric line. – *Mem. Soc. Geol. It.* 26, 21–30.
- (1986a): The eastern Jura: Relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. – *Geol. Rdsch.* 75/3, 535–553.
- (1986b): Expertenbericht zum Projekt Gewähr: Struktur des Grundgebirges und des Paläozoikums der Nordschweiz. Bundesamt für Energiewirtschaft, Hauptabteilung für die Sicherheit der Kernanlagen, Würenlingen.
- LAWRENCE, W. B., HINZE, W. J., KELLER, R. G., LIDIAK, E. G., & SEXTON, J. L. (1986): Tectonic Development of the New Madrid rift complex, Mississippi embayment, North America. – *Tectonophysics* 131/1–2, 1–21.
- LEFAVRAIS-RAYMOND, A. (1962): Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds. – *Mém. BRGM* 16.
- LINIGER, H. (1925): Geologie des Delsberger Beckens und der Umgebung von Movelier. – *Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F.* 55. Liefg. IV Abtg.
- MATTE, PH. (1986): Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. – *Tectonophysics* 126, 2–4, 329–374.
- MAYER-ROSA, D., & CADIOT, B. (1979): A review of the 1356 Basel earthquake: Basis data. – *Tectonophysics* 53, 325–333.
- MEIER, B. P. (1983): Lithostratigraphie und Blocktektonik im nördlichen Teil der Tachira-Senke (W Venezuela). – *Diss. Univ. Basel*.
- MEIER, B. P., SCHWANDER, M., & LAUBSCHER, H. (1987): The tectonics of Tachira – a key to North-Andean tectonics. In: SCHAEER, J.-P. & RODGERS, J. (Ed.): *The Anatomy of Mountain Ranges*. – Princeton Univ. Press, im Druck.
- MÜLLER, ST., & LOWRIE, W. (1980): Die geodynamische Entwicklung des westlichen Mittelmeerraumes und der Alpen. – *Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik* 12, 470–495.
- MÜLLER, W. H., HUBER, M., ISLER, A., & KLEBOTH, P. (1984): Erläuterungen zur Geologischen Karte der zentralen Nordschweiz 1:100 000. *Nagra Techn. Ber. NTB* 84-25.
- NAEF, H., DIEBOLD, P., & SCHLANKE, S. (1985): Sedimentation und Tektonik im Tertiär der Nordschweiz. – *Nagra Techn.* 85/14.
- Nagra (1985): Berichte zu Projekt Gewähr (NGB): Endlager für hochaktive Abfälle: Das System der Sicherheitsbarrieren. – *Nagra, NGB* 85-04.
- (1985): Berichte zu Projekt Gewähr (NGB): Nukleare Entsorgung Schweiz: Konzept und Übersicht über das Projekt Gewähr 1985. – *Nagra, NGB* 85-01.
- NEUGEBAUER, H. J., BRÖTZ, R., & RYBACH, L. (1980): Recent crustal uplift and the present stress field of the Alps along the Swiss geotraverse Basel–Chiasso. – *Eclogae geol. Helv.* 73, 489–500.
- PETERS, TJ., MATTER, A., BLÄSI, H.-R., & GAUTSCHI, A. (1986): Sondierbohrung Böttstein. – *Geologie*. – *Nagra Techn. NTB* 85-02, Nagra, Baden.
- PIERI, M., & GROPPI, G. (1981): Subsurface geological structure of the Po plain, Italy. – *CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica* 414.
- SENN, A. (128): Über die Huppererde von Lausen und das geologische Alter der Zeininger Bruchzone (Basler Tafeljura). – *Eclogae geol. Helv.* 21, 163–180.
- SPRECHER, C., & MÜLLER, W. H. (1986): Geophysikalisches Untersuchungsprogramm Nordschweiz: Reflexionsseismik 82. *Nagra Techn. Ber. NTB* 84-15.
- VALLÉ, B. (1984): Structuration du bassin de Blanzay (Saône-et-Loire). – *Thèse 3e cycle, Dijon*.
- VILLEMEN, T., ALVAREZ, F., & ANGELIER, J. (1986): The Rhinegraben: extension, subsidence and shoulder uplift. – *Tectonophysics* 128, 47–59.
- WERNER, D., & KAHLE, H.-G. (1980): A geophysical study of the Rhinegraben – I. Kinematics and geothermics. – *Geophys. J. R. astr. Soc.* 62, 617–629.
- WITHJACK, M. O., & SCHEINER, C., (1982): Fault patterns associated with domes – an experimental and analytical study. – *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 66/3, 302–316.
- ZIEGLER, P. A. (1982): Geological Atlas of western and central Europe. – *Shell Int. Petrol. Maatschap., The Hague*.
- (1986): Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of western and central Europe. – *Tectonophysics* 126/2–4, 303–328.
- ZUCCA, J. J. (1984): The crustal structure of the southern Rhinegraben from re-interpretation of seismic refraction data. – *J. Geophys.* 55, 13–22.

Manuskript eingegangen am 30. Januar 1987

Revision angenommen am 27. April 1987.

