

Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. — Pfannenstiel Gedenkband —	67	S. 91—104	3 Abb.	Freiburg, 1977
--	----	-----------	--------	----------------

Eine lebendige Erdnaht entlang dem Lauf des Rheins

von

Henning Illies und Gerhard Greiner, Karlsruhe

Abstract

An active subplate boundary parallel to Rhine river

A belt of seismicity and Recent crustal movements traverses Western Europe, to join the Swiss Alps to the extinct Central Graben of the North Sea basin. The southernmost segment is formed by the Rhinegraben, first active in mid-Eocene as a tensional rift valley. During Pliocene the graben has been remodelled into a sinistral shear zone. Active shear controlled faulting and seismicity, often combined with Riedel shearing, are widely present as well as Holocene vertical movements. The northwestward extension of the seismic belt crosses the Rhenish massif, where active faulting and seismicity are of tensional character. Continuous graben features are absent in this segment because the lithological properties of intensely folded Devonian shales and slates favored a more diffuse yield by using a dense pattern of pre-existent planes of joints, cleavage or bedding. Near Bonn follows the Lower Rhine Embayment which is under active tensional rifting and fan-like widening. Parallel to this, with an eastward offset of about 60 km, the Quaternary Zuider Sea trough continues leading up to the buried rift of the Central Graben of the North Sea basin.

Based on in situ stress determinations it is concluded, that Holocene movements and seismicity of the whole rift belt are controlled by the relief of stresses accumulated in the nearby Alpine fold belt. The measurements, carried out by an overcoring technique, show a general NW to NNW trend of σ_1 , locally diverted by the Rhinegraben structure. Excess stresses culminate in the Central Alps and decrease abruptly at the northern rim of the fold belt, to reveal relatively low amounts in the foreland. Minimum stresses are found in the Rhinegraben and such conjugate shear zones being seismically active.

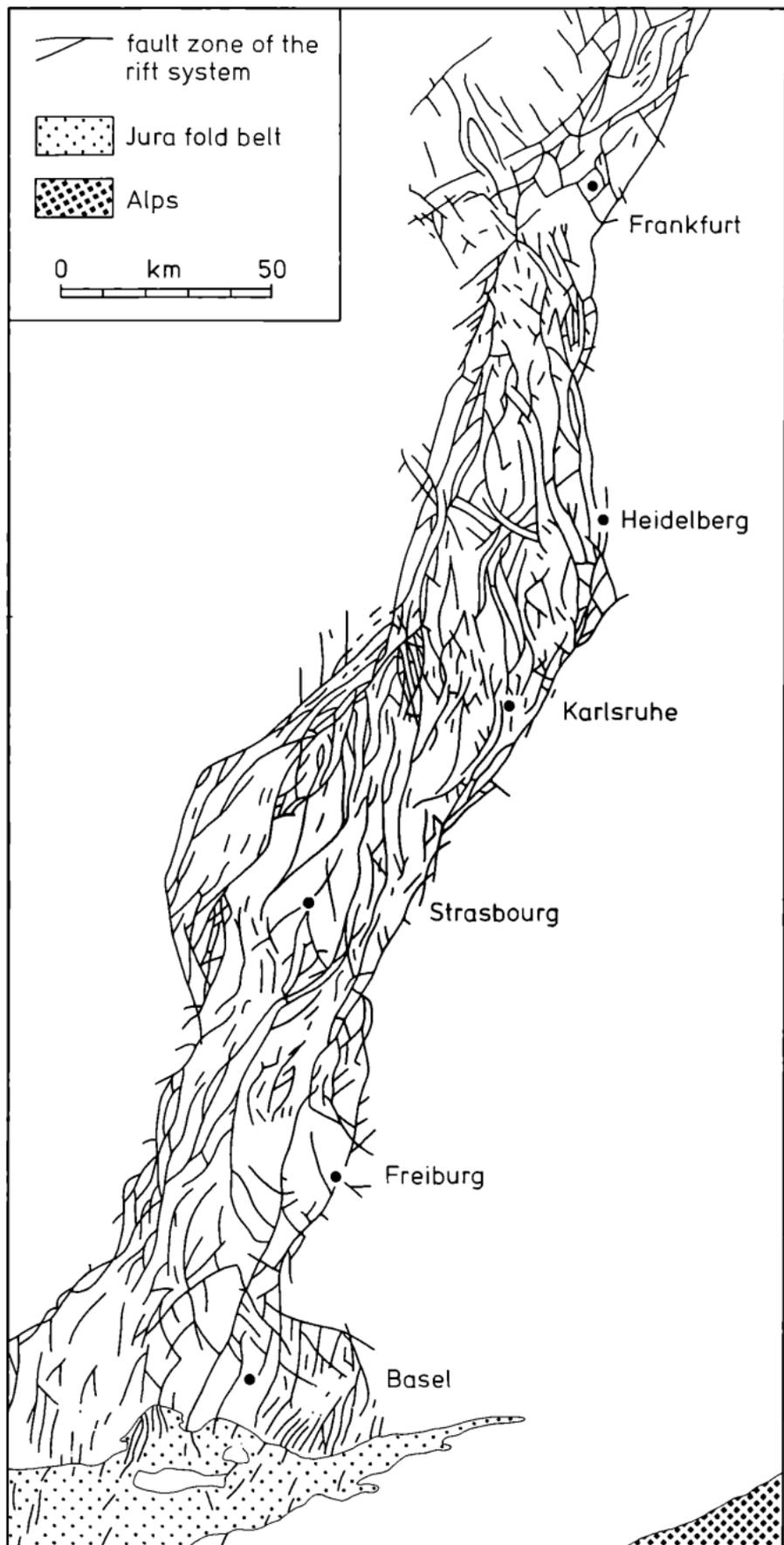
Alpine folding and thrusting had ceased during the Pliocene. Subsequent to the relaxation of plate tectonic activity the mountain body came under a rapid regional uplift of mainly epirogenic character. Measured excess stresses may partially be explained by topographic effects of the high mountain range. Another factor to cause horizontal stresses is given by high denudation rates. The underlying crustal material reacted upon the rapid unloading by destressing and the corresponding phase transformations in producing a tendency of regional extension. As a weak zone predestinated to release Alpine stresses the Rhinegraben interrupts the stable abutment of the northern foreland. The graben trend fits the sinistral shear component of the regional stress field in the same way as the axis of Lower Rhine Embayment is oriented in the direction of maximum horizontal compression. Therefore, an active subplate boundary came about by the accretion of rift segments of different ages, trends, and structures.

Neotektonik des Rheingrabens

Anlässlich einer Erweiterung der Eisenbahnlinie bei Uffhausen südlich von Freiburg wurde im Sommer 1928 ein bis dahin unbekanntes Profil am Nordhang des Schönberges freigelegt. In den vorwiegend aus Keuper- und Liasschichten bestehenden Randschollen des Oberrheingrabens wurde eine Serie antithetischer und synthetischer Abschiebungen sichtbar. PFANNENSTIEL (1933), der das Profil aufgenommen hatte, ermittelte für einen 250m langen Abschnitt eine Zerung senkrecht zur Grabenachse um rund 5%. Er kam zu dem Schluß, daß an dieser Stelle nur die Untergrenze des für den Gesamtgraben repräsentativen Zerungsfaktors sichtbar sei. Spätere Untersuchungen haben dies bestätigt, indem verschiedene Querprofile ein seitliches Auseinanderweichen der Grabenflanken von 4,5 bis 5 km erkennen ließen (ILLIES 1967). Die Abschiebungsbewegungen und die mit ihnen verknüpften antithetischen Schollenrotationen sind das Ergebnis einer im Eozän einsetzenden und im Untermiozän kulminierenden Zerrungstektonik. Sie führte zur keilförmigen Absenkung der Grabenscholle und zu einem engmaschigen Auseinandergleiten von Sockel und Rändern. Die Einzelblöcke führten hierbei Kippbewegungen aus, um seitliche „Tuchföhlung“ zu bewahren. Vielfach pausten sich die aufreißenden Störungen bis zur Grabensohle durch, um dort synsedimentäre Mächtigkeits- und Faziesprünge zu erzeugen (SCHAD 1964).

Auch in der Gegenwart zeigt der Oberrheingraben tektonische Aktivität. Dies beweisen seine Seismizität (BONJER & FUCHS 1974), beträchtliche geodätische Höhenwertabweichungen (MÄLZER & SCHLEMMER 1975, SCHWARZ 1976) sowie Gebäudeschäden entlang mobiler Verwerfungen (SCHMITT 1974). Stark differenzierte Pleistozänmächtigkeiten (BARTZ 1974, 1976) lassen das Muster der jungen Vertikaltektonik ebenso erkennen wie die geodätischen Höhendifferenzen. Pleistozäne Bruchtektonik im Grabeninnern ist aus Bohrprofilen (WIRTH 1951, SCHNEIDER & SCHNEIDER 1975) sowie in Tagesaufschlüssen (ILLIES & GREINER 1976) ersichtlich. Ungeachtet eines Fortlebens der Grabentektonik in rezenter Zeit hat sich der Stil der Bewegungen gewandelt. RÖHRER machte im Nordschwarzwald schon 1916—22 die Feststellung, daß viele grabenparallele Brüche als linksseitige Blattverschiebungen tätig gewesen waren. MÜLLERRIED (1921) beobachtete am Dinkelberg, daß die horizontalen Harnische ursprünglichen Abschiebungen in einer zweiten Bewegungsgeneration aufgeprägt worden waren und schloß auf eine Umfunktionierung des Oberrheingrabens von einer Zerrungs- zur Scherzone innerhalb der jüngsten geologischen Vergangenheit. PFANNENSTIEL (1927) analysierte die Klufftektonik im Odenwald und fand bestätigende Befunde. Neuere Untersuchungen (ILLIES 1974) ha-

Abb. 1: Die rezente Tektonik am Oberrheingraben wird von einer linkslateralen Scherung parallel zur Grabenachse beherrscht. N bis NNW streichende Bruchsysteme im Grabeninnern sind der Scherung als Fiedersysteme im Sinne von RIEDEL (1929) zugeordnet.

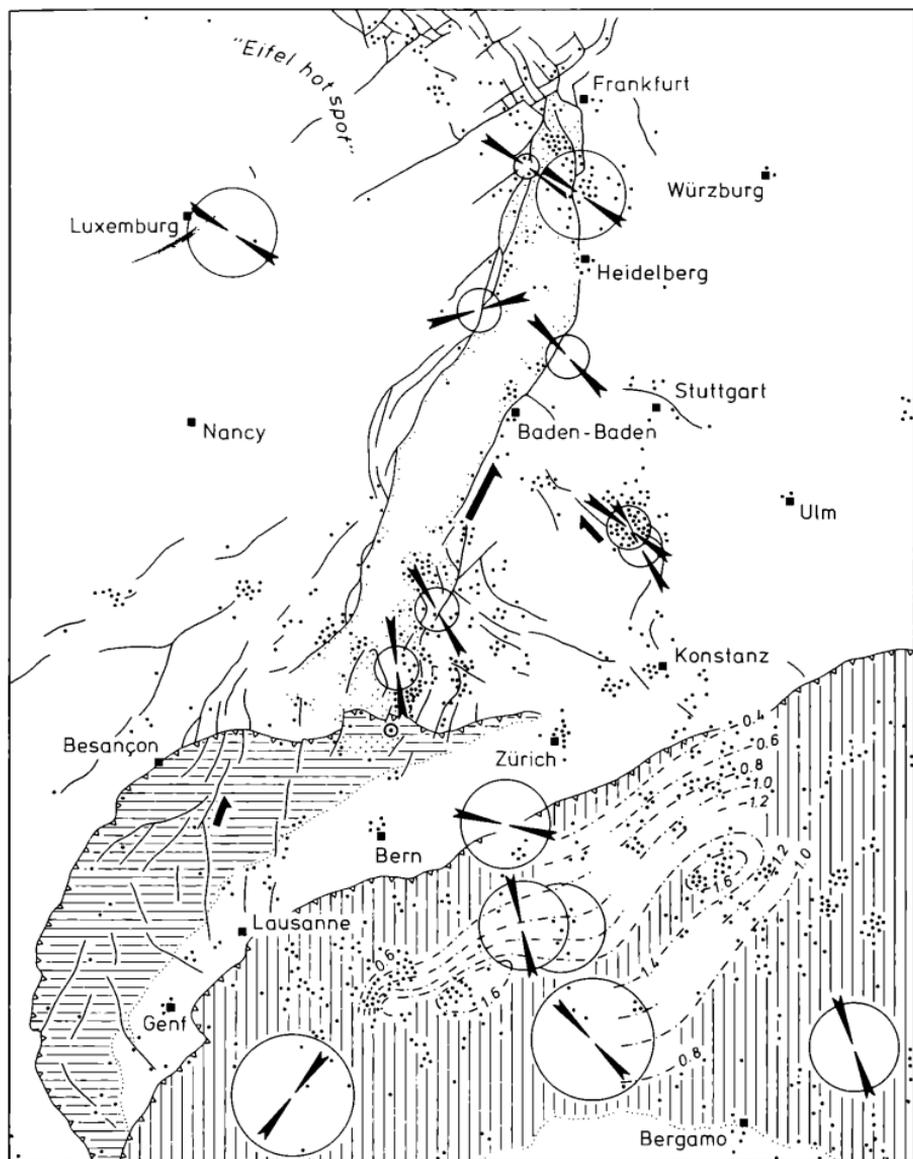


ben gezeigt, daß die Hauptzerrungsrichtung aus ihrer ursprünglichen Orientierung quer zur Grabenachse innerhalb des Pliozän in eine SW-NE-Richtung geraten war. Auf diese Weise kam ein Streiß-Feld zustande, wie es schon viel früher einmal in diesem Gebiet während der variszischen Faltung geherrscht hatte (ILLIES 1962). So wurde eine altangelegte Scherzone des Sockels im Sinne ihrer ursprünglichen Wegsamkeit erneut angesprochen; scheinbar längst vernarbte Fugen des Grundgebirges lebten wieder auf. Die junge Grabentektonik blieb nichtauflinksseitigeBlattverschiebungenbeschränkt.DieStörungenimGrabeninneren verlaufen oft spitzwinkelig zur Grabenachse, wobei sie ein nordsüdliches bis nordnordwestliches, „eggisches“ Streichen bevorzugen (Abb. 1). Zugrisse dieser Richtung sind der sinistralen Scherung parallel zur „rheinischen“ Grabenachse mechanisch zugeordnet. Sie wurden im Sinne einer Riedel'schen Scherung wirksam, wobei RIEDEL bereits 1929 auf den Rheingraben als Beispiel für das Auftreten solcher staffelförmig angeordneten Scherrisse aufmerksam gemacht hat.

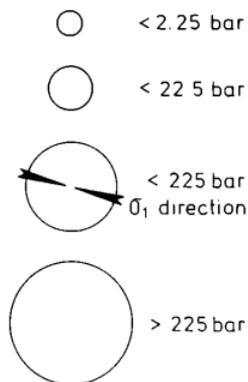
Aus dem Deckgebirge der Grabenflanken sind sinistrale Blattverschiebungen gleichfalls beschrieben. Doch tritt ihr Einfluß mit zunehmendem Abstand vom Graben zurück. Die sinistrale Scherung hatte sich auf die gebahnte Schwächezone des Grabens konzentriert. RÖHRER fand 1916/22, daß stattdessen transversal streichende Blattverschiebungen mit dextralem Verschiebungssinn vorkommen. Ein derartiges, demselben Spannungsfeld zugeordnetes „conjugate shear“ ist vorzugsweise im Bereich der östlichen Grabenflanke zu beobachten. Der Hohenzollerngraben mit seiner kräftigen Seismizität (SCHNEIDER 1971) und der nordwestlich anschließende, im vorigen Jahrhundert gleichfalls seismisch aktive Freudenstädter Graben (REGELMANN 1907) stellen nach geologischen Beobachtungen Bestandteile einer dem Oberrheingraben zugeordneten, dextralen Scherzone dar (ILLIES & GREINER 1976). Ein analoges Verhalten läßt auch die seismische Aktivität der parallel hierzu bei Freiburg in den Oberrheingraben einmündenden Bonndorfer Grabenzone vermuten.

Im Rheingraben und längs der ihm zugeordneten, dextralen Schersysteme konzentriert sich die seismische Aktivität keinesfalls auf die gesamte Bewegungsbahn. Vielmehr sind gerade Störungen mit verbreiteten Gebäudeschäden (SCHMITT 1974) seismisch meist inaktiv und illustrieren damit einen kriechenden Spannungsabbau. Die nesterartige Anreicherung von Epizentren bezeichnet in erster Linie offenbar Stellen des Bruchgitters, deren präexistente Bruchrichtungen nur unvollkommen mit den Komponenten des rezenten Spannungsfeldes harmonisieren. Dort löst ein ruckhafter Spannungsabbau den seismisch relevanten stick-slip Effekt aus. Aus Herdmechanismen und Häufigkeitsverteilung der seismischen Ereignisse hat AHORNER (1975) die seismische Verschiebungsrate des Oberrheingrabens mit 0,05 mm/Jahr (= 50 m pro 1 Million Jahre) bestimmt. Für den

Abb. 2: Lebendige Tektonik und Seismizität des Oberrheingrabens werden von der jungen Aufwölbung und Denudation des Alpenkörpers verursacht. Ein von den Zentralalpen gegen die Grabenstruktur gerichtetes Spannungsfälle veranschaulicht Herkunft und Abbau des rezenten Spannungsfeldes.



Excess of horizontal stress.



Western Alps



Jura fold belt



Rhinegraben fault trough



Orogenic front of the Alpine system



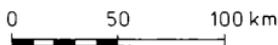
Major fault zone of neotectonic activity

Isobases of recent uplift in mm year⁻¹

Strike-slip movement of Pliocene to Recent age

Earthquake epicenters ca 1200-1970

○ Epicenter of the 1356 earthquake of Basel



Hohenzollerngraben ermittelte er 0,32 mm/Jahr (= 320 m pro 1 Million). Angesichts der historischen Fluktuation der Erdbeben­­tätigkeit können rezente Bewegungsraten nicht ohne weiteres als für längere Zeiträume repräsentativ angesehen werden. Häufigkeit und relativ geringe Intensität der oberrheinischen Erdbeben machen im übrigen deutlich, daß sich auch der seismische Spannungsabbau nur in relativ kleinen Einzelrucken vollzieht (BONJER & FUCHS 1974). Mit Ausnahme der Basler Katastrophe von 1356 rechtfertigen weder die historische Seismizität noch die bislang in situ gemessenen Spannungen eine jüngst geäußerte Befürchtung, daß lokale Spannungskonzentrationen stärkere Erdbeben zur Auslösung bringen könnten.

Die Aufwölbung der Alpen und das rezente Spannungsfeld

Fragen wir nach dem Antriebsmechanismus der lebendigen Tektonik, so gibt bereits das Verbreitungsmuster der historischen Epizentren einen Hinweis auf die Lage des Spannungsgenerators. Das nördliche Ende des Oberrheingrabens markiert die Spitze eines Dreiecks erhöhter Seismizität, dessen Basis den Alpenrand zwischen Genf und Konstanz begleitet (Abb. 2). Das Epizentrum des Erdbebens von Basel 1356, welches als das folgenschwerste seismische Ereignis nördlich der Alpen gilt, befindet sich zentral innerhalb dieses seismisch aktiven Feldes. Hieraus wird deutlich, daß sich der von der Grabenstruktur übernommene, seismische Spannungsabbau gegen den Alpenrand steigert.

Das aus der Seismizität vorerst nur qualitativ abschätzbare Spannungsgefälle läßt sich durch in situ Spannungsmessungen quantifizieren. Messungen nach der Methode des Überkernens (GREINER & ILLIES 1977) haben für den Raum nördlich der Alpen mit einer Ausnahme Werte unter 25 bar ergeben. Die niedrigsten Spannungsbeträge bis zu Negativwerten der horizontalen Maximalkompression wurden innerhalb sowie am Westrand des Oberrheingrabens gemessen. Der „excess stress“, d. h. die Spannungsdifferenz, welche die aus der Gesteinsauflast über der Meßstelle zu folgernde Horizontalspannung übersteigt, nimmt am Alpenrand sprunghaft zu. Der höchste excess stress mit Werten bis 360 bar wurde in den Zentralalpen gemessen (Abb. 2).

Worauf ist der hohe Spannungsüberschuß innerhalb des Alpenkörpers zurückzuführen? Ist es noch der Einfluß aktiver Plattenkollision zwischen Afrika und Eurasien, welche die Alpenfaltung ausgelöst hatte? Die alpine Hauptfaltung war um die Eozän/Oligozänwende kulminiert. Gegen Ende des Miozän und vielleicht noch im Frühpliozän, nach Ablagerung der oberen Süßwassermolasse, war es am Alpennordrand letztmalig zu Überschiebungen von z. T. erheblicher Schubweite gekommen. Im Faltenjura erfolgte die nicht unerhebliche Einengung des Oberbaues erst innerhalb des Pliozän. Spätestens im Oberpliozän hatten die tektonischen Spannungen nachgelassen. Kompressive Deformationen pleistozäner Sedimente sind vom Alpennordrand unbekannt. Das tektonische Bild der jüngsten geologischen Vergangenheit wird von einem weitspannigen en bloc-Aufstieg des Gebirges von epirogenem Charakter beherrscht (SCHMIDT-THOMÉ 1955). Schon im Oligozän hatte die Gebirgshebung begonnen, wie die Schüttung der

grobklastischen Nagelfluh ins Molassebecken erkennen läßt. Die Aufwölbung zum Hochgebirge ist jedoch, wie WINKLER-HERMADEN(1957) am Beispiel der Ostalpen zeigen konnte, ein post-mittelmiozäner Vorgang. Er konnte erst einsetzen, nachdem sich die plattentektonische Subduktion beruhigt und der entspannte Krustenwulst seiner isostatischen Ausgleichstendenz Folge leisten konnte (CLOSS 1963). Hatte sich die Heraushebung zum Hochgebirge einmal durchgesetzt, war ein nachfolgendes „Umkippen“ auch anderer orogener Teilvorgänge möglich. In erster Linie betraf dies die Richtung von Schweregleitungen. Im Stadium des synorogenen Flachreliefs begünstigten sie eine trogwärts gerichtete Subduktion. Das Hochgebirgsrelief dagegen fördert ein gravitatives Abgleiten nach außen, wo immer der Rahmen nachgibt und in der Krustenstruktur entsprechende Gleitflächen bereitstehen.

Die rezente Tektonik der Alpen gehorcht daher einem anderen Prinzip als der kompressive Zusammenschub, welcher vor 4 bis 3 Millionen Jahren offenbar endgültig ausgeklungen war. Geodätische Beobachtungen lassen eine gewölbartige Aufbucklung der Schweizer Alpen erkennen, welche mit 1,7mm pro Jahr in den Zentralalpen kulminiert (Eidgen. Landestopographie 1976). Die Hebungssachse verläuft der in ca. 50km Tiefe befindlichen Scheitelung des alpinen Krustenwulstes (GIESE & PAVLENKOVA 1976) annähernd konform, was den isostatischen Charakter des rezenten Hebungsvorganges unterstreicht. Von JACKLI (1952, 1965) beschriebene Zerrbrüche holozänen Alters streichen ungefähr parallel zu den Isobasen der rezenten Hebung. Wahrscheinlich sind sie eine Konsequenz der Gewölbedehnung, welche insbesondere für die Gipfelregion der Hebunggebiete postuliert werden muß. Diese jüngsten Bruchelemente verlaufen rechtwinklig zu den Querbrüchen der neogenen Kompressionstektonik. Sie machen damit deutlich, wie sehr sich inzwischen das regionale Verformungsbild gewandelt hatte.

Nachdem die Plattentektonik der Alpen zu einem Höchstmaß an Konsolidation und Krustenverdickung geführt hatte, war der Kollisionsmechanismus auf andere, bis dahin noch jungfräuliche orogene Fronten ausgewichen, wie den balearischen, den liparischen oder den kretischen Inselbogen. Die Plattentektonik des alpinen Systems ist im Gegensatz zu derjenigen des andinen Typs nicht an stationäre Kollisionsfronten gebunden (WUNDERLICH 1967). Innerhalb des 1500km breiten mediterranen Gürtels sind die orogenen Fronten jeweils nach dorthin gewandert, wo sich die fällige Verkürzung der Lithosphäre mit einem Minimum an plattentektonischer Energie begnügte. Dem Verständnis des plattentektonischen „Mehrfrentenkrieges“ im Mittelmeer ist deshalb nur wenig gedient, wollte man die Alpen südlich der periadriatischen Naht bereits der afrikanischen Platte zurechnen. Mit gleicher Begründung könnte man im Rif-Atlas nach bayerischen Vorposten Eurasiens Ausschau halten.

Unabhängig von der Rolle des Alpenkörpers innerhalb neotektonischer Orogenzusammenhänge des Mittelmeerraumes bedarf der beträchtliche horizontale Spannungsüberschuß einer Interpretation. Ein Deutungsversuch muß gemäß Abb.2 berücksichtigen, daß (1) der größte Spannungsüberschuß dort besteht, wo auch die junge Heraushebung kulminiert und (2) die Horizontalkomponenten

der größten Normalspannung σ_1 ungefähr rechtwinklig zu den Isobasen der Hebung orientiert sind. Ein Zusammenhang zwischen der rezenten Aufwölbung und der Spannungskonzentration erscheint daher naheliegend.

Zufolge der Querdehnung des Gesteins stellt sich in jedem Bohrloch oder Bergwerksschacht eine horizontale Druckspannung ein, deren Höhe u. a. von der örtlichen Auflast abhängig ist. Gleichermaßen besteht am Fuße eines Berges ein Seitendruck, dessen Betrag zu Höhe, Masse und Gesteinseigenschaften des Bergkörpers in Beziehung steht (STURGUL et al. 1976). Kumulativ wirken diese Kräfte in einem aus Einzelketten zusammengesetzten Hochgebirge. Ist der Gebirgskörper durch Vor- und Hinterland seitlich verspannt, wird ein horizontaler Druck auf den Schollenrahmen ausgeübt, dessen Größe kalkulierbar ist.

Im Falle der Westalpen ist davon auszugehen, daß die rasche Heraushebung mittelbar einen weiteren Einfluß auf das horizontale Spannungsverhalten ausübt. Die bis zu einer Rate von 1700m pro 1 Million Jahre erfolgende Hebung hat eine entsprechend rasche Abtragung zur Folge. JÄCKLI (1958) hat aus den korrelierten Sedimentationsraten im Vorland berechnet, daß das Gebirge in 3–4 Millionen Jahren nur noch die Hälfte seiner derzeitigen Höhe besitzen würde, dies unter der einschränkenden Voraussetzung eines Hebungsstillstandes und eines konstanten Klimas. Eine derart quantifizierbare Denudation hat im entlasteten Substrat eine korrelierte Entspannung sowie die entsprechenden Umwandlungen von Mineralphasen zur Folge. Die Druckentlastung bewirkt mithin eine Extension der Krustenmaterie, welche dort am größten ist, wo die Hebungs- und Denudationsraten ihr Maximum erreichen. Da der Gebirgskörper in den Schollenrahmen seines Vor- und Hinterlandes eingespannt ist, führt die Extension zu einer Steigerung des horizontalen Stresses. Der vorerst nur abschätzbare Einfluß eines derart „selbst-induzierten“ Spannungsfeldes soll durch ein spezielles Meßprogramm quantifiziert werden, für welches die Vorbereitungen getroffen werden. Zur Zeit müssen wir uns mit der Feststellung begnügen, daß die Alpen trotz nachlassender plattentektonischer Aktivität in gesteigertem Maße als Spannungserzeuger wirksam sind.

Abbau alpiner Spannungen durch Schollenbewegungen im Vorland

Innerhalb des Alpenkörpers bleiben auf das rezente Streß-Feld beziehbare, kompressive Deformationen von untergeordneter Bedeutung. Hoher Konsolidationsgrad und insbesondere der Hochgebirgscharakter stehen dem Fortgang der Einengungstektonik entgegen. Ebenso scheint auch der Übertritt seitlicher Extension des Gebirgskörpers auf das unmittlere nördliche Vorland im wesentlichen ohne lokale Deformationen auszukommen. Das starre Widerlager des Moldanubikums im Sockel der ungefalteten wie gefalteten Molasse ist kaum noch zu weiterer Einbiegung fähig. Die aus diesem Abschnitt vorliegenden Beobachtungen sprechen allerdings für die Existenz nicht unerheblicher, mechanischer Spannungen. So nimmt nach LEMCKE (1973) der Lagerstättenüberdruck in den Ölfeldern des Molassetroges systematisch gegen den Alpenrand zu. MÜLLER

(1975) berichtet über extrem hohe Drucke eingeschlossener Tiefenwässer am Alpenrand. LOHR (1969) ermittelte in den Schichten der ungefalteten Molasse eine Anisotropie seismischer Geschwindigkeiten, welche dem derzeitigen regionalen Streß-Feld zugeordnet ist. Zu remanenten Deformationen ist es vorzugsweise nur dort gekommen, wo das starre Widerlager geschwächt oder lokal unterbrochen war. Über ein anschauliches Beispiel berichtet HEISSBAUER (1975) aus dem inzwischen aufgelassenen Pechkohlenbergbau von Peißenberg in der gefalteten Molasse. In der bei ca. 1120m unter Tage befindlichen tiefsten Sohle waren bei streichendem Abbau die Strecken schon 200m hinter der Abbaufont kräftig deformiert gewesen. Die künstlich durch den Bergbau geschaffenen Hohlräume hatten trotz starker Verbauung ausgereicht, die herrschende Spannung unmittelbar in Deformation umzusetzen.

Das Beispiel Peißenberg ist geeignet, die mechanische Rolle des Rheingrabens innerhalb des Alpenvorlandes zu veranschaulichen. Das starre Widerlager des variszisch versteiften Vorlandblocks war durch das Grabengeschehen lokal geschwächt worden. Hier war die Kruste durch ein tiefreichendes Bruchgitter engmaschig zerstückelt, von einem bis 24km Tiefe aufgedrungenen Manteldiapir ausgedünnt, durch hohe Wärmestromdichte aufgeweicht und durch mächtige, unkonsolidierte Füllsedimente auch von oben her nachgiebig gemacht. Da die Schwächezone zudem der Richtung maximaler Scherspannung des alpinen Spannungsfeldes ungefähr parallel verläuft, bot sie sich als „Sollbruchstelle“ zur Umlagerung der vom Alpenkörper herrührenden Spannungen geradezu an. Der tektonische und seismotektonische Spannungsabbau ist der hohen Mobilität des Grabens entsprechend erheblich. So erklären sich die sehr geringen und örtlich negativen Horizontalspannungen in σ_1 -Richtung, wie sie an verschiedenen Stellen im Grabengebiet gemessen wurden (GREINER & ILLIES 1977).

Der vom aufsteigenden Hochgebirge zum Graben gerichtete Spannungsabfluß und die Tendenz eines entsprechenden Ausweichens von Krustenmassen haben dazu geführt, daß konjugiert zur „rheinischen“, sinistralen Bewegungsbahn auch in herzynischer 110–120° Richtung Scherbahnen mobil wurden. An ihnen beginnen zwischen Alpenrand und Oberrheingraben kleinere Schollendreiecke herauszuberechnen, welche ein Nachgeben des Vorlandrahmens beschleunigen. Die hohe Seismizität der Zone des Hohenzollerngrabens und Freudenstädter Grabens sowie auch des Bonndorfer Grabens dürfte auf dieses Bestreben zurückzuführen sein (Abb.2).

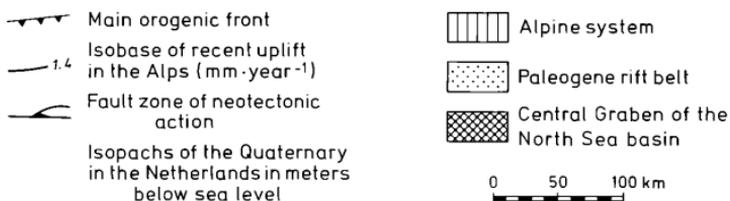
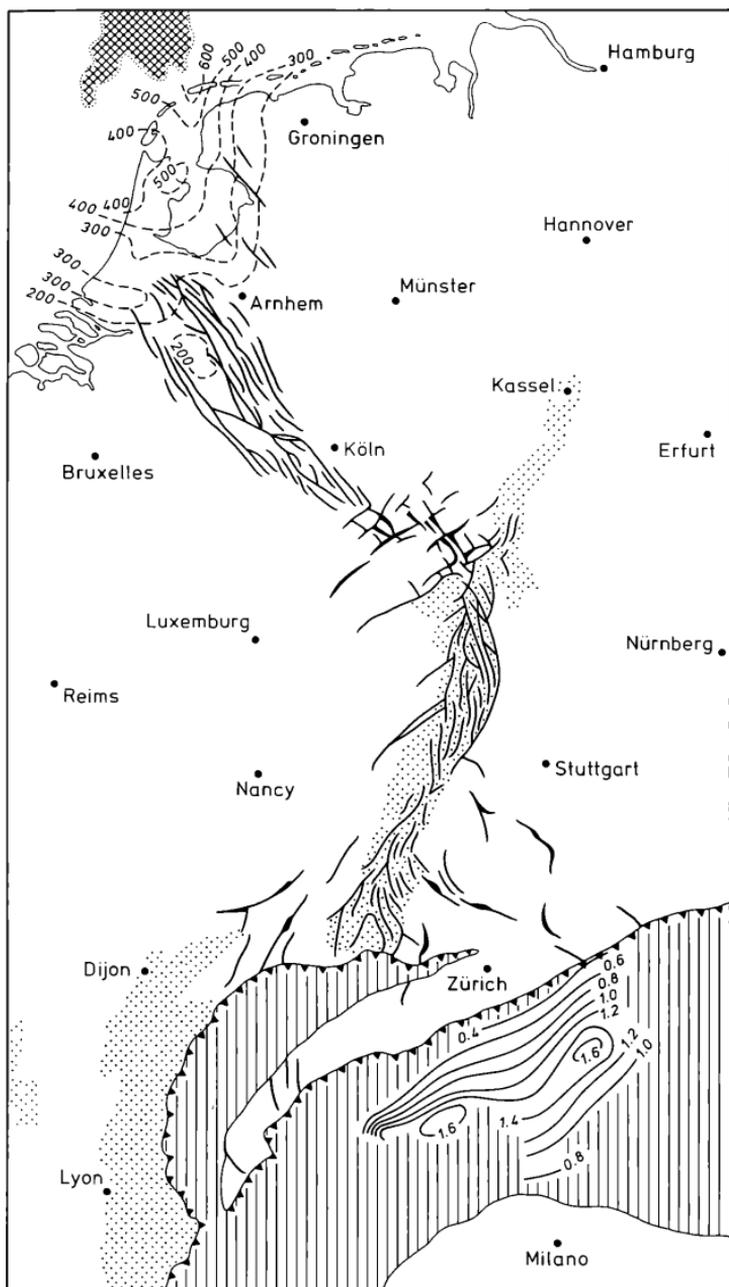
Der extendierende Gebirgskörper zwingt auf diese Weise seinen starren Rahmen auseinander, wobei ohne Zweifel Schweregleitung den Massenabfluß begünstigt. Der die Bewegung wie eine Gleitschiene übernehmende Oberrheingraben findet am Taunusrand ein jähes Ende. Der ursprüngliche, bis ins Untermiozän aktive Zerrgraben hatte mit etwa 15km ostwärtigem Versatz eine Fortsetzung nach N in die Hessische Senke gefunden. Doch der jungen Scherbewegung, welche eine geradlinige Bewegungsbahn voraussetzt, blieb dieser Weg versperrt. Die postmiozäne Tektonik klingt daher nördlich von Frankfurt im Nidda- und Horloffgraben aus. Stattdessen zieht sich in nordwestlicher Richtung, vom Eppsteiner

Horst über die Idsteiner Senke, das Limburger und Neuwieder Becken, ein Streifen junger Bruchtektonik (STENGEL-RUTKOWSKI 1976) und Seismizität (AHORNER 1975) quer über das Rheinische Schiefergebirge zur Niederrheinischen Bucht (Abb. 3). Das letztgenannte Grabensegment hatte eine Phase intensiven riftings während der Hemmoor-Stufe des Untermiozän durchlaufen (TEICHMÜLLER 1974). Das rezente Streiß-Feld paßt mit seiner 140° -Richtung maximaler Kompression recht gut zur vorherrschenden Bruchrichtung dieses Grabens (AHORNER 1975). Die Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht hat daher seit dem Pliozän erneut angesprochen und ist rezent kräftig aktiv. Bemerkenswert ist, daß die Zerrungstektonik gegen NW beträchtlich zunimmt (AHORNER 1962). Die trichterförmige Erweiterung setzt ein entsprechendes Auseinanderweichen des Schiefergebirgs-Rahmens voraus. Das Schiefergebirge hat dabei nur in kurzen Abschnitten bruchhaft und grabenartig reagiert. Der lithologische Bestand des intensiv gefalteten Rhenohertzynikums gestattete ein differentielles Nachgeben längs eines engmaschigen Netzes von Schicht-, Schieferungs- und Kluffugen.

Der quartäre Vulkanismus der Westeifel, des Neuwieder Beckens und des Rodder Bergs bei Mehlem nutzte das sich lockernde Gefüge im Sockel des Schiefergebirges zum Aufstieg. Er setzte bevorzugt NW-SE streichenden Linien auf, dem Trend der rezenten Hauptnormalspannung folgend. Bezeichnenderweise ging dies an der Oberfläche meist ohne erkennbares Bruchgeschehen vonstatten. Flüssige und gasförmige Phasen des aufwallenden Magmas bedienten sich in erster Linie der durch das Streiß-Feld diktierten Wegsamkeit. Die parallel zur Richtung maximaler Kompressionsspannung aufreißenden Spalten beim hydraulic fracturing in Erdölbohrungen mögen das Verständnis dieses Vorganges erleichtern.

Lebendige Tektonik und Seismizität der Niederrheinischen Bucht, deren nördliche Fortsetzung auch als Niederländischer Zentralgraben bezeichnet wird, klingen auf der Höhe von Utrecht aus. Doch 60km ostwärts versprungen stellt sich mit parallelem Streichen die Depression der Zuider See ein. Eine kräftige Absenkung der Pleistozänbasis, welche unterhalb der Insel Terschelling 600m erreicht (Atlas van Nederland 1975), weist auf den jungen Charakter dieser Struktur (Abb. 3). Mehrere Sturmfluten während des dreizehnten Jahrhunderts, im wesentlichen wohl die Flut von 1287, führten zum Einbruch der Zuider See (EDELMAN 1964). Hierdurch entstand ein der tektonischen Senke angepaßter Küstenverlauf. Die Zuider See-Depression ist ihrerseits ein südliches Anhängsel vom Zentralgraben des Nordsee-Beckens. Zwar ist dieses erdölgeologisch bedeutsame rift-System seit dem ausgehenden Mesozoikum zu einem tektonisch inaktiven „buried rift valley“ geworden (ZIEGLER 1975). Doch blieb auch hier eine Schwachstelle der Erdkruste zurück. Nachdem sich das junge Streiß-Feld auf

Abb. 3: Ein Gürtel holozäner Bruchtektonik und Seismizität verbindet die Westalpen mit dem Südende des Zentralgrabens im Nordseebecken. Der rasch extendierende Hochgebirgskörper bedient sich bestehender Schwächezonen, um den zu eng gewordenen Rahmen des Vorlandes zu sprengen.



die bestehende Bruchanisotropie eingespielt hatte, wurde das südliche Ende auch dieses Grabens reaktiviert. An dieser Stelle der Nordseeküste hat die unter dem Einfluß des jungen Alpenaufstiegs berstende Erdnaht ihr (vorläufiges) Ende gefunden.

Schriftenverzeichnis

- AHORNER, L.: Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **13**, 24—105, 1962.
- Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe. — *Tectonophysics*, **29**, 233—249, 1975.
- Atlas van Nederland, Blad II-4, Tektoniek, Topografische Dienst 1975.
- BARTZ, J.: Die Mächtigkeit des Quartärs im Oberrheingraben. — In: ILLIES, H., & FUCHS, K.: Approaches to Taphrogenesis, ICG Scient. Rep. 8, 78—87, Stuttgart 1974.
- Quartär und Jungtertiär im Raum Rastatt. — *Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, **18**, 121—178, 1976.
- BONJER, K.-P. & FUCHS, K.: Microearthquake-activity observed by a seismic network in the Rhinegraben region. — In: ILLIES, H., & FUCHS, K. (eds.): Approaches to Taphrogenesis, ICG Scient. Rep. 8, 99—104, 1974.
- CLOSS, H.: Der tiefere Untergrund der Alpen nach neuen seismischen Messungen. — *Geol. Rundsch.*, **53**, 630—649, 1963.
- EDELMAN, IR. T.: De historische veranderingen in de natuurlijke gesteldheid van het Nederlandse waddengebied. — In: *Het waddenboek*. Nederlandse Geologische Vereniging, S. 37—65, Zutphen 1964.
- Eidgenössische Landestopographie: Rezente Krustenbewegungen (Karte), Schweizerisches Landesnivellement 1976.
- GIESE, P., & PAVLENKOVA, N.I.: Some particularities of crustal structure in young orogenic systems. — *Geol. Rundsch.*, **65**, 55—65, 1976.
- GREINER, G. & ILLIES, H.: Central Europe: active or residual tectonic stresses. — *Pageoph.*, **115**, 11—26, 1977.
- HEISSBAUER, H.: Die Gebirgsmechanik beim Abbau in großer Teufe des Kohlenbergwerks Peißenberg und ihre Auswirkungen auf die Bergtechnik. — *Geologica Bavarica*, **73**, 37—53, 1975.
- ILLIES, H.: Oberrheinisches Grundgebirge und Rheingraben. — *Geol. Rundsch.*, **52**, 317—332, 1962.
- Gestalt und Fundament des Oberrheingrabens im Modell — ein Beitrag zur Taphrogenese. — *Oberrhein. geol. Abh.*, **16**, 1—10, 1967.
- Intra-Plattentektonik in Mitteleuropa und der Rheingraben. — *Oberrhein. geol. Abh.*, **23**, 1—24, 1974.
- ILLIES, H., & GREINER, G.: Regionales stress-Feld und Neotektonik in Mitteleuropa. — *Oberrhein. geol. Abh.*, **25**, 1—40, 1976.
- JÄCKLI, H.: Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix-Rabius (Graubünden). — *Eclog. Geol. Helv.*, **44**, 332—337, 1952.
- Der rezente Abtrag der Alpen im Spiegel der Vorlandssedimentation. *Eclog. Geol. Helv.*, **51**, 354—365, 1958.

- JÄCKLI, H.: Pleistocene glaciation of the Swiss Alps and signs of postglacial differential uplift. — *Geol. Soc. Am. Spec. pap.*, **84**, 153—157, 1965.
- LEMCKE, K.: Zur nachpermischen Geschichte des nördlichen Alpenvorlandes. — *Geologica Bavarica*, **69**, 5—48, 1973.
- LOHR, J.: Die seismischen Geschwindigkeiten der jüngeren Molasse im ostschweizerischen und deutschen Alpenvorland. — *Geophys. Prosp.*, **17**, 111—125, 1969.
- MÄLZER, H., & SCHLEMMER, H.: Geodetic measurements and recent crustal movements in the southern Upper Rhinegraben. — *Tectonophysics*, **29**, 275—282, 1975.
- MÜLLER, M.: Bohrung Miesbach 1: Ergebnisse der ersten im Rahmen des Erdgastiefenaufschlußprogramms der Bundesregierung mit öffentlichen Mitteln geförderten Erdgastiefenbohrung. — 3. DGMK-Fachgruppentagung Hannover, Compendium, 63—76, 1975.
- MÜLLERRIED, FR.: Klüfte, Harnische und Tektonik der Dinkelberge und des Basler Tafeljuras. — *Verh. Naturhist.-mediz. Ver. Heidelberg, N.F.* **15**, 1—46, 1921.
- PFANNENSTIEL, M.: Vergleichende Untersuchung der Grund- und Deckgebirgsklüfte im südlichen Odenwald. — *Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg i.Br.*, **27**, 1—98, 1927.
— Die Tektonik des Eisenbahneinschnittes von Uffhausen bei Freiburg i.Br. — *Geol. Rundsch.*, **33a**, 111—118, 1933.
- REGELMANN, C.: Erdbebenherde und Herdlinien in Südwestdeutschland. — *Jahreshefte Ver. vaterl. Naturk. Württemberg*, Jahrg. 1907, 110—176, 1907.
- RIEDEL, W.: Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. — *Centralbl. f. Min., Geol. u. Paläont., Abt. B. f.* **1929**, 354—368, 1929.
- RÖHRER, F.: Geologische Untersuchungen der Beziehungen zwischen den Gesteinsspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz im nördlichen Schwarzwald und südlichen Kraichgau, Teil I—II. — *Jahresber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver.*, **6**, 8—86, 1916 u. **11**, 36—66, 1922.
- SCHAD, A.: Feingliederung des Miozäns und die Deutung der nacholigozänen Bewegungen im Mittleren Rheingraben. — *Abh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, **5**, 1—56, 1964.
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Zur Frage quartärer Krustenbewegungen im Alpen- und Voralpengebiet des Isartalbereichs. — *Geol. Rundsch.*, **43**, 144—158, 1955.
- SCHMITT, O.: Zum Verlauf der westlichen Randverwerfung des zentralen Oberrheingrabens zwischen dem Rhein südlich Nackenheim und dem Main bei Rüsselsheim usw. — In: ILLIES, H., & FUCHS, K.: *Approaches to Taphrogenesis*, ICG Scient. Rep. **8**, 254—260, Stuttgart 1974.
- SCHNEIDER, E. F., & SCHNEIDER, H.: Synsedimentäre Bruchtektonik im Pleistozän des Oberrheintal-Grabens zwischen Speyer, Worms, Hardt und Odenwald. — *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, **36**, 81—126, 1975.
- SCHNEIDER, G.: Seismizität und Seismotektonik der Schwäbischen Alb. — 79 S., Stuttgart 1971.
- SCHWARZ, E.: Präzisionsnivellement und rezente Krustenbewegungen dargestellt am nördlichen Oberrheingraben. — *Z. f. Vermessungswesen*, **101**, 14—25, 1976.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Idsteiner Senke und Limburger Becken im Lichte neuer Bohrergebnisse und Aufschlüsse (Rheinisches Schiefergebirge). — *Geol. Jb. Hessen*, **104**, 183—224, 1976.

- STURGUL, J. R., SCHEIDEGGER, A. E., & GRINSHPAN, Z.: Finite — element model of a mountain massif. — *Geology*, **4**, 439—442, 1976.
- TEICHMÜLLER, R.: Die tektonische Entwicklung der Niederrheinischen Bucht. — In: ILLIES, H., & FUCHS, K.: Approaches to Taphrogenesis, ICG Scient. Rep. 8, 269—285, Stuttgart 1974.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. — 822 S., Wien 1957.
- WIRTH, E.: Die Erdölvorkommen von Bruchsal in Baden. — *Geol. Jb.*, **65**, 657—701, 1951.
- WUNDERLICH, H. G.: Orogenfront-Verlagerung in Alpen, Apennin und Dinariden und die Einwurzelung strittiger Deckenkomplexe. — *Geologie en Mijnbouw*, **46**, 40—60, 1967.
- ZIEGLER, P. A.: Geologic evolution of the North Sea and its tectonic framework. — *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **59**, 1073—1097, 1975.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Berichte der naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau](#)

Jahr/Year: 1977

Band/Volume: [67](#)

Autor(en)/Author(s): Illies Henning, Greiner Gerhard

Artikel/Article: [Eine lebendige Erdnaht entlang dem Lauf des Rheins 91-104](#)