

Eigenspannungen an Tiefbohrkernen  
als Ausdruck des tektonischen  
Spannungsfeldes

H. Berckhemer

# EIGENSPANNUNGEN IN TIEFBOHRUNGEN ALS AUSDRUCK DES TEKTONISCHEN SPANNUNGSFELDES

H. BERCKHEMER, Frankfurt

## 1) Allgemeines Konzept und Definition der Eigenspannungen

Bohrlochmethoden zur Ermittlung des in situ-Spannungsfeldes sind in ihrer Einsatztiefe beschränkt. Es liegt deshalb nahe, den Versuch zu unternehmen, aus den Bohrkernen der geplanten Tiefbohrung Informationen über das rezente und möglicherweise über Paläo-Spannungsfelder zu erhalten.

Mit der Trennung vom Gesteinsverband wird die Oberfläche des Bohrkerns vom in situ-Spannungsfeld separiert und damit spannungsfrei. In der Regel wird auch die Temperatur des zu untersuchenden Kerns sich von derjenigen in situ unterscheiden. Geht man zunächst von der Annahme aus, daß sich der Kern in situ im dynamischen und thermischen Gleichgewicht mit seiner Umgebung befunden hat, so muß sich durch interne Spannungsumlagerung eine den neuen Zustandsbedingungen an der Erdoberfläche angepaßte Gleichgewichtsverteilung einstellen. Die nach der äußeren Entlastung noch vorhandenen Spannungen werden im deutschen Sprachgebrauch als "Eigenspannungen", im Englischen als "residual stresses" bezeichnet. Sie enthalten eine "Erinnerung" an das Spannungs- und Temperaturfeld in der Tiefe. Falls sich in situ noch kein vollständiges Gleichgewicht mit dem rezenten tektonischen Feld eingestellt hatte, können Eigenspannungen auch Paläo-Spannungsfelder reflektieren.

In lockerer Analogie zum Gesteinsmagnetismus wird hier folgende Klassifikation der Gesteinsspannungen vorgeschlagen:

a) Bei Entlastung werden induzierte Spannungen momentan durch elastische Deformation ( Hooke'sches Verhalten ) abgebaut. Hiervon wird Gebrauch gemacht bei Methoden der in situ-Spannungsmessungen ( Überkernen, Dreiachsialzelle ). Bei Untersuchungen an Bohrkernen ist diese SpannungsKomponente nicht mehr vorhanden.

b) Abbau viskoelastischer Spannungen erfolgt durch zeitabhängige Deformation oder Retardation. Retardationskriechen eines Bohrkerns reflektiert die Erinnerung des Gesteins an den aktuellen Spannungs- und Temperaturzustand in der Tiefe. Retardation weicher Moden viskoelastischer Spannungen kann eventuell unmittelbar nach der Kerngewinnung unter Normalbedingungen beobachtet werden. Über Experimente hierzu und Anwendung auf Tiefbohrkerne siehe Abschn. 2b. Härtere Moden viskoelastischer Spannungen ( mit höherer Aktivierungsenergie ) können unter speziellen Voraussetzungen durch thermische Anregung bei erhöhter Temperatur beobachtet werden. Über entsprechende Laborexperimente wird in Abschn. 2a berichtet.

c) Harte Moden remanenter Eigenspannungen können nur selten durch thermische Stimulation relaxiert werden ohne gleichzeitig petrologische oder strukturelle Veränderungen zu verursachen. Partielle Relaxation harter Moden von Eigenspannungen ist jedoch möglich durch Mehrfachüberkernen der Proben ( siehe Abschn. 3 ). Teilabbau remanenter Eigenspannungen erfolgt häufig durch Mikrorissbildung. Gute Aussichten bestehen dafür, aus der Richtungsverteilung der Mikrorisse auf die Orientierung des in situ-Spannungsfeldes schließen zu können. Hierzu eignen sich dynamische und statische Methoden elastischer Anisotropieuntersuchung. Durch Bestimmung des Reiß - Schließungsdrucks sind auch quantitative Aussagen über Eigenspannungen möglich (siehe Abschn. 4). Mikrorißbildung kann durch äußere Belastung stimuliert und durch ultraakustische Signalemission verfolgt werden (siehe Abschn. 5). Punktkraftbelastung bis zum Bruch kann ebenfalls Hinweise auf die Orientierung des in situ-Spannungsfeldes geben. (siehe Abschn. 6).

Im Sinne der von Masing in die Metallkunde eingeführten Klassifizierung der Eigenspannungen nach ihrer Reichweite beziehen sich alle oben angeführten Untersuchungsmethoden auf Makroeigenspannungen oder Eigenspannungen I.Art. Ihre Ursache muß aber, sofern nicht durch makroskopische Materialheterogenitäten bedingt, in der mikroskopischen Dimension der Kristallkörner zu suchen sein und zwar in einem Zusammenwirken einheitlich orientierter Spannungszentren. Mikroskopische Eigenspannungen oder Eigenspannungen II.Art werden durch röntgenographische Messung der Gitterdeformation bestimmt. Entsprechende Verfahren haben in der Metallkunde einen hohen Entwicklungsstand erreicht (z. B. Hauk und Macherauch 1982).

Die physikalischen Ursachen für Eigenspannungen in Gesteinen können vielfältiger Natur sein. Gesteine werden als polykristalline Ein- oder Mehrstoffsysteme betrachtet. Sie dürften bei der Diagenese bzw. Kristallisation oder Rekristallisation weitgehend im elastischen Gleichgewicht mit ihrer Umgebung gestanden haben. Abbau oder Änderung des tektonischen Spannungsfeldes oder der Temperatur führt zu inneren Spannungen und möglicherweise zur Ausbildung von Zugrissen aus folgenden Gründen:

a) Heterogene oder anisotropische Elastizität und Thermoelastizität der Kristallkörner. In der schematischen Darstellung Abb. 1 bedeuten die Pfeile Richtungen maximaler Dehnung bei Druckentlastung. Die doppelt gezeichneten Korngrenzen symbolisieren Zugspannungsrisse.

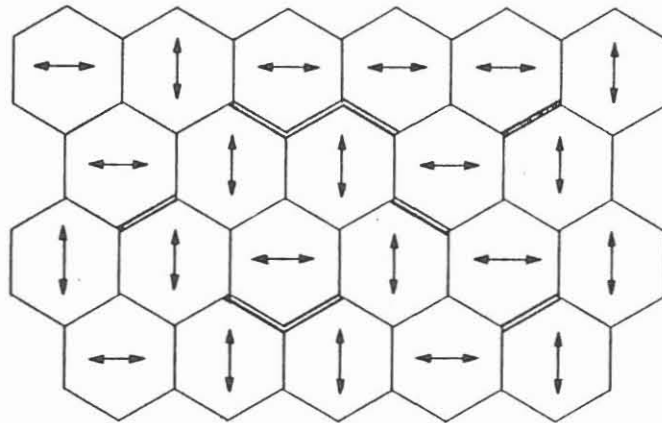


Abb. 1 Eigenspannungen durch anisotrope Elastizität bzw. Thermoelastizität  
Doppellinien: Zugspannungsrisse an Korngrenzen

b) Inhomogene plastisch - elastische Verformung unter hinreichend hohen Spannungen.

c) Diagenetische Verfestigung von Granulat im tektonischen Spannungsfeld führt nach Entlastung zu Zugspannungen im Bindemittel, die Trennungsrisse erzeugen, welche vorzugsweise senkrecht zur Richtung maximaler tektonischer Druckspannung orientiert sind. Im Modell Abb. 2 sind Entspannungsrisse im Bindemittel als Doppellinien eingezeichnet. Die schematische Skizze wird durch Modellexperimente von Reik und Vardar ( 1974 ) gestützt. Quantitative Modellrechnungen hierzu mit der Methode der finiten Elemente sind im Rahmen von Be 299/63 im Gange. Es sollen dabei auch die makrophysikalischen Auswirkungen der entstehenden Mikrorisse untersucht werden.

In der Bedeutung der Rißbildung durch Eigenspannungen unterscheidet sich das Verhalten von Gesteinen und Keramik wesentlich von dem der Metalle.

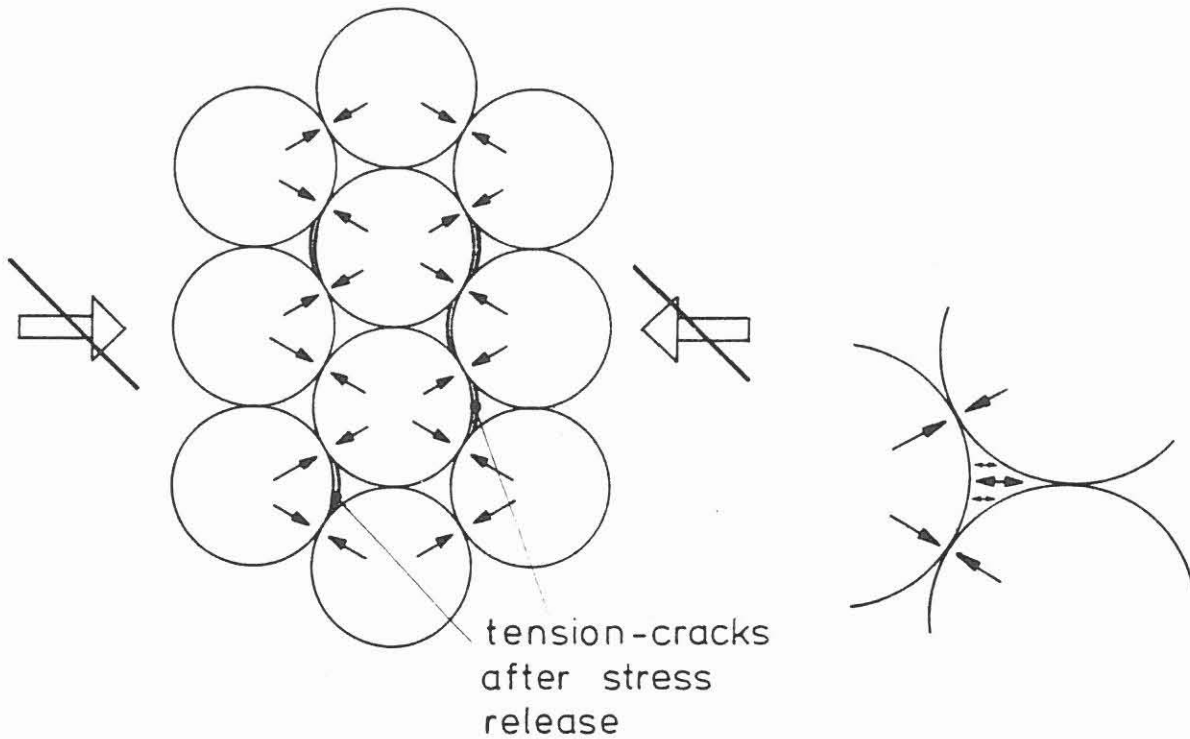


Abb. 2 Eigenspannungen in diagenetisch verfestigtem Gestein nach tektonischer Entlastung.

Doppellinien: Zugspannungsrisse

## 2) Viskoelastische Relaxation von Eigenspannungen

### a) Thermisch aktivierte Retardation

Zu Beginn des Forschungsvorhabens wurden umfangreiche Versuche zur thermischen Relaxation viskoelastischer Eigenspannungen durchgeführt. ( siehe BE 299/62-2, Arbeitsbericht vom 15.4.86 und Diplomarbeit M. Sobiesiak 1987 ). Die Untersuchungen wurden zunächst mit Duran-Glas als Modellsubstanz ausgeführt und später auf Basalt ausgedehnt. Eigenspannungen wurden in der Gasdruckkammer bei 4 - 5 kbar nahe der Erweichungstemperatur in die ummantelten Proben eingebracht und durch Abkühlen "eingefroren". Die Relaxation erfolgte bei erhöhter Temperatur in einem Differential-Dilatometer. Eine Retardationskurve für Eifel-Basalt bei 830°C und deren Approximation durch einen verallgemeinerten linearen Standardkörper mit 2 Kelvin-Elementen zeigt Abb. 3. Die Retardation  $\xi(t)$  ist definiert als  $\xi(t) = (L_{\infty} - L(t)) / L_{\infty}$  wobei  $L_{\infty}$  die asymptot-

tisch erreichte Endlänge der Probe ist. Die Relaxationszeiten wachsen exponentiell an mit abnehmender Temperatur.

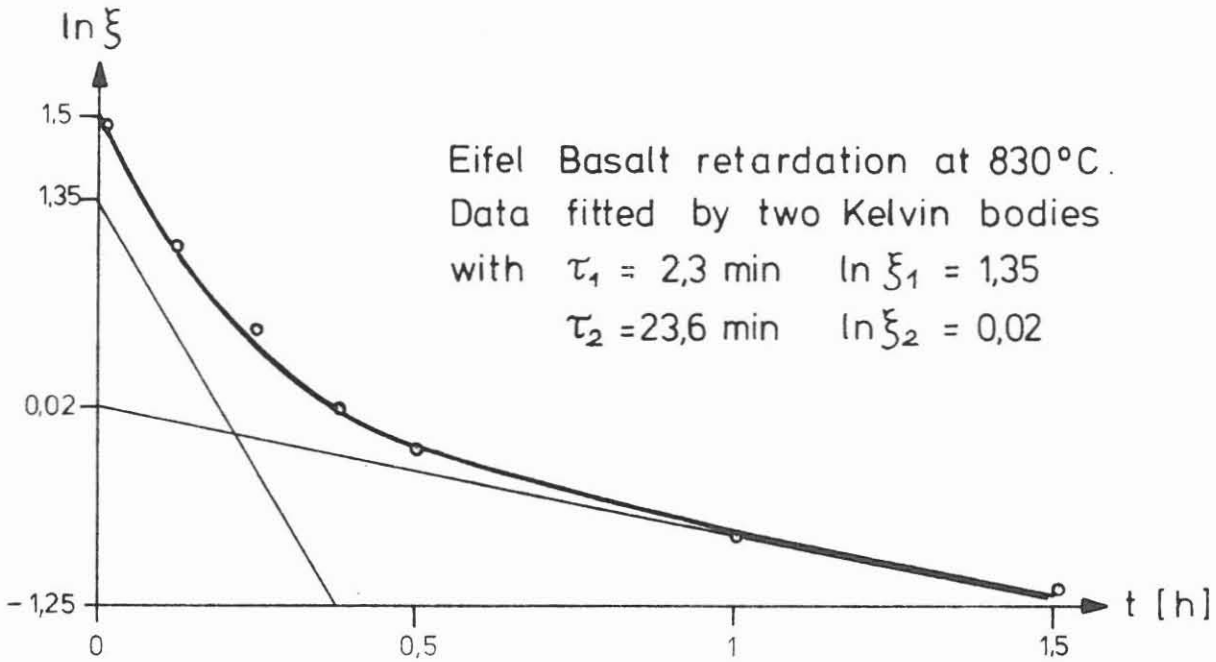


Abb. 3 Retardation von Eifel-Basalt bei 830° C (Kreise) und Darstellung durch 2 Kelvin-Elemente (ausgezogene Kurve)

b) Retardation bei Raumtemperatur.

Abb. 4a zeigt die Retardation bei Zimmertemperatur einer Probe von Eifel-Basalt, in welche in der oben beschriebenen Weise Eigenspannungen künstlich

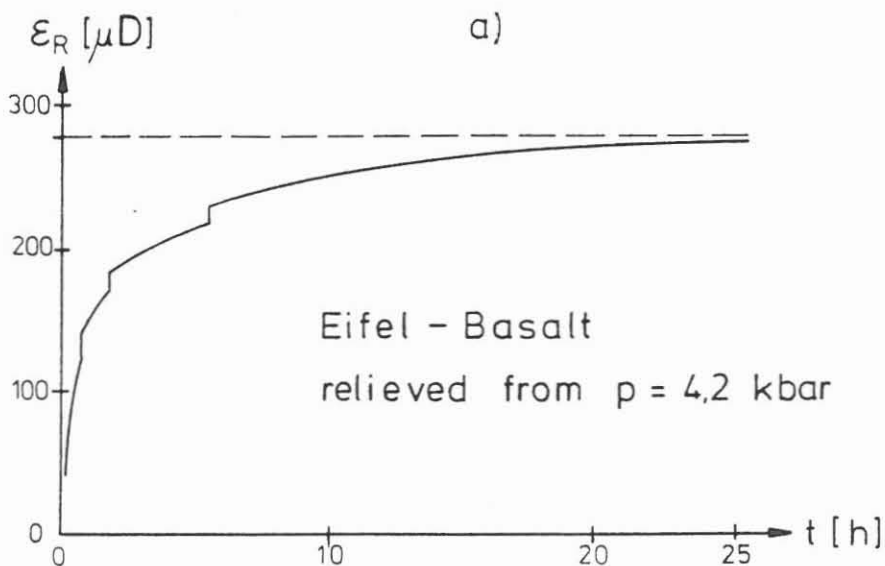
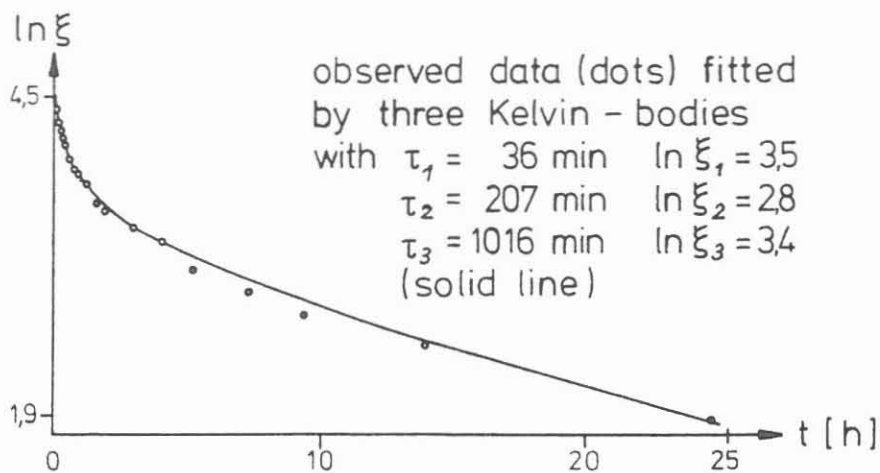


Abb. 4a Retardation von Eifel-Basalt bei 20°C nach Entlastung von 4.2 kbar Umgebungsdruck.

eingebraucht und eingefroren worden waren. Offensichtlich handelt es sich hier, entsprechend der Definition an Abschn. 1, um die Relaxation "weicher" viskoelastischer Eigenspannungen, wobei die Sprünge darauf hindeuten, daß im Gegensatz zur Hochtemperatur-Retardation hier auch Entspannung durch Mikrorißbildung beteiligt ist. Die Approximation der Retardationskurve durch 3 Kelvin-Elemente ist in Abb. 4b dargestellt. Die längste Relaxationszeit liegt bei 17 Stunden. Diese Beobachtung ist insofern wichtig, als sich



b)

Abb. 4b Darstellung der Retardationskurve durch 3 Kelvin-Elemente

hier zeigt, daß auch noch viele Stunden nach der Spannungsentlastung Retardation zu beobachten ist, d. h. ein frisch gezogener Bohrkern noch "Erinnerungen" an den aktuellen Spannungszustand in der Tiefe hat. Durch einen Besuch von H. Baumann in den Sandia National Laboratories, Albuquerque, USA wurden wir darauf aufmerksam, daß entsprechende Retardationsmessungen an Sedimentbohrkernen aus 1500 -2500 m Tiefe von L. W. Teufel bereits 1982 mit Erfolg durchgeführt worden waren und daß die Relaxationszeiten hinreichend lange sind, um nach der Probenentnahme noch signifikante Werte zu erhalten ( Teufel 1982 ). Unter Zuhilfenahme einer viskoelastischen Ähnlichkeitstheorie von Blanton ( 1983 ) wurde von Teufel ( 1983 ) auch der Versuch einer quantitativen Ermittlung der "in situ-Spannungen" gemacht. Im KTB-Feldlabor soll eine Meßapparatur installiert werden, in welcher an erdfrischen Kernstücken in 4 Richtungen Retardationsmessungen ausgeführt werden, wobei Raumtemperatur und Probenfeuchte streng konstant gehalten werden müssen. Abb. 5 zeigt eine Skizze der zu bauenden Apparatur mit 4-Paaren induktiver Wegaufnehmer. Zusätzlich wird versucht, mit einem ultraakustischen Sensor

die Entstehung von Entspannungsrissen zu überwachen.

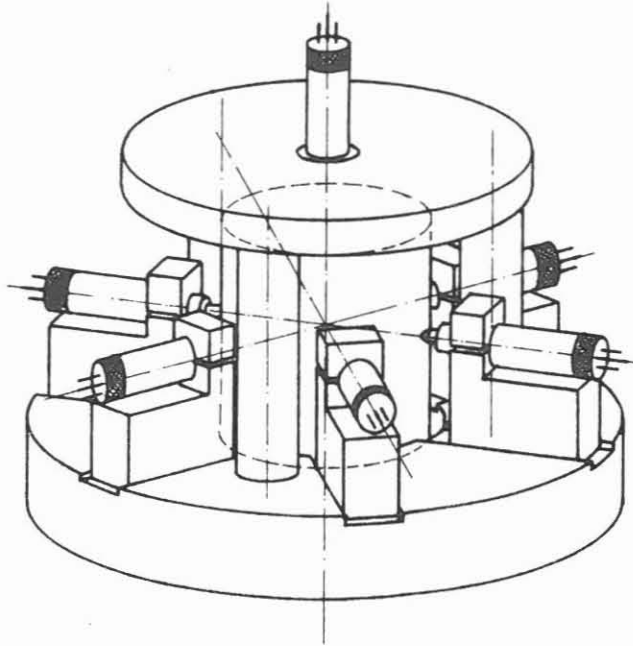


Abb. 5 Skizze der im KTB-Feldlabor zu installierenden Retardationapparatur

### 3) Partielle Relaxation remanenter Eigenspannungen durch Mehrfachüberkernen.

Aus Erfahrungen bei in situ-Spannungsmessungen nach dem Überkernungsverfahren ist bekannt, daß bereits vom Gesteinsverband getrennte Kerne bei nochmaligem Überkernen erneute Deformation zeigen ( z. B. Greiner u. Illies, 1977 ). Der Betrag der Sekundärdeformation ist aber oft sehr klein. Systematische Eigenspannungsuntersuchungen an isolierten Gesteinsquadern durch Ringkerntechnik wurden von Swolfs et al., ( 1974 ) und Nichols ( 1975 ) beschrieben. Sie deuten darauf hin, daß die Eigenspannungsverteilung von der Gestalt des Probekörpers abhängt. Holzhausen u. Johnson ( 1979 ) stellen fest, daß eine befriedigende physikalische Erklärung für Makroeigenspannungen im makroskopisch homogenen Medien noch aussteht. Es werden deshalb im Rahmen von Be 299/63 Modellrechnungen mit mikroskopisch heterogenen Medien durchgeführt und dabei Mehrfachüberkernen simuliert. Lokale plastische Deformation wird durch Einlagerung von Versetzungen repräsentiert. Abb. 6 zeigt ein Beispiel. Endgültige Ergebnisse liegen noch nicht vor.

Ein erstes Überkernungsexperiment, das mit großer Sorgfalt an einem Sandsteinbohrkern aus 5300 m Tiefe ausgeführt wurde, ergab im Außenring eine Dehnung von ca  $50 \mu$  m/m und im Innenkern Kontraktion ( Abb. 7 ). Dies ent-



spricht qualitativ auch Erfahrungen anderer Autoren. Der Kern war im Zentrum mit einer Dehnungsmeßstreifen-Rosette und auf dem Umfang mit weiteren 3 DMS besetzt.

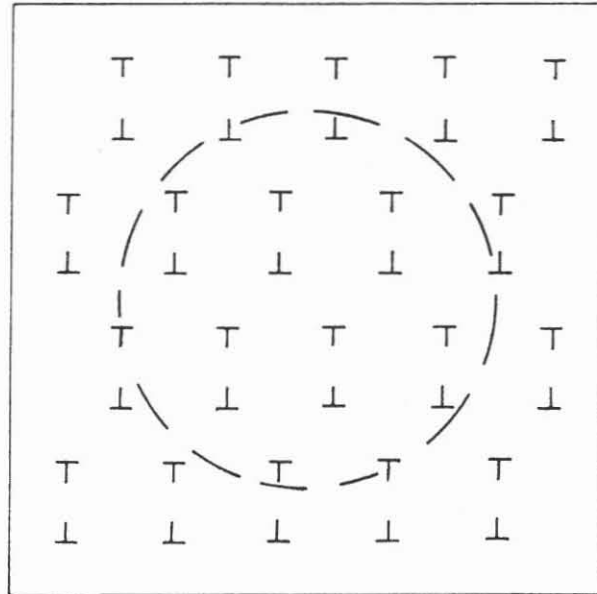


Abb. 6 Aggregat von Stufenversetzungspaaren als Modell für mikroplastische Eigenspannungen und Überkernungskreis

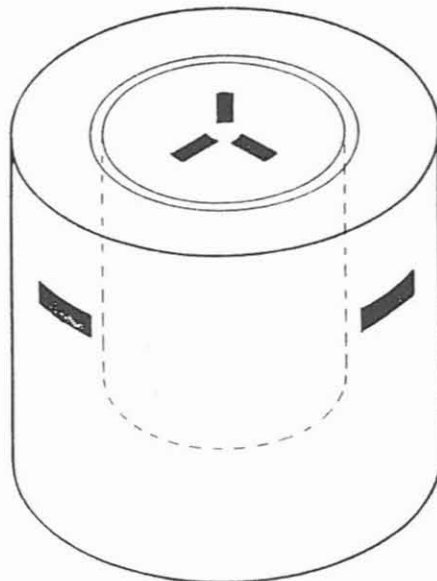


Abb. 7 Dehnungsmeßstreifenanordnung bei Mehrfachüberkernung

Es ist zur Zeit noch nicht zu überschauen, ob die Mehrfachüberkernung eine aussichtsreiche Methode für die Spannungsanalyse in Tiefbohrkernen ist.

#### 4) Schließen von Entspannungsrissen in Gesteinen

Wie qualitativ am Ende von Abschn. 1 beschrieben, ist in polykristallinen Tiefbohrkernen mit Entspannungsrissen zu rechnen, die vorzugsweise senkrecht zur maximalen Druckspannung orientiert sind. Dies drückt sich unter Normalbedingungen in einer ausgeprägten elastischen Anisotropie aus. Die Messung kann dynamisch über Ultraschall-Impulslaufzeitmessung erfolgen. Als Proben wurden Zylinder von 30 mm  $\varnothing$  und 30 mm Länge verwendet. Sie werden in der Regel achsial aus dem Kern herausgebohrt und achsial und radial durchgeschallt. Als Beispiel ist in Abb. 8, äußere Kurve, für eine Granitprobe aus

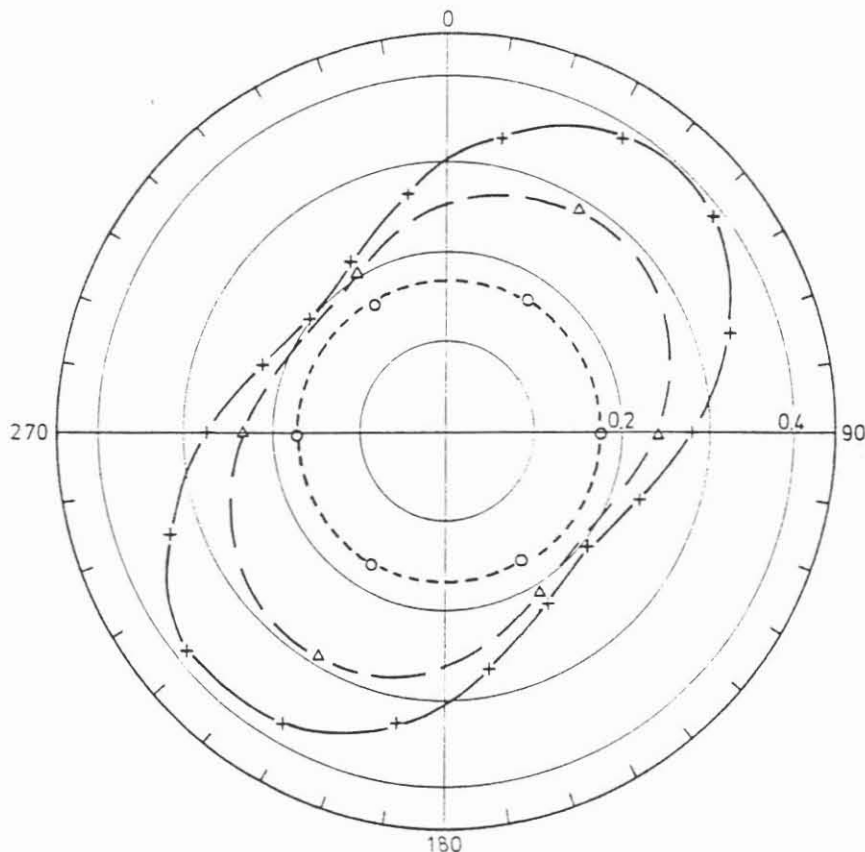


Abb. 8 Azimutale Verteilung der P-Wellen-"slowness" in s/km in einer zylindrischen Probe alpidischen Granits aus 400 m Tiefe. Ultraschall-Laufzeitmessungen unter 1, 100, 3000 bar hydrostatischem Druck.

400 m Tiefe die reziproke P-Wellengeschwindigkeit ( slowness ) als Funktion des Azimuts aufgetragen. Die Anisotropie beträgt maximal  $\pm 40\%$ . Die Kurve zeigt, daß die Winkelabhängigkeit hier keiner elliptischen Verteilung, sondern der einer Schichtanisotropie entspricht. Die Winkelabtastung muß zur Erkennung des Anisotropietypus also genügend dicht erfolgen. Wird die mit Lack versiegelte Probe im Ölbad unter hydrostatischen Druck gebracht, so verschwindet im Fall der Probe von Abb. 8 die Anisotropie bei 300 MPa vollständig. Die

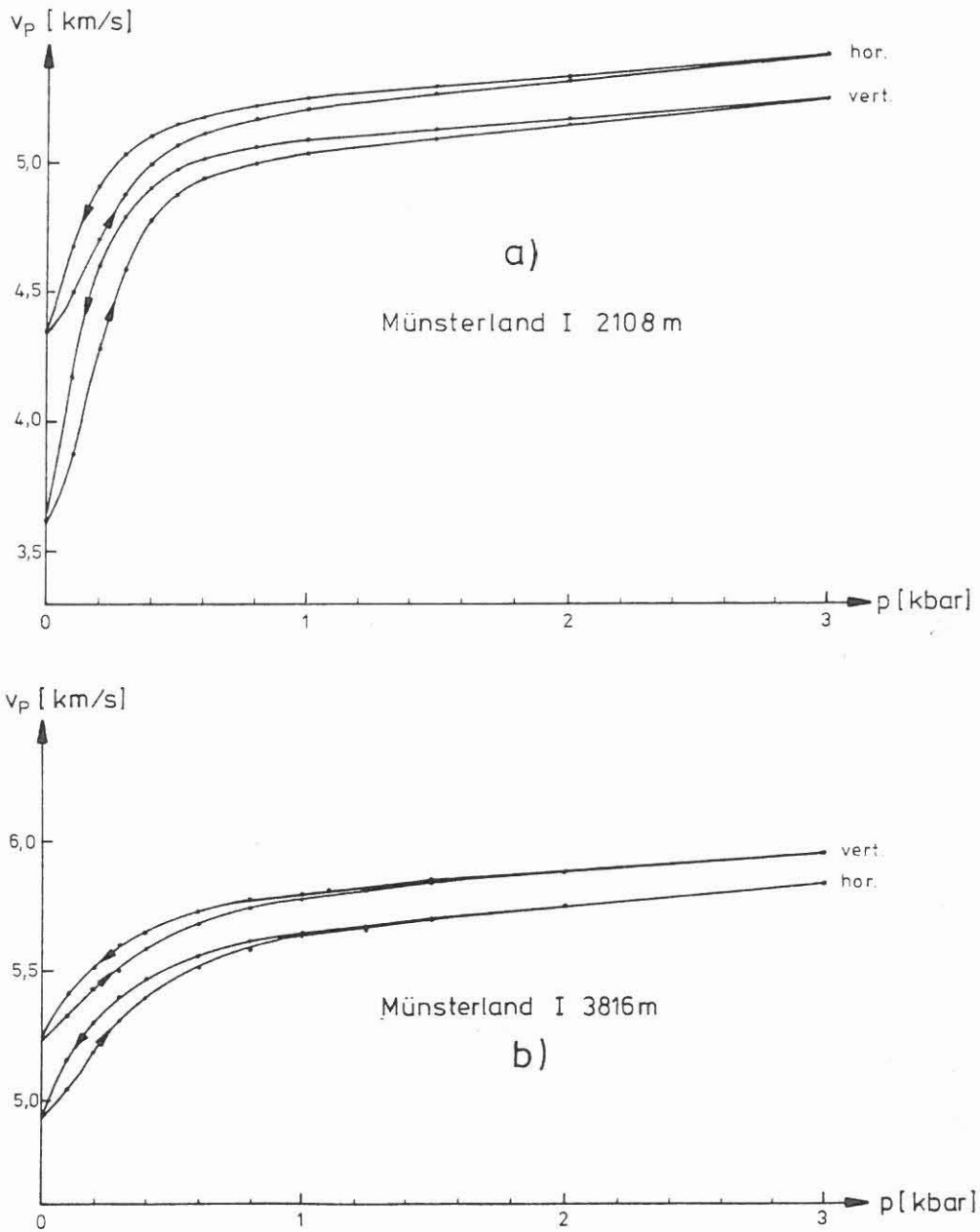


Abb. 9 Druckabhängigkeit von  $V_p$  in Kernen der Bohrung Münsterland I:  
a) aus 2108 m Tiefe  
b) aus 3816 m Tiefe

Anisotropie war also nicht texturbedingt, sondern ausschließlich mikrofraktuell. Als Azimut der maximalen horizontalen Druckspannung ergibt sich  $40^\circ$ . Die Druckabhängigkeit von  $V_p$  für Tonsandsteinkerne der Münsterland 1 - Bohrung aus 2108 und 3816 m Tiefe ist in Abb. 9a und b dargestellt. Der rasche Anstieg von  $V_p$  bei Drucken unterhalb 100 MPa ( 1 kbar ) ist durch Erhöhung des effektiven Elastizitätsmoduls mit zunehmender Schließung der Mikrorisse bedingt. Mit Hilfe theoretischer Ansätze für die elastischen Wellengeschwindigkeiten in Medien mit statistisch verteilten flachen Rissen läßt sich mit einem Ansatz von Stiller u. a. ( 1979 )  $V_p$  als Funktion der Rißdichte angeben. Die in den genannten Ansätzen begründete Funktion

$$V(p) = V_f(1+K_0 \cdot \exp(-p/p^*))^{-1} + B \cdot p$$

wird den Kurven der Abb. 9 optimal angepaßt. Dann ist  $p = p^*$  der Druck, bei dem 63 % der Risse geschlossen sind. Wir bezeichnen  $p^*$  als Schließungsdruck und betrachten ihn als Maß für die innere Spannung. Aus  $p^*$  als Funktion der Durchschallungsrichtung läßt sich der Eigenspannungstensor ermitteln. Es ist dies eine neue Variante der von Simmons et al. ( 1974 ) eingeführten Methode der "Differential Strain Analysis". Bei der DSA - Methode wird die Rißschließung statisch mit Hilfe von Dehnungsmeßstreifen verfolgt. Zum Vergleich ist in Abb. 10 die der Abb. 9a ( vert. ) entsprechende statische Kompressionskurve gezeigt. Ein systematischer Vergleich der

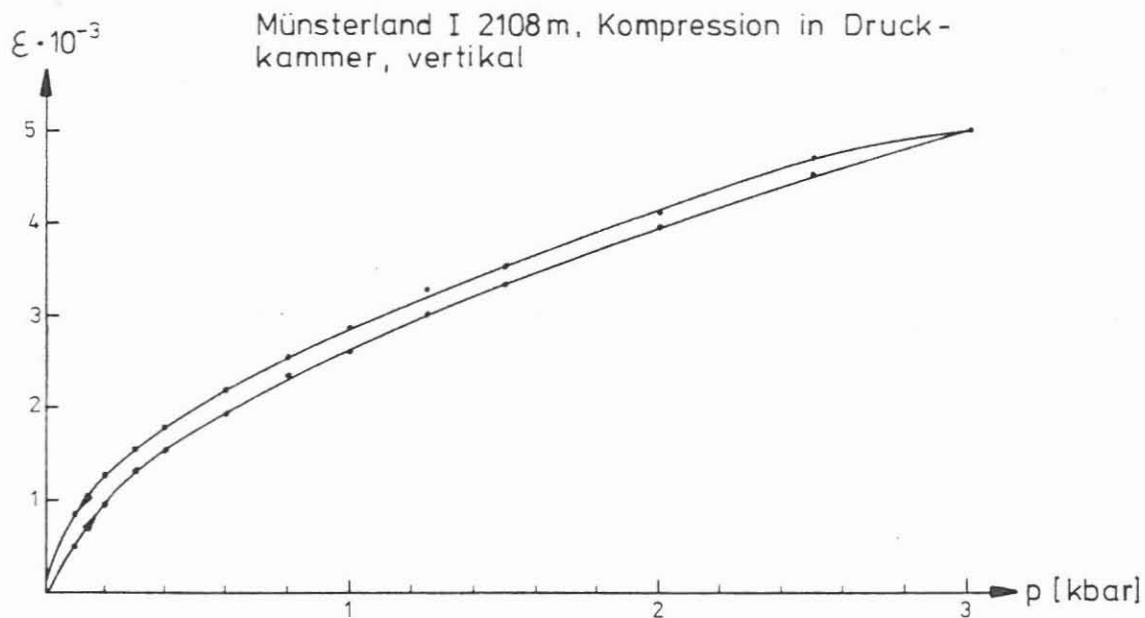


Abb.10 Achsiale statische Kompression der Probe von Abb. 9 unter hydrostatischem Druck

DSA - Methode mit der hier beschriebenen dynamischen Methode steht noch aus. Zum physikalischen Verständnis und zur theoretischen Untermauerung der Methode sollen die in Abschn. 1 erwähnten FE - Modellrechnungen beitragen. Die Anwendung der DSA - Methode auf Tiefbohrkerne ist von H. Baumann beabsichtigt.

### 5) Akustische Emission durch Riss-Stimulierung

Die Emission akustischer Signale in Gesteinen bei Mikrorißbildung ist in der Literatur vielfach beschrieben. Interessant ist aber, daß bei zyklischer Belastung erst dann akustische Aktivität beobachtet wird, wenn die Belastung der Probe den Wert vorhergehender Belastungen überschreitet. Dieser von J. Kaiser ( 1953 ) zunächst an Metallen entdeckte, aber später auch an anderen Stoffen, einschließlich Gesteinen, beobachtete und auch nach ihm benannte Effekt spiegelt also die "Erinnerung" des Materials an vorhergegangene Belastungen wieder. Wenn der "Kaiser Effekt" auch an Tiefbohrkernen zu beobachten ist, so ergibt sich damit eine weitere Möglichkeit, die in situ - Spannung nachträglich zu ermitteln. Kanagawa et al. ( 1976 ) beschreiben die Beobachtung des "Kaiser Effekts" an Bohrkernen aus Tuff. Durch einachsige Be-

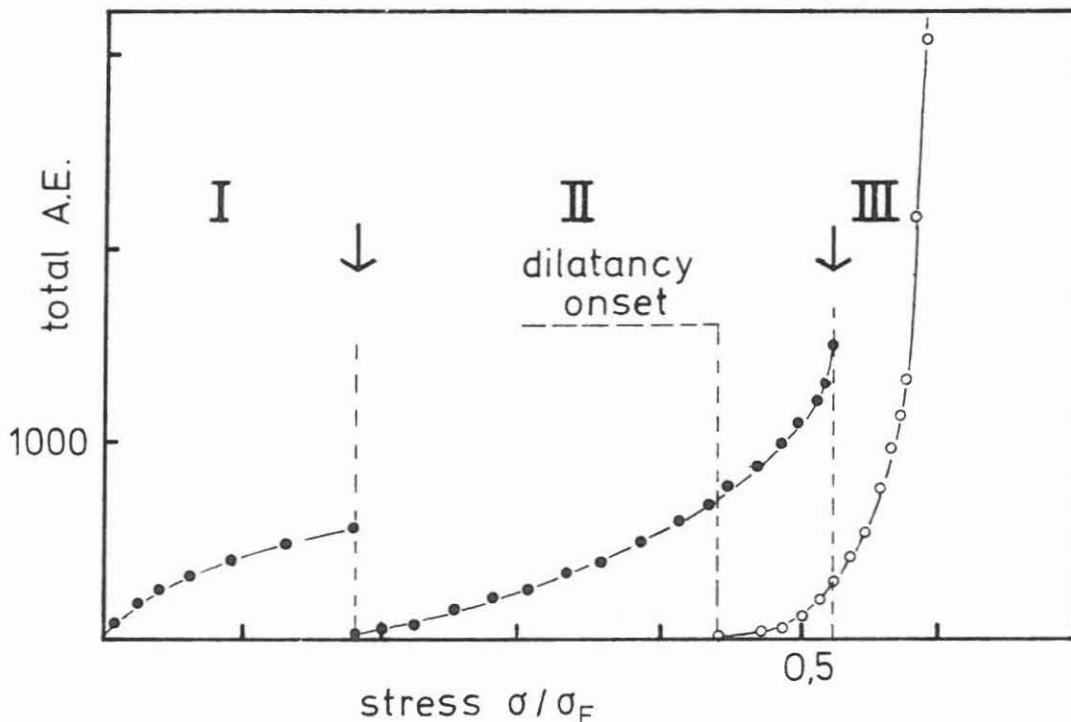


Abb.11 Kumulative Zahl akustischer Emissionssignale bei 3 Belastungsexperimenten. (Kurita u. Fujii, 1979).

Lastung unterschiedlich orientierter Proben ermittelten sie Komponenten des Spannungstensors, die gut mit denen von in situ-Spannungsmessungen übereinstimmen. Kurita und Fujii ( 1979 ) fanden den "Kaiser Effekt an Granitproben bestätigt, solange das Material unterhalb der Dilatanzgrenze belastet gewesen war ( Abb. 11 ). Das Verfahren wurde inzwischen für Sedimentkerne zur Anwendungsreife entwickelt ( Hughson and Crawford, 1986 ). Es ist jedoch noch keineswegs klar, wie lange das "Erinnerungsvermögen" des Gesteins anhält und durch welche Faktoren es beeinflusst wird. Dies wird derzeit im Rahmen einer Diplomarbeit untersucht unter Einsatz der von E. Aulbach im Rahmen von Be 299/63 konstruierten Präzisions-Spindelpresse. Erste Versuche lieferten Signale unterschiedlichen Typs mit dominierenden Frequenzen zwischen 25 und 500 kHz.

#### 6) Bruchversuche durch zentrische Probenbelastung.

Wie in der Modellskizze Abb. 2 zu sehen, treten in Gesteinen, die im Spannungsfeld diagenetisch verfestigt oder teilplastisch deformiert wurden, nach der Entlastung lokale Zugspannungen in Richtung der maximalen tektonischen Haupt(druck)spannung auf. Wird die Probe in ein externes Zugspannungsfeld gebracht, so kann es senkrecht zur maximalen tektonischen Hauptspannung zum Trennungsbruch kommen. Ein einfaches Belastungsexperiment wurde von Paulmann ( 1967 ) vorgeschlagen. Es werden in unterschiedlicher Orientierung kreisscheibenförmige Probekörper hergestellt und diese zentral in achsialer Richtung belastet. Unter der inhomogenen, aber radialsymmetrisch auftretenden ringförmigen Zugspannung kommt es zum Trennungsbruch. Reik ( 1973 ) konnte an einem größeren Probenkollektiv aus einheitlichem Sandstein zeigen, daß die Bruchorientierung nur geringe Streuung aufweist. Das Verfahren erinnert an "hydraulic fracturing", aber auch an den sog. Brazilian-Test. Die Experimente werden unter der Spindelpresse ausgeführt. Brauchbare Ergebnisse sind bei feinkörnigem, isotropem Gestein zu erwarten. Unsere Erfahrungen mit grobkörnigem Modellmaterial waren weniger günstig. Quantitative Aussagen über die tektonischen Vorbelastung sind vielleicht möglich, wenn die Scheibentest mit dem Brazilian-Test kombiniert wird.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß es eine Vielzahl von Experimenten an Bohrkernen gibt, die Hinweise auf geotektonische Vorbelastung geben.

Ihre Brauchbarkeit, ihre Aussagefähigkeit und der Grad der Übereinstimmung der Ergebnisse bedarf noch sorgfältiger und kritischer Prüfung. Dazu gehört auch die Texturanalyse des Gesteins sowie die röntgenographische Spannungsanalyse im Mikrobereich.

In der Arbeitsgruppe des Universitätsinstituts für Meteorologie und Geophysik, das sich im Rahmen des KTB mit Eigenspannungen in Bohrkernen befaßt, wirken außer dem Autor mit:

Dipl. Ing.	F. H. E. Aulbach
cand. geophys.	P. Bäumlner
cand. phys.	M. Lienert
cand. geophys.	M. Sobiesiak
cand. phys.	U. Wenzel
Dipl. Geol.	K. Wolter
cand. geophys.	A. Zang

Literatur

- BERCKHEMER, H. (1986): Restspannungen in Tiefbohrkernen. - Arbeitsbericht 1984/86, DFG-Projekt: Be 299/63-2 (62 Seiten)
- BERCKHEMER, H., AULBACH, E., BÄUMLER, P., SOBIESIAK, M., BAUMANN, H. (1985). Residual stress in drill cores. - 2nd Intern. Symp. on Observation of the Continental Crust through Drilling. Seeheim 1985, S.91
- BLANTON, T. L. (1983): the relation between recovery deformation and in - situ stress magnitudes. - SPE/DOE Paper No. 11624, Denver
- GREINER, G., ILLIES, H. (1977): Central Europe: Active or residual tectonic stress. - Pageoph 115, 11-26; Basel ( Birkhäuser-Verlag )
- HOLZHAUSEN, G. R., JOHNSON, A. M. (1979): The concept of residual stress in rock. - Tectonophysics, 58, 237-267
- HAUK, V., MACHERAUCH, E. (1982): Eigenspannungen und Lastspannungen. - Härteirei - Technische Mitteilungen, Beiheft 237 S.
- HUGHSON, D. R., CRAWFORD, A. M. (1986): Kaiser effect gauging: A new method for determining the pre-existing in-situ-stress from an extracted core by acoustic emissions. - Proceed. Intern. Sympos. Rock Stress and Rock Stress Measurements, Stockholm, S. 359-368.
- KURITA, K., FUJII, N. (1979): Stress memory of crystalline rocks in acoustic emission. - Geophys. Research Letters. 6, 9-12:
- NICHOLS, T. C. (1975): Deformation associated with relaxation of residual stresses in a sample of Barre Granite from Vermont. - U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 875, 32 S.
- REIK, G. A. (1973): Joints, microfractures and residual strain in Cardium siltstone, South Ram River area, Alberta. - Ph. D. Thesis, University of Toronto. 254 S.



- REIK, G., VARDAR, M. (1974): Bestehen Zusammenhänge zwischen residuellen Spannungen und tektonischer Beanspruchung? - Rock Mechanics 6, 101-116.
- SIMMONS, G., SIEGFRIED, R. W., FEVES, M. (1974): Differential strain analysis: A new method for examining cracks in rocks. - Journ. Geophys. Res. 79, 4383-4385.
- STILLER, H., WAGNER, F. C., VOLLSTÄDT, H. (1979): Influence of pressure and joints on the velocity of elastic waves. - Akademie d. Wissensch. der DDR, Geo- und Kosmos- Wissensch., Heft 9, 177-194.
- SWOLFS, H. S., HANDIN, I., PRATT, H. R. (1974): Field measurements of residual strain in granitic rock masses. - Advances in Rockmechanics, Proceedings of 3rd Congress ISRM. 2, 563-568. US - Committee for Rock Mechanics, National Acad. of Sciences, Washington D. C.
- TEUFEL, L. W. (1982): Prediction of hydraulic fracture azimuth from anelastic strain recovery measurements of oriented cores. - In: Goodman, R. E. u. Herze, E.: Issues in Rock Mechanics, 23rd Symps. on rock mechanics, Berkely.
- TEUFEL, L. W. (1983): Determination of in-situ stress from anelastic strain recovery measurements of oriented core. - SPE/DOE Paper No. 11649, Denver.