

**Zeitschrift:** Eclogae Geologicae Helvetiae  
**Herausgeber:** Schweizerische Geologische Gesellschaft  
**Band:** 77 (1984)  
**Heft:** 2

**Artikel:** Rheologische Untersuchungen an Gips  
**Autor:** Baumann, Werner  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-165512>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 24.02.2026

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

# Rheologische Untersuchungen an Gips

Von WERNER BAUMANN<sup>1)</sup>

## ZUSAMMENFASSUNG

Die Rheologie von Gipsproben aus dem schweizerischen Tafeljura wird untersucht. Aufgrund der Untersuchungen kann mit grosser Sicherheit angenommen werden, dass sich der Gips bei grösserer Verformung und/oder geringer Verformungsrate bereits bei geringeren Temperaturen entwässern lässt, als das aufgrund der theoretischen Gips–Anhydrit-Grenze (bei 58 °C und 1 atm) zu erwarten ist. Dieses Entwässern ist mit einer Verminderung der Fließfestigkeit verbunden. Das experimentell erarbeitete Fließgesetz lautet:

$$E = A \cdot \exp(-H/R \cdot T) \cdot (\sigma^n),$$

wobei  $A = 4,5$  (1/sec);  $H = 31,500$  (kcal/Mol);  $R = 1,986$  (cal/(Mol\*grad)) und  $n = 4,5$ .

Als Deformationsmechanismus lässt sich die Zwillingsbildung beobachten.

Es zeigt sich, dass der Gips eher mit Halit als mit Anhydrit verglichen werden kann. Bei leicht erhöhten Temperaturen ( $> 40^\circ\text{C}$ ) und geologisch relevanten Verformungsraten ist der Fließfestigkeitsunterschied zwischen Halit und Gips verschwindend klein. Aufgrund der Untersuchungen lassen sich Gips- und Anhydritdiapirismus besser erklären.

## ABSTRACT

The rheology of one type of gypsum of the Tafeljura in Switzerland is investigated. In contrast to the theoretical gypsum–anhydrite transition (58 °C and 1 atm) our results show that the dehydration reaction of gypsum is reached at lower temperatures during deformation with high strains and/or low strain rate. This dehydration goes together with a decrease in strength. The experimentally deduced flow law is of the following form:

$$E = A \cdot \exp(-H/R \cdot T) \cdot (\sigma^n),$$

with  $A = 4.5$  (1/sec);  $H = 31.500$  (kcal/Mol);  $R = 1.986$  (cal/(Mol\*grad)) and  $n = 4.5$ .

Twinning is the dominant deformation mechanism.

Comparative studies show that the properties of gypsum are closer to those of halite than of anhydrite. At slightly elevated temperatures ( $> 40^\circ\text{C}$ ) and relevant strain rates the difference between the flow resistance of halite and gypsum is negligible. Our results improve our understanding of diapirism in gypsum und anhydrite.

## 1. Einleitung

Aus Feldbeobachtungen ist bekannt, dass die Evaporite bei tektonischen Prozessen eine wichtige Rolle spielen. Evaporitlagen können als «Schmiermittel» in Scher- oder Bewegungshorizonten fungieren. Auch bei der Entwicklung von komplizierten tektonischen Strukturen (Boudinage, Brekziierung usw.) spielen sie zum Teil eine wichtige

---

<sup>1)</sup> Geologisches Institut, ETH-Zentrum, CH–8092 Zürich.

Rolle. Aus diesem Grunde ist es wichtig, dass das Verständnis über das rheologische Verhalten der Evaporite erweitert wird.

Halit wurde von HEARD (1972), ARIELI et al. (1982) und anderen genauer untersucht. Deformationsexperimente mit Anhydrit wurden von HANDIN & HAGER (1957, 1958); MÜLLER & SIEMES (1974) und vor allem von MÜLLER & BRIEGEL (1977, 1978) und MÜLLER et al. (1981) durchgeführt. MÜLLER & BRIEGEL (1978) entwickelten ein Fliessgesetz für Anhydrit, wie dies HEARD (1972) für Halit, SCHMID (1977) für Kalzit usw. entwickelt haben. Über ein weiteres Evaporitmineral, den Gips, finden sich ausser bei HEARD (1966) keine weiteren Informationen im Hinblick auf das rheologische Verhalten. HEARD beschränkt sich bei seinen Untersuchungen vor allem auf die Entwässerung des Gipses und deren Randbedingungen sowie auf die tektonische Interpretation. Es finden sich aber bei ihm keine Hinweise auf ein Fliessgesetz.

Es ist erstaunlich, dass der Gips bisher nicht intensiver untersucht wurde, obwohl dieses Mineral ähnliche Erscheinungen zeigt wie der gut untersuchte Halit (Diapirismus, Überschiebungshorizont usw.). Ein Grund liegt wohl darin, dass Gips nur in einem schmalen Temperaturbereich stabil ist. Auch sind diese Erscheinungen oft nicht oberflächennah aufgeschlossen, und es ist nicht von vornherein klar, was tektonischer Natur ist und was durch eine allfällige Hydratation von Anhydrit und/oder Ton hervorgerufen wird.

In der vorliegenden Arbeit werden die Ergebnisse von Triaxialexperimenten mit Gips beschrieben und diskutiert. Dabei wird versucht, die Rheologie in Form eines mathematisch formulierten Fliessgesetzes darzustellen. Als Untersuchungsmaterial fand ein natürliches Gipsgestein aus dem Bergwerk Felsenau der Gips-Union AG Verwendung (BAUMANN 1984; BAUMANN et al. 1984).

Die felsmechanischen Untersuchungen beschränken sich auf folgende Parameter: Umgebungsdruck, Temperatur und Verformungsrate. Auf die Verwendung eines Porendruckes wurde verzichtet, da in unserem Fall der Einfluss des Porendruck erzeugenden Mediums (Wasser) auf die Festphasen nicht abzuschätzen war (Phasenumwandlung). Nicht berücksichtigt wurde der Einfluss der Korngrösse. In unseren Untersuchungen fand Material einer Korngrösse Verwendung, wie es aller Wahrscheinlichkeit nach einem allfälligen Abscherungshorizont im Jura entsprechen würde. Es bleiben also auch nach diesen Untersuchungen Fragen offen, die nur durch detailliertere Untersuchungen beantwortet werden können. Solche hätten aber den Rahmen dieser Arbeit gesprengt. Mit den erarbeiteten felsmechanischen Erkenntnissen ist es möglich, die Hauptfragen, wie diejenigen der Dehydratation des Gipses bei tektonischen Bewegungen oder das Fliessverhalten der Gipsgesteine, zu beantworten.

### *Verwendete Abkürzungen*

|                       |  |
|-----------------------|--|
| CP                    | = Manteldruck (confining pressure) (bar); 10 bar = 1 MPa |
| T                     | = Temperatur (°C oder K)                                 |
| $\dot{\epsilon}$      | = Verformungsrate (/sec)                                 |
| H                     | = Aktivierungsenergie für Kriechen (kcal/Mol)            |
| $\sigma$              | = Stress (bar)   |
| $\sigma_1 - \sigma_3$ | = Differentialstress (bar)                               |
| R                     | = Gaskonstante (1,986 cal/Mol*grad)                      |
| A, n                  | = Konstanten im Fliessgesetz                             |
| E - 4                 | = $10^{-4}$  |

## 2. Experimentelles Vorgehen

Die verwendete Apparatur ist eingehend in MÜLLER & BRIEGEL (1977) beschrieben. Im folgenden sollen nur das experimentelle Vorgehen und die verschiedenen Versuchsarten kurz beschrieben werden.

Als Experimentiermaterial diente ein mehr oder weniger homogener Gips aus dem Bergwerk Felsenau (vgl. Kap. 3). Alle Proben wurden orientiert aus demselben Gesteinsbrocken herausgebohrt. Es wurden zylindrische Proben von 12 mm Durchmesser und etwa 24 mm Länge verwendet. Die Zylinderflächen mussten auf wenige Hundertstel Millimeter planparallel geschliffen sein, um eine gleichmässige Druckübertragung zu gewährleisten. Um die Proben vor und nach dem Versuch vergleichen zu können, wurden sie gemessen und gewogen. Mit der Gewichtskontrolle wurde versucht, allfällige Wasserverluste durch die Dehydration des Gipses zu erfassen. Die Versuchsanordnung erlaubte ein Entweichen des Porenwassers. Damit kein Hydrauliköl in die Gipsproben gelangen konnte, wurden sie in der Druckzelle von einem ausgeglühten Kupferrohrmantel der Wandstärke 0,15 mm umschlossen.

Nachdem die Probe in der Druckzelle montiert und letztere im Rahmen zentriert war, wurde der nötige Manteldruck (CP) langsam aufgebaut. Dieser musste manuell während des ganzen Versuches konstant gehalten werden. Durch den Antrieb wurde nun sukzessive die Verformung erhöht, bis die Probe brach oder eine bestimmte Verformung erreicht hatte.

Auf einem Mehrkanalschreiber sind folgende Variablen ständig registriert worden:

- Last über eine Last-Messdose (Dehnmeßstreifen)
- Verformung über einen Weggeber (LVDT)
- Manteldruck (CP) über ein Manometer
- Temperatur (T) der Probe (möglichst nahe der Probe) mit Thermoelement

Alle registrierten Daten wurden dann mittels eines Computerprogrammes korrigiert. Dabei wurden die Apparate- und die Kupferrohrverformung sowie die Durchmesseränderung der Probe berücksichtigt.

Es wurden drei verschiedene Typen von Versuchen durchgeführt:

- N-Versuche (Experimente bei konstanter Verformungsrate):

Bei diesen Experimenten wurden die Proben mit konstanter Vortriebsgeschwindigkeit des Kolbens verformt.

- R-Versuche (Relaxationsexperimente):

Diese Art von Experiment (z. B. SCHMID 1977) ergibt eine grosse Anzahl von Informationen bezüglich des rheologischen Verhaltens eines Gesteins mittels eines einzigen Versuches. Ein normal ablaufender N-Versuch wird bei der gewünschten Verformung gestoppt, ansonst aber unter kontinuierlichen Bedingungen weiter beobachtet. Die in der Apparatur und Probe gespeicherte elastische Energie wird langsam abgebaut, indem die Probe plastisch weiter verformt wird. Dabei ändern sich Fließspannung und Verformungsrate stetig. Diese Art von Experiment ist nur für Gesteine zulässig, die bei Bedingungen des Gleichgewichtsfließens deformiert werden, d. h. ein vorwiegend plastisches Verhalten zeigen, indem sie sich unter relativ konstantem Druck stetig weiterverformen lassen.

- S-Versuche («stepping test»-Experimente):

Auch diese Experimente (z. B. MÜLLER & BRIEGEL 1980) liefern nur brauchbare Daten im Bereich des Gleichgewichtsfließens. Bei diesen Experimenten ändert man die Vortriebsgeschwindigkeit des Kolbens, nachdem sich bei einem normalen N-Triaxialtest eine konstante Fließspannung eingespielt hat. Durch dieses Vorgehen ändern sich die Verformungsrate und die Differentialspannung. Dieser Vorgang kann mehrmals wiederholt werden, wobei jedesmal ein neues Datenpaar resultiert. Zur Kontrolle ist es günstig, am Ende des Versuchs zur ursprünglichen Vortriebsgeschwindigkeit zurückzufahren, wobei man dann bei der ursprünglichen Verformungsrate wieder die entsprechende Differentialspannung erhalten sollte.

Der Vorteil der beiden letzteren Versuchstypen liegt darin, dass sie mehrere Verformungsraten im gleichen Experiment zulassen und damit mehr Datenpunkte für die Erarbeitung eines Fließgesetzes ergeben. Eine allfällige Änderung im Deformationsmechanismus ist von der Verformungsrate und der Temperatur abhängig. Da derart verformte Proben (S- und R-Versuche) aber mehrere Verformungsraten erduldet haben, sind sie für eine mikroskopische und diffraktometrische Untersuchung nur bedingt geeignet. Somit sind für die Bestimmung des Deformationsmechanismus nur N-Versuche geeignet.

Die Versuchsdauer, unabhängig von der Versuchsart, variiert zwischen einigen wenigen Stunden (Verformungsrate E-5/sec) und mehreren Tagen (Verformungsrate E-7/sec). Daraus ist ersichtlich, dass die Daten nur unter grossem Zeitaufwand gewonnen werden konnten. Es ist daher nicht verwunderlich, dass sich die Anzahl der Experimente in Grenzen hält.

### 3. Das Probenmaterial

Das Probenmaterial stammt aus dem Bergwerk Felsenau (Gips-Union AG), im Tafeljura bei Koblenz. Alle verwendeten Proben wurden aus dem gleichen Gesteinsblock gewonnen. Durch dieses Vorgehen kann eine annehmbare Reproduzierbarkeit der Experimente erreicht werden. Der Gipsblock stammt aus dem mittleren Muschelkalk (Sulfatserie) und hat damit keine hohen Temperaturen erlebt (kleiner als 50°C). Es wurde darauf geachtet, dass die Probenkörper einen möglichst homogenen Aufbau aufweisen. So wurden Proben mit 1 mm breiten, verheilten Gipsklüften bei den Triaxialversuchen nicht verwendet.

Tabelle 1: *Kenndaten des für die Deformationsexperimente verwendeten Gipses.*

Mineralbestand:

- Gips ca. 85 %
- Quarz 8 %
- Chlorit 4 %
- Anhydrit 3 %
- Zirkon akzess.

Korngrösse:

|              | Gips   | Anhydrit |
|--------------|--------|----------|
| Durchschnitt | 0.1 mm | 0.01 mm  |

Felsmechanische Kenndaten

scheinbares E-Modul: 10 000 bar

Kohäsion:  $\tau_c =$  ca. 380 bar

Winkel der inneren Reibung:  $\phi = 10^\circ$

Der Gips ist sehr feinkörnig (etwa 0,1 mm) und relativ homogen. Er zeigt eine schwache «Schichtung». Die Proben wurden schichtparallel erbohrt. Anisotropieversuche, d. h. Versuche, bei denen die Probenlängsachse senkrecht zur «Schichtung» steht, wurden nicht durchgeführt.

### 4. Resultate

#### 4.1 Allgemeine Resultate

In Figur 1 ist die Differentialspannung in Abhängigkeit der Verformung und des Manteldrucks dargestellt. Jede Kurve zeigt den Verlauf eines Experimentes bei einem bestimmten Manteldruck. Dabei wurden die Temperatur (20°C) und die Verformungsrate (4,5 E-5/sec) konstant gehalten. Die Ergebnisse bei Raumtemperatur zeigen, dass beim verwendeten Gips bei Manteldrücken bis etwa 200 bar der einfache Sprödbbruch vorherrscht. Das Gestein wird dabei nur in unmittelbarer Nähe des Bruches verändert. Diese Art von Verformung wird aber ab etwa 200 bar Manteldruck durch intrakristalline Deformationsmechanismen oder kataklastisches Fließen abgelöst.

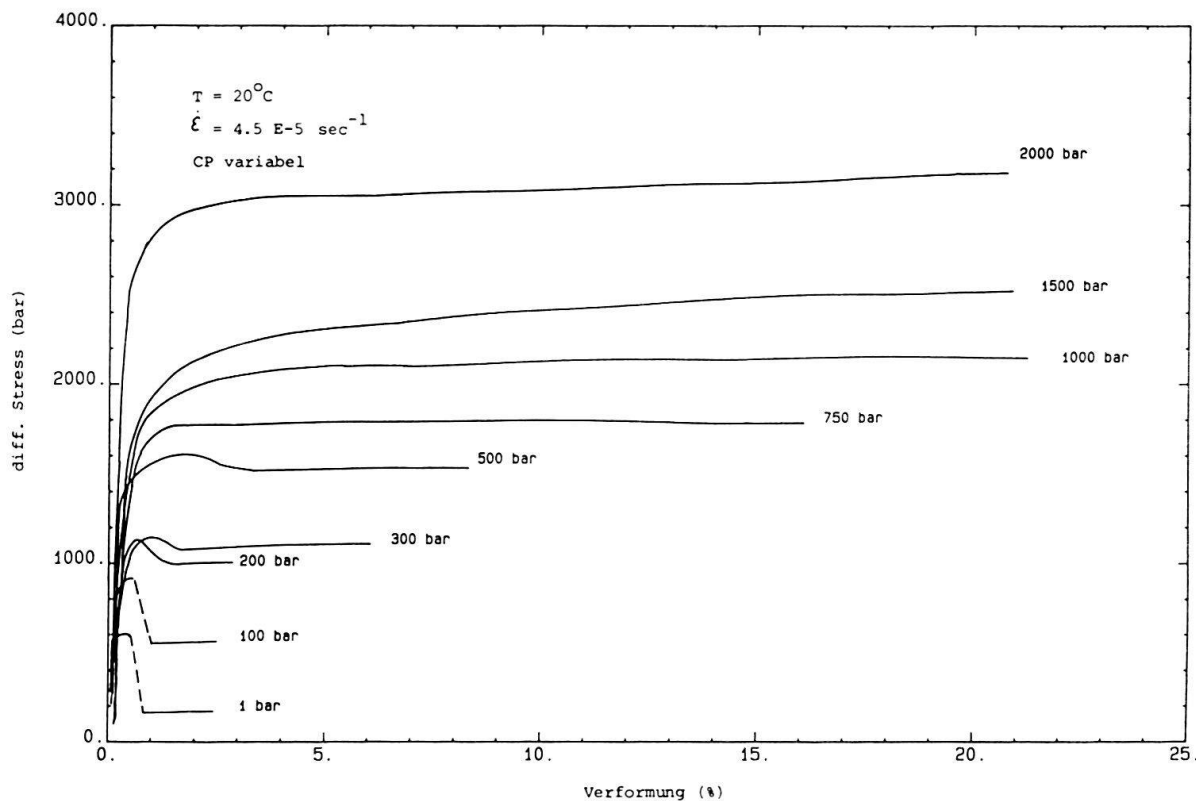


Fig. 1. Verformungs-Spannungs-Diagramm bei gleicher Verformungsrate und gleicher Temperatur, aber variablem Manteldruck.

Sobald der Manteldruck auf über 200 bar ansteigt, zeigt unser Gips bei einer Verformungsrate von  $4,5 \cdot 10^{-5}/\text{sec}$  bereits nach wenigen Prozenten Verformung deutliches Fließverhalten. Die Festigkeit hängt sehr stark vom Manteldruck ab.

Sobald das Gestein in den Bereich des Gleichgewichtsfließens kommt, findet bei weiterer Verformung kein Ansteigen der Festigkeit mehr statt. Allgemein kann gesagt werden, dass der Gips bereits nach wenigen Prozenten das Stadium des Gleichgewichtsfließens erreicht. Der Bereich der Verformungshärtung (work hardening) ist kaum festzustellen.

Eine Manteldruckabhängigkeit kann bei allen Versuchen beobachtet werden. Der Übergangsbereich zwischen elastischer (linearer, steiler Kurvenanstieg) und duktiler (horizontaler Teil) Verformung ist sehr klein und tritt zwischen 0,5% und einigen Prozenten Verformung auf. Eine systematische Abnahme des E-Moduls (Steigung der Geraden), die erwartungsgemäß abhängig vom Manteldruck wäre, ist nicht deutlich zu erkennen.

Da der Differentialstress vom Manteldruck abhängig ist, stellte sich die Frage, welcher Umgebungsdruck für die Experimente zu wählen sei. Bei unseren Untersuchungen haben wir 1500 bar gewählt, weil bereits umfangreiche Untersuchungen von Halit und Anhydrit bei diesem oder ähnlichen Umgebungsdrücken gemacht wurden. Geologisch gesehen sind allerdings die 1500 bar nicht realistisch, da sie einer Tiefe von rund 6500 m entsprechen. In einer solchen Tiefe kann bei normalen geothermischen Gradienten ( $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ) kein Gips mehr erwartet werden. Wie sich weiter unten noch deutlich zeigen wird, werden die durch die Annahme eingeführten Fehler unser Fließgesetz nicht signi-

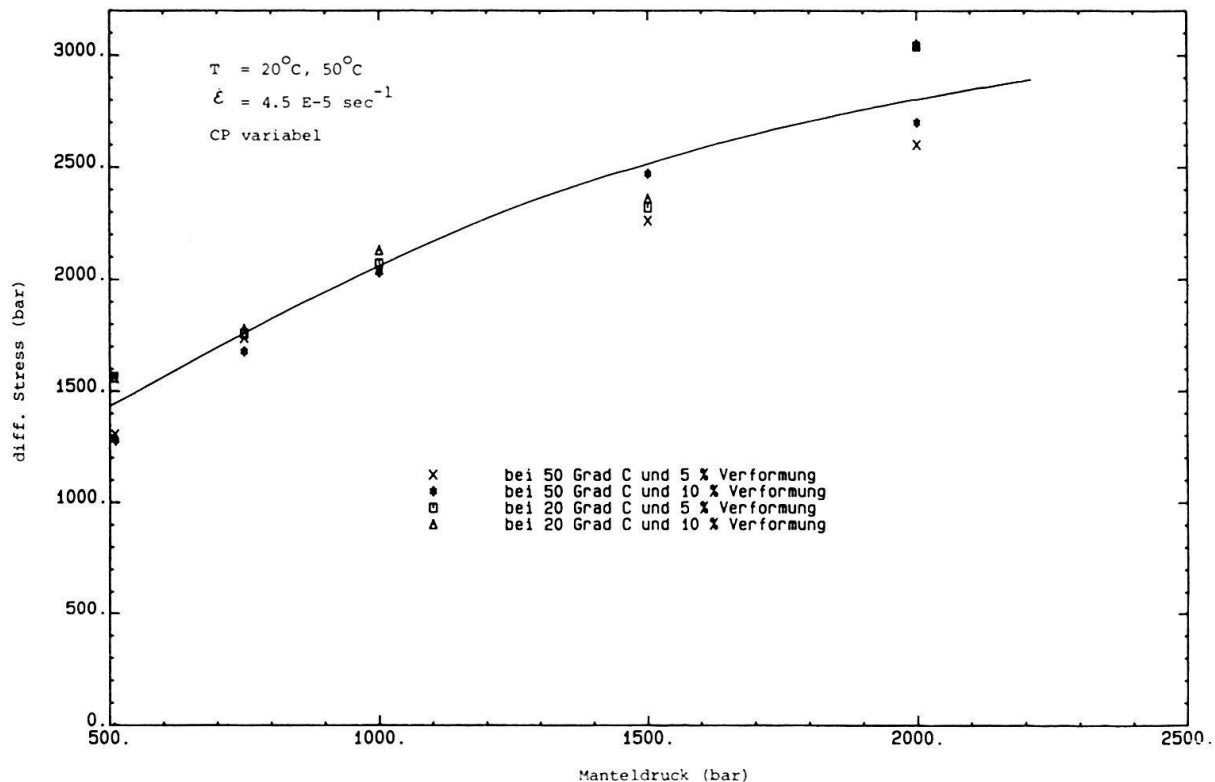


Fig. 2. Manteldruck-Spannungs-Diagramm bei zwei Temperaturen und konstanter Verformungsrate.

fikant beeinflussen. Insbesondere bei höheren Temperaturen und niedrigen Verformungsraten werden die Differenzen, die durch die Manteldruckabhängigkeit entstehen, relativ klein.

In Figur 2 ist der Verlauf der Manteldruckabhängigkeit vereinfacht dargestellt. Es konnte festgestellt werden, dass die Temperatur nur einen kleinen Einfluss auf die Abhängigkeit ausübt. Die Abhängigkeit des Differentialstress vom Manteldruck ist aber sehr deutlich zu erkennen. Bei 300–400 bar Umgebungsdruck erreicht die Fließfestigkeit ungefähr die Hälfte des Wertes wie bei 1500 bar. Bei tieferen Umgebungsdrücken liegt die Fließfestigkeit entsprechend tiefer bzw. tritt Spröbruch ein.

Wenn man nun ein Spannungs-Verformungs-Diagramm bei konstanter Verformungsrate und konstantem Manteldruck, aber bei verschiedenen Temperaturen betrachtet, ergibt sich kein einheitliches Bild (Fig. 3). Die Beispiele für 20°C bis 60°C liegen in einem Band, in dessen Bereich keine Systematik zu erkennen ist. Ein ganz anderes Bild zeigen die Versuche bei 65°C und 100°C. Nach einem Festigkeitsmaximum sinken die Kurven recht stark ab. Der Verlauf der Kurven muss mit der Gips-Umwandlung (Dehydration) in Zusammenhang gebracht werden.

Die 20–60°C-Kurven zeigen keine typische Verformungshärtung («work hardening»). Schon bei rund 4% Verformung befinden sich bereits alle Versuchsreihen im Bereich des Gleichgewichtsfließens. Die Festigkeit bei 7% Verformung variiert zwischen 2100 und 2700 bar. Aus diesem Grunde ist es zulässig, die Festigkeiten bei 10% Verformung zu bestimmen und miteinander zu vergleichen. Problematischer sind die Angaben über die Festigkeit bei den 63°- bzw. 65°- und 100°C-Kurven. Bei 10% Verformung erhält man einen zu tiefen Wert. Aus systematischen Gründen wurde trotzdem die Spannung bei 10% Verformung gemessen.

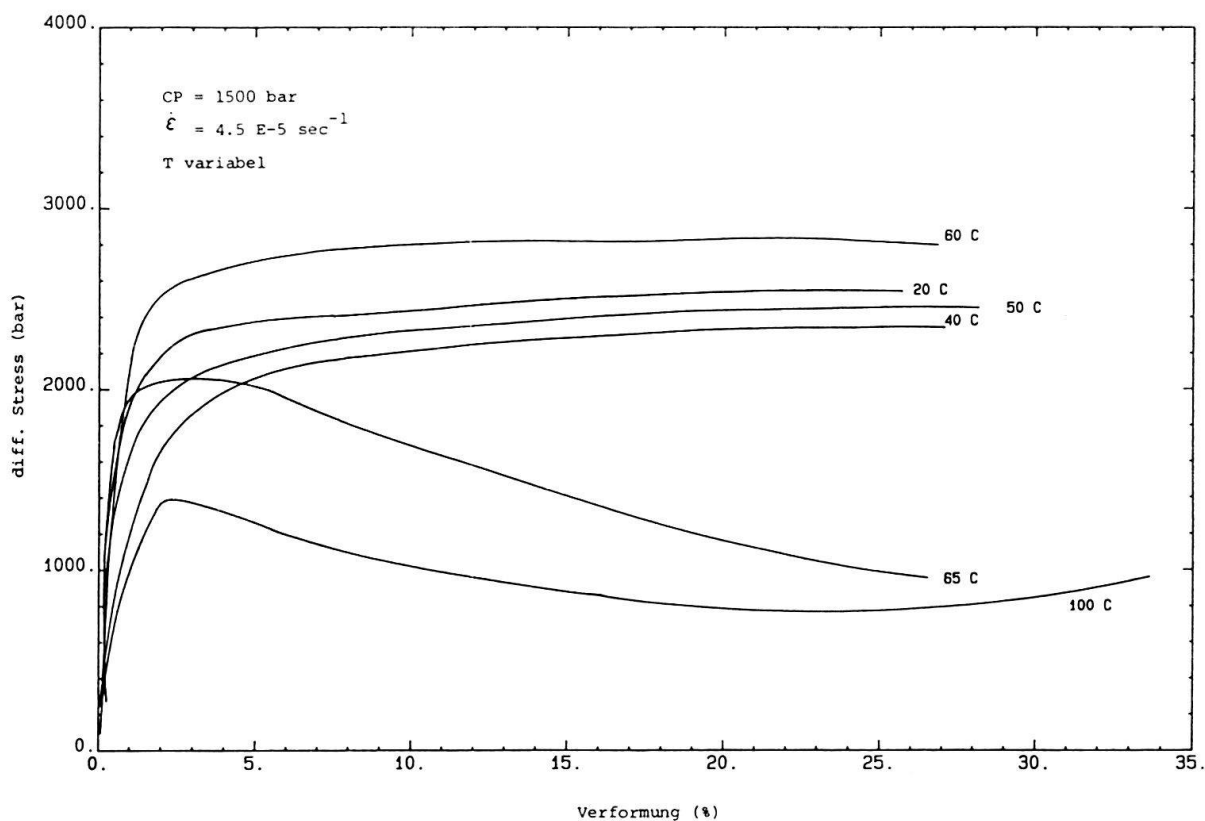


Fig. 3. Verformungs-Spannungs-Diagramm bei konstanter Verformungsrate, konstantem Manteldruck und variabler Temperatur.

#### 4.2 Spannungs-Verformungs-Diagramme bei verschiedenen Verformungsraten und Temperaturen

In diesen Diagrammen (Fig. 4–8) ist jeweils eine repräsentative Auswahl von Spannungs-Verformungs-Kurven bei verschiedenen Verformungsraten wiedergegeben. Auf der Abszisse ist die Verformung des Probenkörpers in Prozenten aufgetragen, die Ordinate zeigt die axiale Differenzspannung ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ), d. h. den axialen Druck vom Stempel auf die Probe minus Manteldruck. Die Verformungsrate ist jeweils bei den einzelnen Kurven angeschrieben.

##### 4.2.1 Triaxialexperimente bei 20°C Versuchstemperatur (Fig. 4)

Die mit der verwendeten Triaxialapparatur möglichen Verformungsraten liegen zwischen  $E-4$  und  $E-7/\text{sec}$ . Die Kurven dieser Experimente liegen in einer Bandbreite von etwa 400–500 bar. Der elastische Bereich ist relativ klein (unter 1% Verformung). Im elastischen Bereich ist der Anstieg der Kurven naturgemäß steil, wobei sich die Kurven zum Teil schneiden. Es ist kaum eine Verformungshärte festzustellen. Zwischen 0,3 und 1% Verformung beginnen die Kurven schnell umzubiegen, um nach wenigen Prozenten bereits den Gleichgewichtsbereich zu erreichen. Eine Tendenz der Kurvenlage in Abhängigkeit der Verformungsrate kann nicht erkannt werden. Wider Erwarten zeigt das Experiment, durchgeführt bei einer Verformungsrate von  $4,5 E-5$ , eine kleinere Fließfestigkeit als dasjenige bei einer Verformungsrate von  $2,8 E-7$ . Es scheint, dass diese Bandbreite den Streubereich der Experimente widerspiegelt.

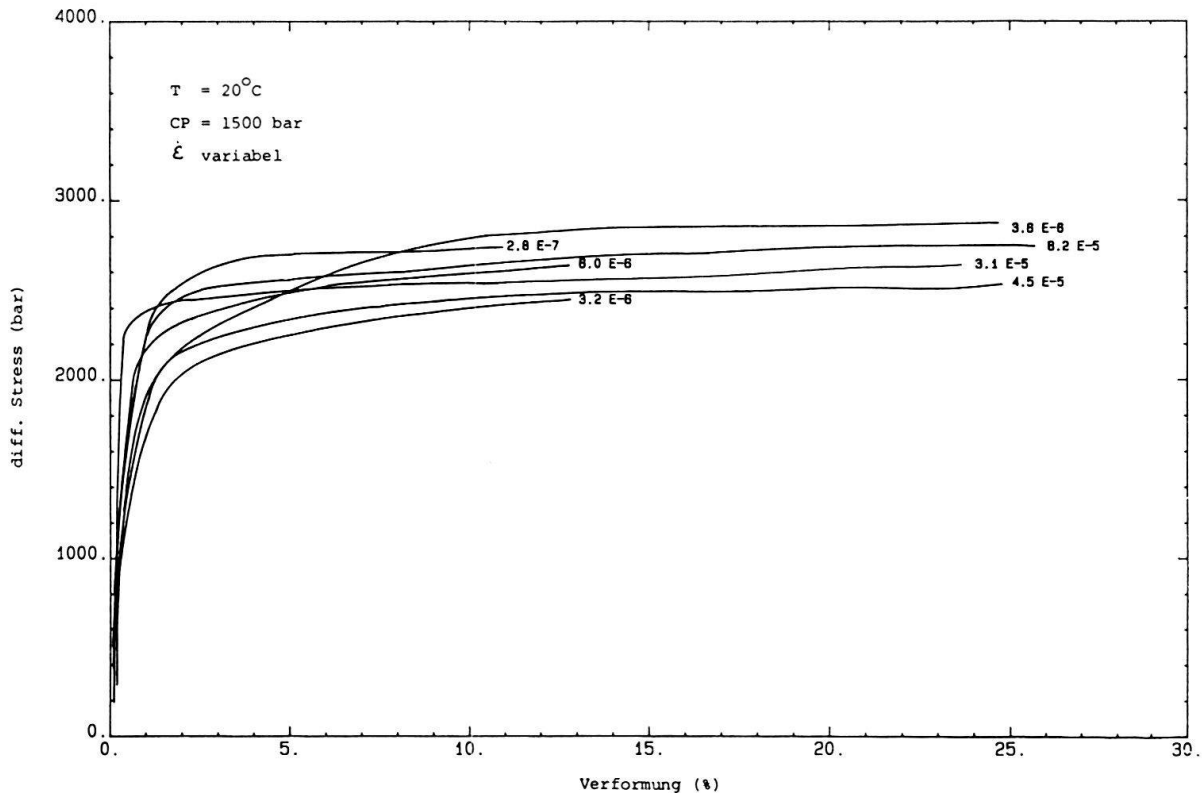


Fig. 4. Verformungs-Spannungs-Diagramm bei  $20^{\circ}\text{C}$ , 1500 bar Manteldruck und variabler Temperatur.

#### 4.2.2 Triaxialexperimente bei $40^{\circ}\text{C}$ Versuchstemperatur (Fig. 5)

Die Experimente mit einer Verformungsrate von etwa  $E-5$  lassen sich noch mit denjenigen bei  $20^{\circ}\text{C}$  vergleichen. Die Experimente mit einer Verformungsrate von  $E-6$  erreichen bei 3–5% Verformung ein Maximum der Festigkeit. Anschliessend zeigen die Versuche einen Abfall der Fließfestigkeit («work softening»). Selbst bei einer Verformung von über 25% nimmt die Festigkeit noch weiter ab. Bei welcher Verformung sich diese Abnahme stabilisiert oder gar wieder eine leichte Zunahme der Festigkeit zu erwarten ist, lässt sich aufgrund unserer Experimente nicht mit Sicherheit sagen. Die entsprechenden Proben zeigen keine Gewichtsveränderung am Ende des Experimentes. Die Lage des Übergangs zwischen dem elastischen Bereich und dem Gleichgewichtsfließen bzw. dem «work softening» ist verschieden.

#### 4.2.3 Triaxialexperimente bei $50^{\circ}\text{C}$ Versuchstemperatur (Fig. 6)

Im Vergleich zu den Experimenten, die zwischen  $20^{\circ}$  und  $40^{\circ}\text{C}$  durchgeführt wurden, lässt sich generell ein weiteres Absinken der Fließfestigkeit beobachten (2400–1700 bar). Der bei den  $40^{\circ}\text{C}$ -Versuchen festgestellte Sachverhalt, dass Versuche mit langsamen Verformungsrate ein Festigkeitsmaximum aufweisen, lässt sich auch bei den  $50^{\circ}\text{C}$ -Experimenten verfolgen. Zu erkennen ist ein langsames Stabilisieren des Absinkens (z. B. Kurve 4,2  $E-7$ ). Ein allfälliger Wiederanstieg der Festigkeit mit zunehmender Verformung kann noch nicht festgestellt werden. Im elastischen Bereich ist kaum eine weitere Abnahme der Kurvensteilheit zu beobachten.

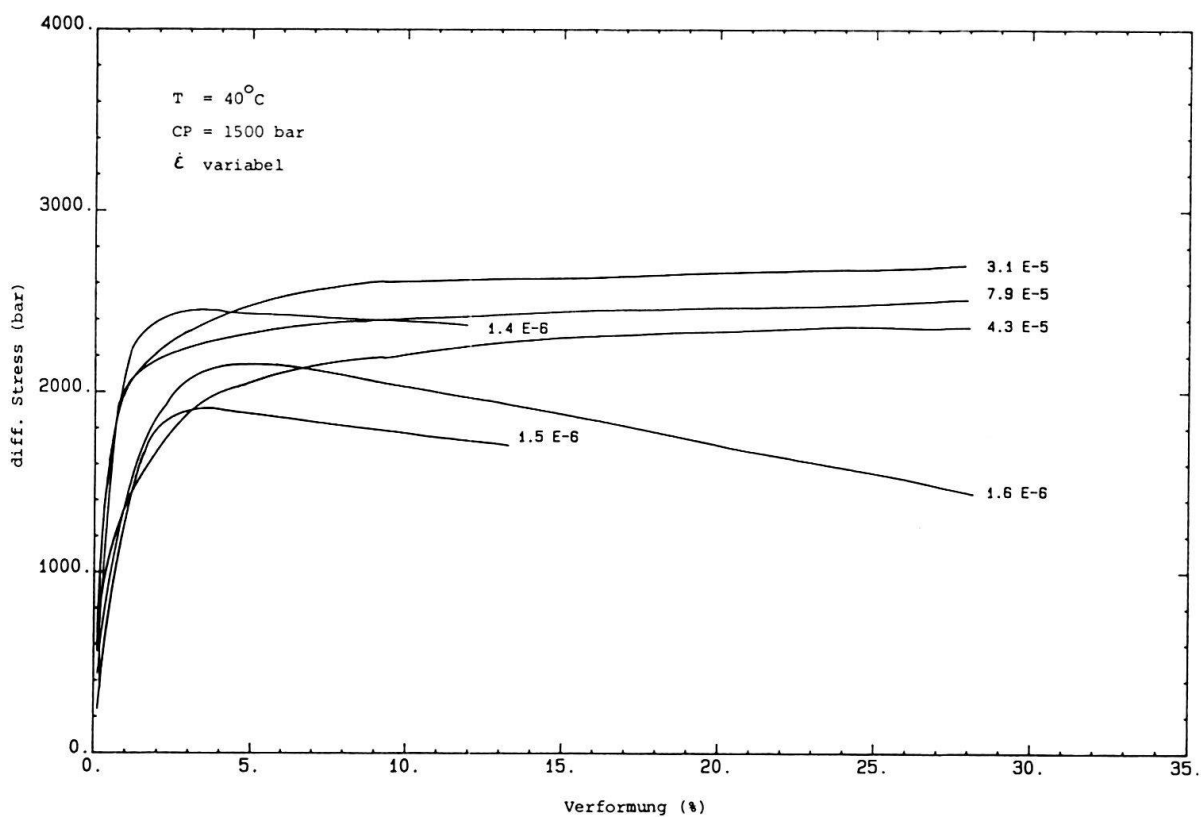


Fig. 5. Verformungs-Spannungs-Diagramm bei 40 °C, 1500 bar Manteldruck und variabler Verformungsrate.

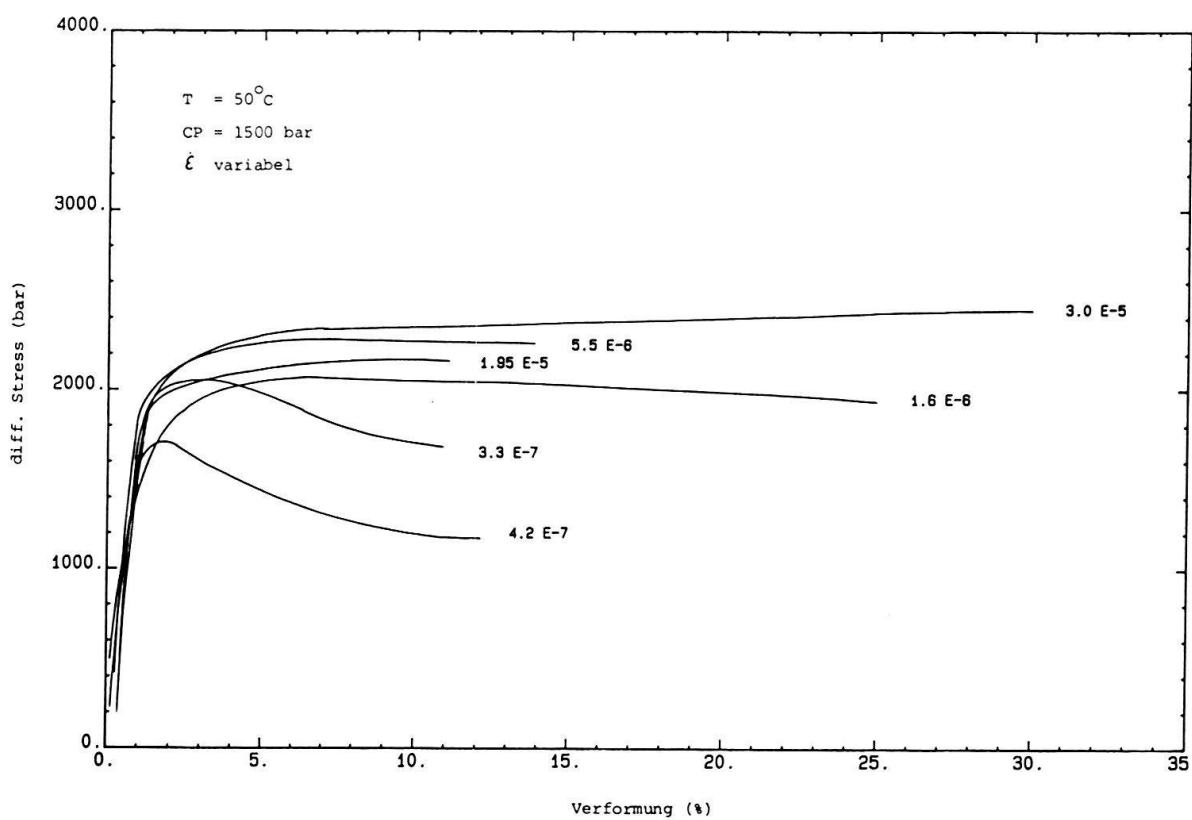


Fig. 6. Verformungs-Spannungs-Diagramm bei 50 °C, 1500 bar Manteldruck und variabler Verformungsrate.

Die Resultate der Experimente, die mit einer Verformungsrate von  $E-7/\text{sec}$  durchgeführt wurden, werden zur Bestimmung eines Fließgesetzes problematisch. Wenn man nämlich jeweils die Fließfestigkeit bei einer bestimmten Verformung berechnen will, so erhält man nicht das Maximum der Fließgrenze, sondern unter Umständen einen zu tiefen Wert und umgekehrt.

#### 4.2.4 Triaxialexperimente bei $63^\circ\text{C}$ Versuchstemperatur (Fig. 7)

Bei einer Temperatur von  $63^\circ\text{C}$  und einem Umgebungsdruck von 1500 bar befinden wir uns im Stabilitätsfeld des Gipses (theoretische Stabilitätsgrenze bei 1500 bar lithostatischem Druck rund  $75^\circ\text{C}$ ). Die Versuche wurden, wie auch diejenigen bei  $100^\circ\text{C}$ , sofort nach Erreichen der vorgesehenen Temperatur gestartet.

Bei grösseren Verformungsraten ( $E-5/\text{sec}$ ) kann Gleichgewichtsfließen beobachtet werden. Bei kleineren Verformungsraten ( $E-7/\text{sec}$ ) haben wir ein deutliches Maximum der Fließfestigkeit, das bei etwa 2–4% Verformung liegt. Wird die Verformung vergrößert, so fällt die Spannung deutlich ab («work softening»). Die Differenz zwischen Maximum und Minimum beträgt bei diesen Experimenten bis zu 900 bar, d.h., nachdem eine maximale Festigkeit erreicht worden ist, kann im Verlaufe der weiteren Verformung die Festigkeit bis zur Hälfte des maximalen Wertes abnehmen. Es scheint nach dem Verlauf der Kurven in Figur 2.7, dass sich bei diesen Bedingungen eine minimale Fließfestigkeit von etwa 800–1000 bar einpendelt, jedenfalls zeigen die Kurven eine wiederum steigende Tendenz bei grosser Verformung.

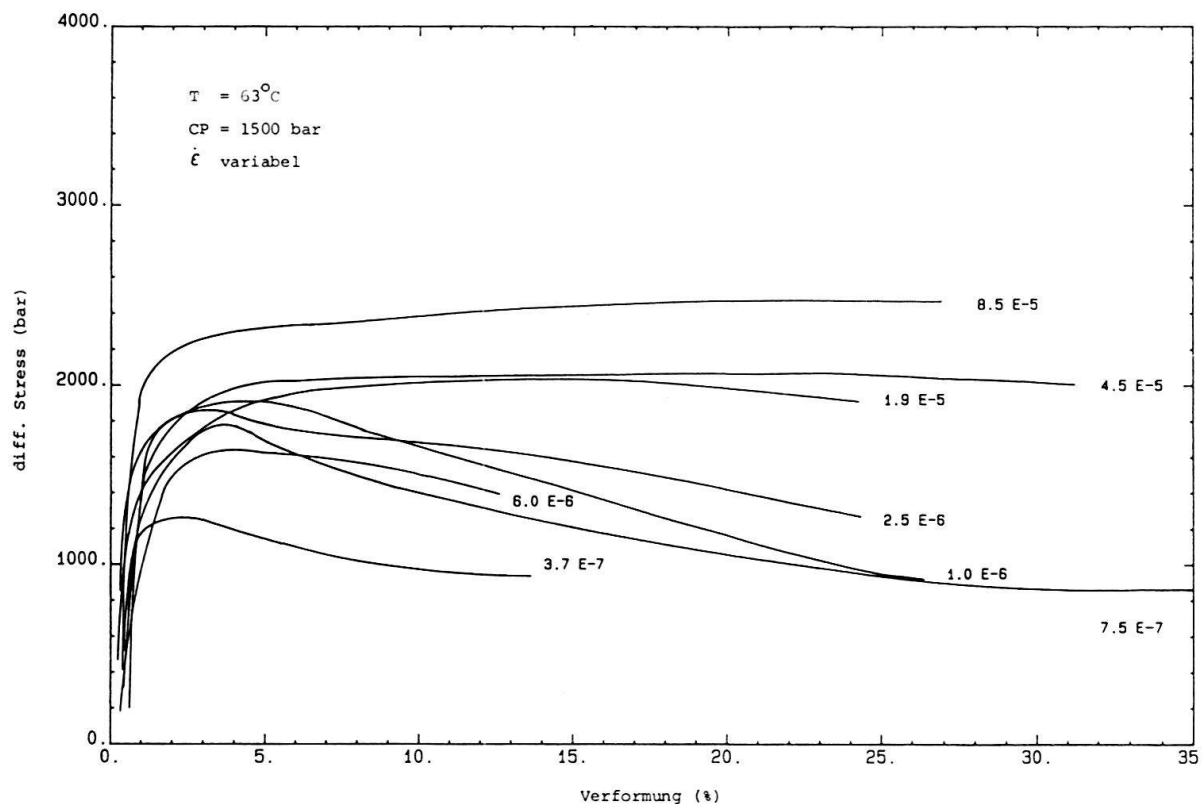


Fig. 7. Verformungs-Spannungs-Diagramm bei  $63^\circ\text{C}$ , 1500 bar Manteldruck und variabler Verformungsrate.

#### 4.2.5 Triaxialversuche bei 100°C Versuchstemperatur (Fig.8)

Bei einer Temperatur von 100°C befinden wir uns deutlich ausserhalb des Stabilitätsfeldes von Gips. Die Steigung der Kurve im elastischen Bereich hat sich beträchtlich verkleinert und damit auch das E-Modul. Alle Experimente weisen nach einigen Prozenten Verformung ein Maximum der Fließfestigkeit auf. Dieses Maximum liegt für diese Experimente zwischen 2900 und 1000 bar. Werden die Gipsproben weiter verformt, so sinkt die Fließfestigkeit ab und erreicht bei entsprechender Verformung ein Minimum; danach erfolgt ein erneuter Anstieg, der mit zunehmender Verformung das erste Maximum übersteigen kann.

Worauf die verschiedenen Tendenzen zurückzuführen sind, wird in Kapitel 7 behandelt.

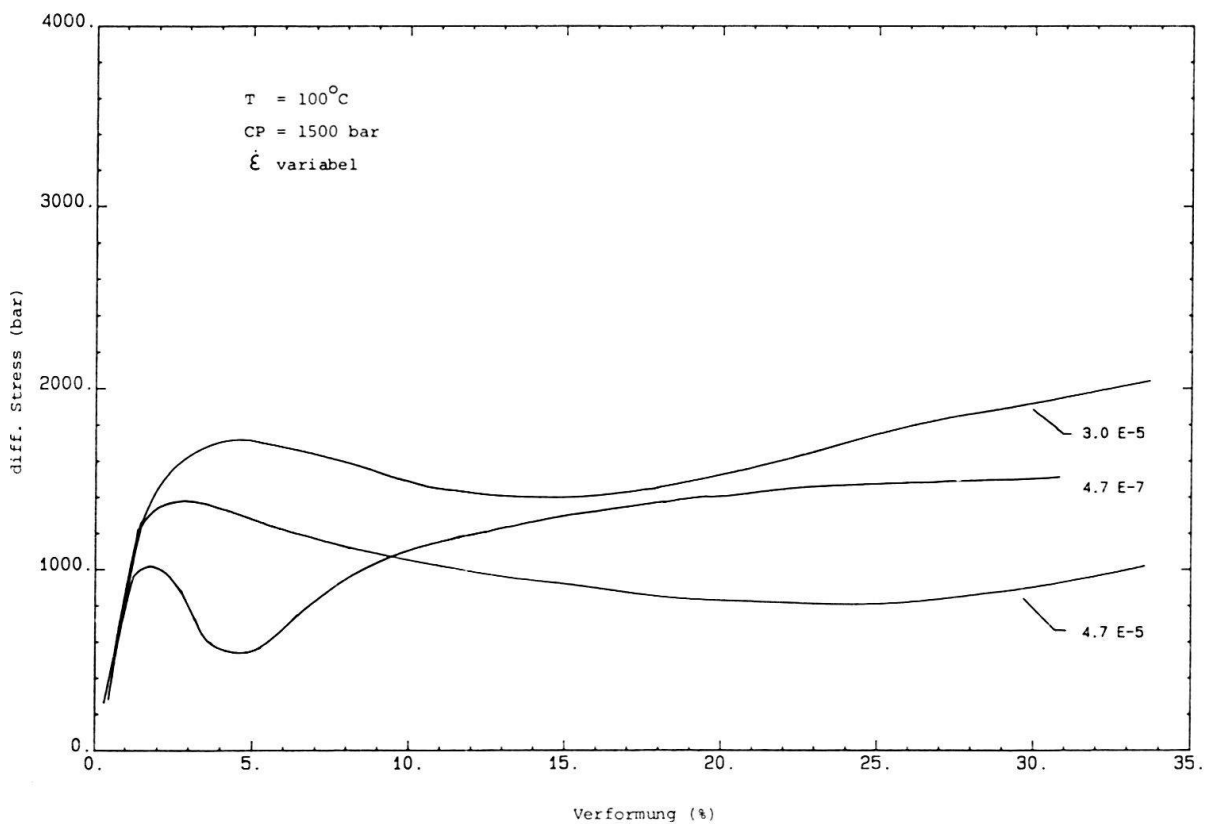


Fig.8. Verformungs-Spannungs-Diagramm bei 100°C, 1500 bar Manteldruck und variabler Verformungsrate.

### 5. Das Fließgesetz

Auf theoretische und praktische Ableitungen des Fließgesetzes soll hier verzichtet werden, da solche schon früher publiziert wurden (vgl. DORN (1957), MÜLLER & BRIEGEL (1978), usw.). Sämtliche verwendeten Datenpunkte sind jeweils die Festigkeiten bei 10% Verformung. Die erhaltenen Werte wurden anschliessend, unter Verwendung der empirisch ermittelten Aktivierungsenergie, auf 40°C umgerechnet und in einem  $-\log \dot{\epsilon} / \log$ -Differentialstress-Diagramm dargestellt (Fig.9). Die ausgezogene Linie ist ein «best-fit».

Diese Kurve beschreibt folgenden Verlauf im  $-\log \dot{\epsilon}/\log$ -Differentialstress-Diagramm:

- Bis ungefähr  $-\log \dot{\epsilon} < 4,5$  verläuft die Kurve mehr oder weniger horizontal.
- Von  $-\log \dot{\epsilon} < 4,5$  bis etwa 6,7, d. h. zwischen 2200 und 1600 bar Differentialstress, beschreibt der «best-fit» eine Kurve, deren Neigung gegen kleinere Verformungsraten hin ständig zunimmt und bei  $-\log \dot{\epsilon} = 6,7$  den Wert 4,475 annimmt.
- Ab etwa 1600 bar Differentialstress nimmt die Kurve den Verlauf einer Geraden mit der Steigung  $n = 4,5$  an. Wie diese Gerade gegen kleinere Verformungsraten hin verläuft, ist nur bis zu einer Verformungsrate von E-10 angedeutet. Dieser gerade Bereich widerspiegelt den Verformungsmechanismus des Gleichgewichtsfließens.

Die ersten beiden Abschnitte (horizontal und Umbiegung) werden unter dem Begriff «Übergang spröd-duktil» zusammengefasst. Wir können also zwei Regimes unterscheiden:

- Übergang spröd-duktil
- Gleichgewichtsfließen

Im folgenden wird ein Gesetz vorgestellt, das die erhaltenen Daten im Bereich des Gleichgewichtsfließens relativ gut beschreibt.

### 5.1 Der Bereich des Gleichgewichtsfließens

Die mit der Neigung 4,5 verlaufende Gerade kann mathematisch durch ein Potenzgesetz in folgender Form beschrieben werden:

$$\dot{\epsilon} = A \cdot \exp(-H/R \cdot T) \cdot (\tau^n), \quad (1)$$

wobei:

$$A = 4,5 \text{ (/sec)}$$

$$H = 31\,500 \text{ cal/mol}$$

$$R = 1,9865 \text{ cal/(mol} \cdot \text{grad)}$$

$$\sigma_{\max} = \sigma \text{ (Knickpunkt in bar)} \quad \tau < \tau_{\max} = 1500 \text{ bar}$$

$$n = 4,475 \text{ (Steigung der Geraden in Fig. 9),}$$

dabei gilt:

$$\dot{\epsilon} = \text{Verformungsrate}$$

$$A = \text{Konstante}$$

$$H = \text{Aktivierungsenergie für Kriechen bei einer Temperatur von } 40^\circ\text{C}$$

$$R = \text{Gaskonstante}$$

$$T = \text{absolute Temperatur}$$

$$\sigma = \text{Differentialstress}$$

Dieses Gesetz ist nur bei Verformungsraten kleiner als  $6,7 \cdot 10^{-7}$  anwendbar.

Da wir bei Gips keine kleineren Verformungsraten als etwa E-10 erreichen, ist die Unsicherheit über eine gerechtfertigte Anwendung der Gleichung 1 bei geologisch relevanten Verformungsraten grösser als bei Halit oder Anhydrit. Bei diesen Mineralien treten auch bei höheren Temperaturen keine Phasenumwandlungen auf. Dadurch ist es möglich, Versuche bei höheren Temperaturen durchzuführen. Durch höhere Temperaturen ist es möglich, kleinere Verformungsraten zu simulieren (MÜLLER & BRIEGEL 1978). Bei Gips ist uns diese Möglichkeit verschlossen.

Vergleiche mit natürlich deformierten Gesteinen in der Felsenau (BAUMANN 1984, BAUMANN et al. 1984) zeigen uns, dass dort das Phänomen des Korngrenz wanderns

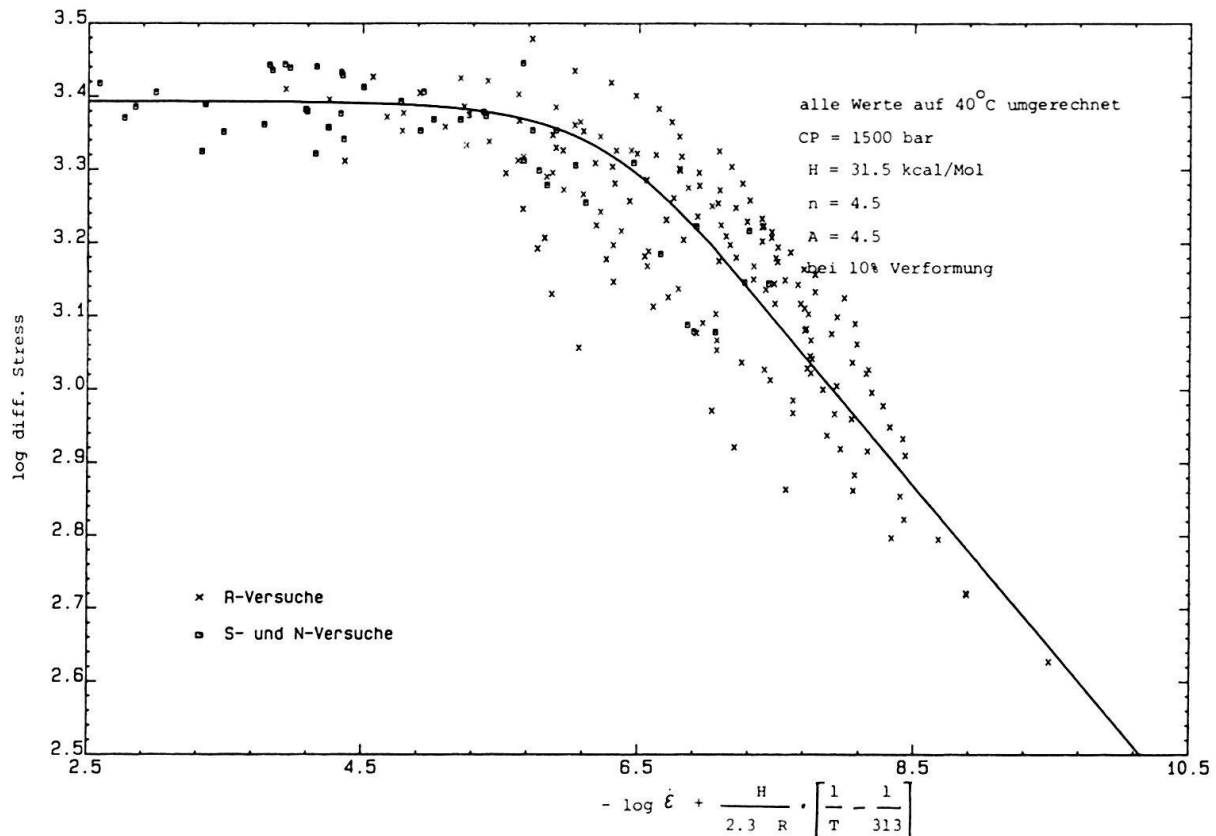


Fig. 9. Datenpunkte bei 10% Verformung, auf 40°C umgerechnet.

auftritt. Die Verformungsrate dürfte bei der Deformation im Bergwerk Felsenau eine Grössenordnung von etwa  $E-13/\text{sec}$  erreicht haben (vgl. 6.2). Daraus kann nun gefolgert werden, dass unser Fließgesetz (Gleichung 1) vermutlich bis in jenen Bereich hinunter zulässig ist.

Es muss darauf hingewiesen werden, dass unser Fließgesetz mit Unsicherheitsfaktoren behaftet ist. Als Hauptursache muss dafür das «strain-softening» betrachtet werden. Unsere Datenpunkte in Figur 9, die wir für die Erarbeitung des Fließgesetzes herangezogen haben, sind zum Teil bei Versuchen gewonnen worden, die «softening» zeigen. Dadurch sind die Daten natürlich für die Erarbeitung eines Fließgesetzes nur mit grösster Vorsicht zu verwenden. Die prinzipielle Aussage des Fließgesetzes wird dadurch allerdings kaum beeinflusst. Hingegen können sich die Konstanten verändern. Aus diesem Grunde wurden auch keine Fehlergrenzen angegeben.

## 6. Diffraktometrische und mikroskopische Untersuchungen

### 6.1 Diffraktometrische Untersuchungen

HEARD (1972) hat in seiner Arbeit über die Deformation von Halit darauf hingewiesen, dass sich die Form des Halitpeaks (200) mit Temperatur und Verformungsrate verändert. Die Temperaturdifferenzen, mit denen HEARD bei Halit operieren konnte, sind um eine Grössenordnung grösser als die bei Gips möglichen. In der vorliegenden Arbeit wurde nicht die Form von Peaks untersucht (eine Verbreiterung konnte auch

bei den Gipsproben gefunden werden), sondern deren relative und (eingeschränkt) absolute Lage zu Referenzsubstanzen.

Aus deformierten Proben von Experimenten mit einer konstanten Verformungsrate (N-Versuche) wurde mit Hilfe eines Bohrers Material aus der Mitte der Probe, d.h. aus dem Bereich der stärksten Deformation, gewonnen. Die Bestimmung des Deformationsmechanismus kann nur bei einer bestimmten Verformungsrate durchgeführt werden. Aus diesem Grunde dürfen nur Proben aus klar definierten Experimenten, die bei einer konstanten Temperatur und einer konstanten Verformungsrate durchgeführt wurden, verwendet werden. An Proben mit unterschiedlicher Verformungsrate (S- und R-Experimente) in einem Versuch sollten also keine derartigen Untersuchungen durchgeführt werden. Dem pulverisierten Material gab man Quarz und Silizium als Standard bei.

Das Pulvergemisch wurde mit einem Diffraktometer (Philips, Typ: PW 1130/00) geröntgt. Im Bereich von  $2\theta = 11,0$  bis  $28,6^\circ$  wurde mit einer Step-Weite von  $0,01^\circ$ , bei 4 Sekunden Messzeit, ein Spektrum aufgenommen und die erhaltenen Resultate mit Hilfe eines Computerprogramms ausgewertet.

Allfällige systembedingte Peakverschiebungen wurden folgendermassen korrigiert:

In einem ersten Schritt wurden der Siliziumpeak (100) auf den theoretischen Peakwert ( $28,42^\circ$ ) zurückgerechnet und die andern untersuchten Peaks um den entsprechenden Wert verschoben. Mit Hilfe des Quarzpeaks (100) konnte dann ein Fehler der Peaklagen von  $\pm 0,03^\circ$  bestimmt werden. Peakveränderungen der untersuchten Gipsproben von über  $0,05^\circ$  gegenüber den ASTM-Angaben wurden als signifikant betrachtet.

In der folgenden Betrachtung spielt die absolute Lage der Peaks nur eine sekundäre Rolle. Wichtiger ist vielmehr die relative Lage der einzelnen Peaks zueinander, sofern die Standards nicht allzu grosse Abweichungen zeigen.

Folgende Reflexe wurden untersucht:

|                     |  |              |
|---------------------|--|--------------|
| Silizium (100):     | $28,42^\circ$ bzw. $3,138 \text{ d}\text{\AA}$ | ASTM: 5-0565 |
| Quarz (100):        | $26,64^\circ$ bzw. $3,343 \text{ d}\text{\AA}$ | ASTM: 5-0490 |
| Gips (020):         | $11,64^\circ$ bzw. $7,61 \text{ d}\text{\AA}$  | ASTM: 21-816 |
| Gips (021):         | $20,73^\circ$ bzw. $4,28 \text{ d}\text{\AA}$  | ASTM: 21-816 |
| Bassanit (100):     | $14,73^\circ$ bzw. $6,01 \text{ d}\text{\AA}$  | ASTM: 14-453 |
| Anhydrit (002/020): | $25,50^\circ$ bzw. $3,49 \text{ d}\text{\AA}$  | ASTM: 6-0226 |

Der Gipsreflex (020) liegt bei allen Aufnahmen zwischen  $11,59$  und  $11,63^\circ$ , zeigt also keine signifikante Abweichung. Die absoluten Werte sind nicht mit Sicherheit repräsentativ, da der Abstand zwischen dem (020)-Reflex von Gips und den Reflexen der verwendeten Standards relativ gross ist. Allerdings scheint dieser Gipspeak nicht allzu grossen Schwankungen unterworfen zu sein. Als Beispiel, wie sich die Lage der Gipsreflexe nicht verändert, sind in Figur 10 die gemessenen Werte für den (021)-Reflex wiedergegeben.

Bei den Auswertungen wurden nur Peaks berücksichtigt, die deutlich zu erkennen waren.

Aus den in Figur 10 gemachten Angaben lässt sich erkennen, dass sowohl die Deformationsrate wie auch die Temperatur bei Gips kaum einen Einfluss auf die Lage der Peaks haben. Der (020)- und der (021)-Reflex von Gips verändern ihre Lage nicht.

Gips-Peak (021) bei  $20.73^{\circ}$  (ASTM 21-816)

Gips-Standart (Merck):  $20.71^{\circ}$

Gips-Felsenau (undeformiert):  $20.70^{\circ}$

Gips deformiert:

| Temp.   | Winkel / $\dot{\epsilon}$ | Winkel / $\dot{\epsilon}$ | Winkel / $\dot{\epsilon}$ |
|---|---------------------------|---------------------------|---------------------------|
| $20^{\circ}\text{C}$  | $20.73 / 4.5 \text{ E-5}$ | $20.75 / 3.1 \text{ E-5}$ | $20.70 / 1.4 \text{ E-7}$ |
| $40^{\circ}\text{C}$  | $20.71 / 4.3 \text{ E-5}$ | $20.72 / 3.1 \text{ E-5}$ | $20.73 / 6.5 \text{ E-7}$ |
| $50^{\circ}\text{C}$  | $20.70 / 8.0 \text{ E-5}$ | $20.75 / 3.0 \text{ E-5}$ |                           |
| $63^{\circ}\text{C}$  | $20.72 / 1.9 \text{ E-5}$ | $20.69 / 6.0 \text{ E-6}$ | $20.70 / 1.0 \text{ E-6}$ |
| Bei $100^{\circ}\text{C}$ kann kein deutlicher Gipspeak beobachtet werden |                           |                           |                           |
| Anhydrit-Peak (002/020) bei $25.50^{\circ}$ (ASTM 6-0226)                 |                           |                           |                           |
| $100^{\circ}\text{C}$   | $25.73 / 3.0 \text{ E-5}$ | $25.62 / 7.7 \text{ E-6}$ | $25.40 / 2.0 \text{ E-7}$ |
| Bassanit-Peak (100) bei $14.73^{\circ}$ (ASTM 14-453)                     |                           |                           |                           |
| $100^{\circ}\text{C}$   | $14.78 / 3.0 \text{ E-5}$ | $14.69 / 7.7 \text{ E-6}$ | *                         |

\* bei kleineren Verformungsraten findet sich kein Hemihydrat mehr

Alle Winkel in Grad; alle  $\dot{\epsilon}$  in /sec

Fig. 10. Veränderung der Peaklage bei Gips, Bassanit und Anhydrit bei verschiedenen Temperaturen und Verformungsraten.

Da im Ausgangsmaterial kein Bassanit (Hemihydrat) und kaum Anhydrit zu finden waren, sind die Angaben über die beiden Peaks entsprechend rudimentär ausgefallen. In Proben, die auf  $100^{\circ}\text{C}$  temperiert wurden, können das Hemihydrat und der Anhydrit in genügend grossen Mengen nachgewiesen werden, nicht aber bei tieferen Temperaturen. Die Peakveränderungen bei  $100^{\circ}\text{C}$  von Bassanit und Anhydrit sind hingegen eindeutig von der Verformungsrate abhängig. Ob diese Aussage auch auf natürlich deformierte Anhydrite anwendbar ist und damit eine mögliche Aussage über die «erlebte» Deformationsrate des Gesteines gemacht werden kann, bleibt vorderhand offen.

In Figur 11 sind drei verschiedene Diffraktometeraufnahmen dargestellt, die zeigen, dass sich bei Temperaturen, die noch im Stabilitätsfeld von Gips liegen, bereits Anhydrit und Hemihydrat bilden können. Allerdings ist die Interpretation problematisch, da es sich bei den Peakvergrösserungen auch nur um Textur- oder Inhomogenitätseffekte handeln könnte.

## Anhydrit-Peak (002/020)

Gisp-Felsenau (undeformiert)

Gips-Felsenau (deformiert)

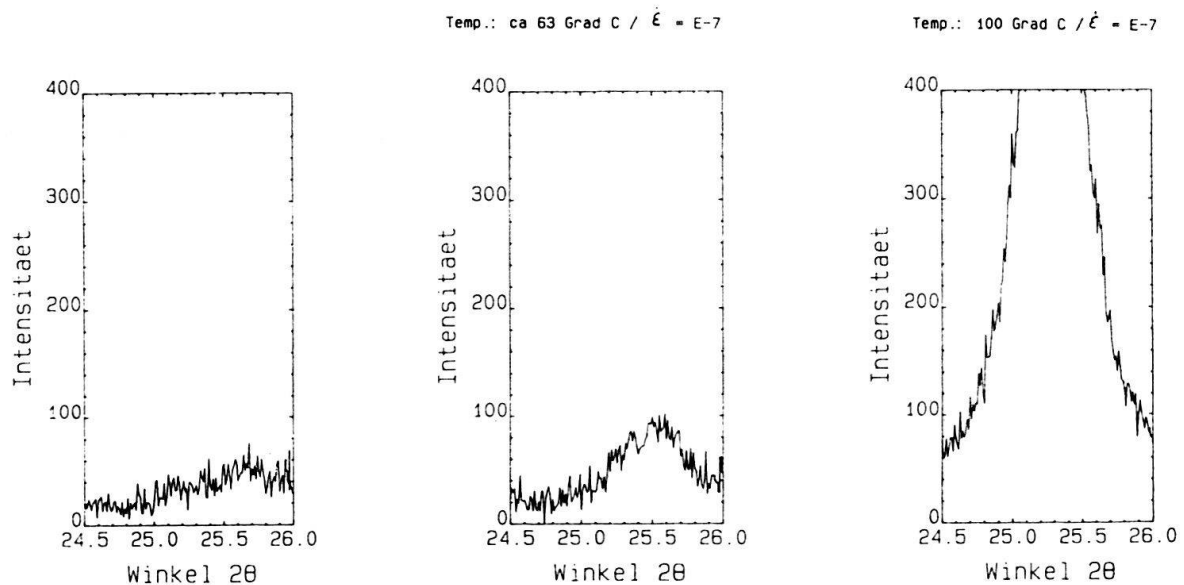


Fig. 11. Zunahme des Anhydritgehalts in deformierten Proben. Bei einer Temperatur von 63°C befinden wir uns noch im Stabilitätsfeld von Gips. Die deformierte Probe bei 63°C weist einen leicht erhöhten Anhydritgehalt im Vergleich zum Ausgangsmaterial auf. Bei 100°C hat der Anhydrit stark zugenommen. Es handelt sich dabei kaum um Textureffekte oder Inhomogenitäten der Proben, da der festgestellte Sachverhalt bei allen untersuchten Probenreihen beobachtet werden konnte.

## 6.2 Mikroskopische Untersuchungen

Im folgenden sind die Beobachtungen von Phänomenen beschrieben, die bei den verformten Proben gemacht worden sind:

Im makroskopischen Bereich kann beobachtet werden, dass bei tieferen Temperaturen, grossen Verformungsraten und/oder grossen Verformungen die Tendenz grösser ist, konjugierte Brüche auszubilden. Es ist allerdings sehr schwierig, abzuschätzen, wie gross der Einfluss der Entlastung auf das kataklastische Verhalten des Materials ist (Bildung von Entlastungsrissen; Fig. 12).

Viele der mikroskopischen Beobachtungen lassen sich am deutlichsten in den Bereichen der Klüfte machen (Fig. 12–15), in den andern Teilen der Proben ist das Material oft so feinkörnig, dass sich kleinere Strukturveränderungen oft nur mit Unsicherheit feststellen lassen. Ultradünnschliffe zum Untersuchen von Korngrenzverhältnissen sind nicht möglich, da Gips bei einer Schliffdicke von einigen  $\mu\text{m}$  bereits schwarz erscheint.

Bei grossen Verformungsraten und niedrigen Temperaturen bilden sich in den relativ grossen Gipskristallen innerhalb der Klüfte oft sehr schön ausgebildete Schwalbenschwanzzwillinge (Fig. 12). Hinweise auf kataklastische Vorgänge konnten kaum gefunden werden. Proben, welche deutliche kataklastische Erscheinungen aufweisen, waren nach dem Entfernen des Cu-Mantels kohäsionslos zerbrochen. Diese kataklasti-

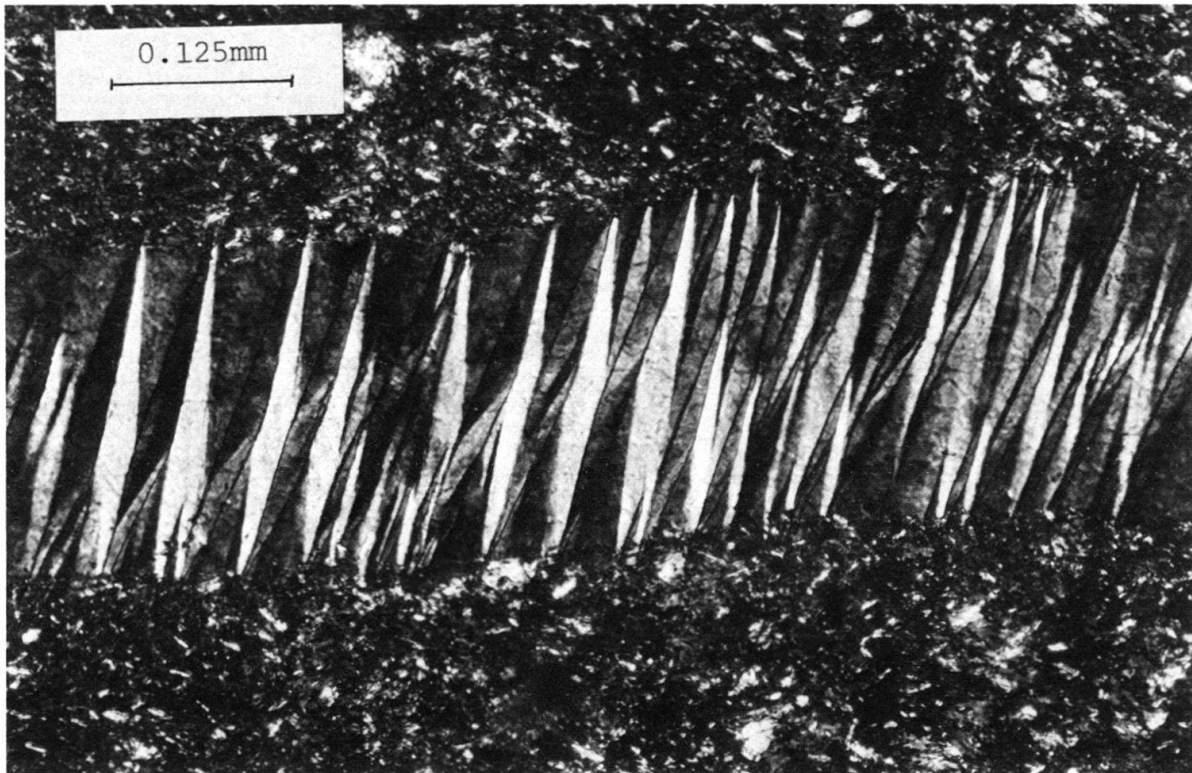


Fig. 12. Bildung von Schwalbenschwanzzwillingen in einer Kluft.  $T = 50^{\circ}\text{C}$   $\dot{\epsilon} \sim 8 \text{ E-}5/\text{sec.}$

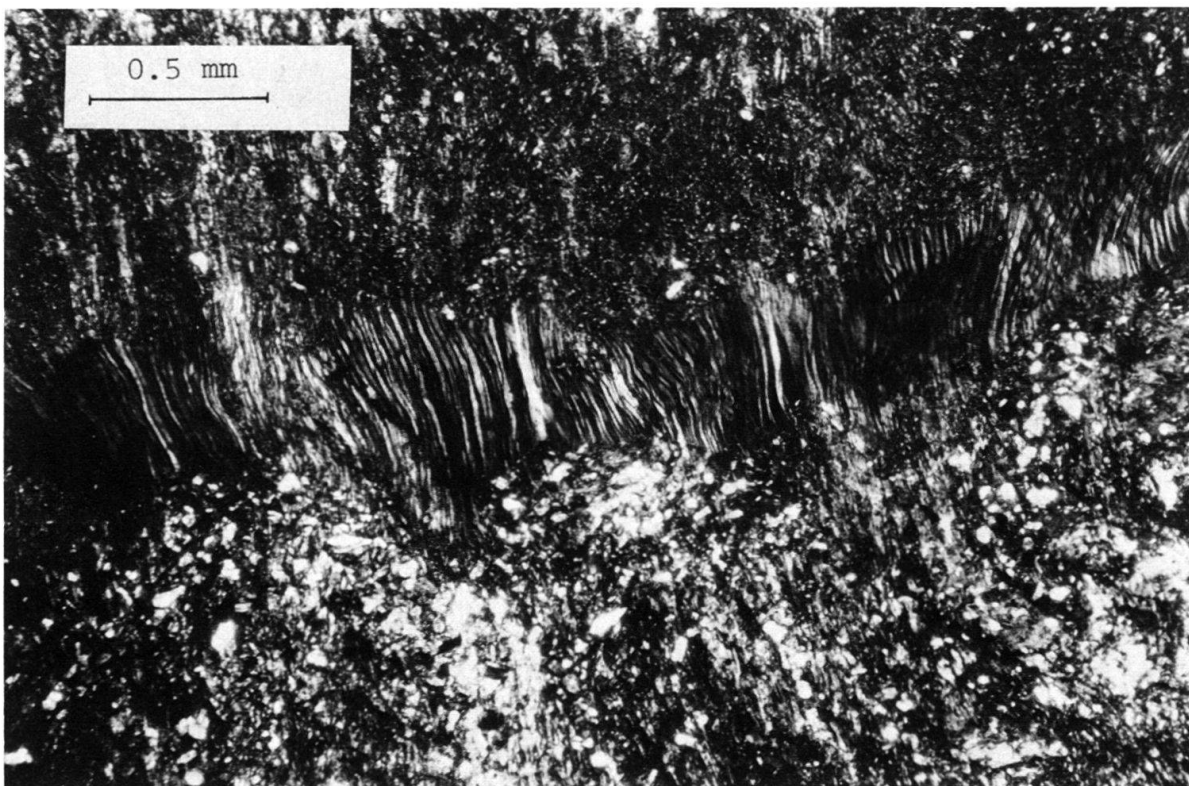


Fig. 13. Bei grösserer Verformung wird die Verzwillingung verfeinert und zum Teil auch verbogen.  
 $T = 20^{\circ}\text{C}$   $\dot{\epsilon} = 1,4 \text{ E-}6/\text{sec.}$

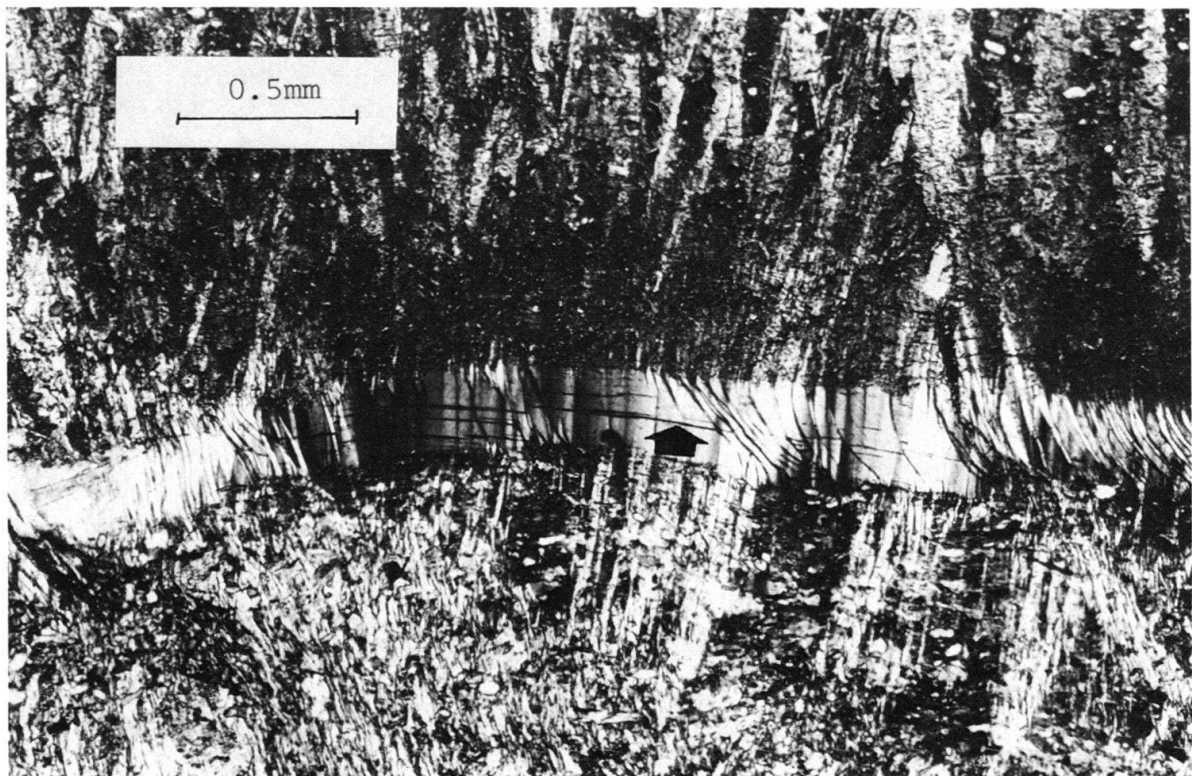


Fig. 14. Die Zwillinge werden zum Teil von Deformationsbändern überprägt.  $T = 50^{\circ}\text{C}$   $\dot{\epsilon} \sim 8 \text{ E-5/sec}$ . Pfeil: Entlastungsbrüche.

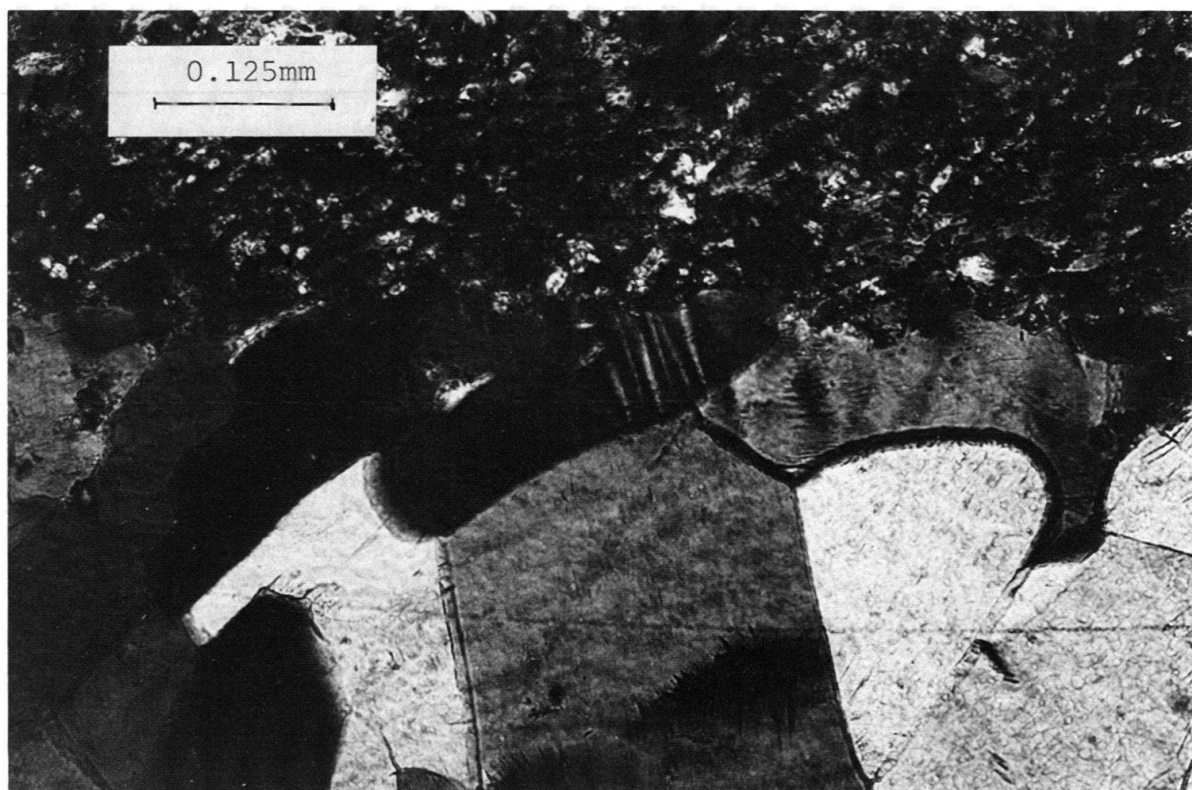


Fig. 15. Wird die Verformung (oder die Temperatur) noch grösser, so tritt als weitere Erscheinung der Rekristallisation das Korngrenz wandern auf.  $T = 40^{\circ}\text{C}$   $\dot{\epsilon} \sim 1,7 \text{ E-6/sec}$ .

schen Prozesse werden durch zunehmenden effektiven Umgebungsdruck unterdrückt. Bei 1500 bar Manteldruck und erhöhter Temperatur werden solche Prozesse durch energetisch günstigere Mechanismen wie Versetzungsgleiten und Verzwillingung abgelöst. Kataklaste ist also nur bei geringeren Umgebungsdrücken oder raschen Verformungsraten zu erwarten. Bei der Erfassung von kataklastischen Brüchen muss immer wieder beachtet werden, dass auch bei einer schnellen Entlastung der Probe sogenannte Entlastungsrisse entstehen können.

Wird die Verformungsrate noch kleiner gewählt, sinkt auch die Fließfestigkeit (Differentialspannung) ab, und die Zwillingsbildungen werden intensiver und auch viel feiner (Fig. 13). In den grösseren Kristallen treten nun vereinzelt Deformationsbänder auf (Fig. 14). Die Anhydritkristalle werden zum Teil in einzelnen Nestern angereichert (im Vergleich zum Ausgangsmaterial). Eventuell könnte diese Anreicherung bereits durch die Verteilung der Anhydritkristalle vor der Deformation vorgegeben sein. Es zeigen nun alle Gipskristalle deutlich undulöses Auslöschen.

Bevor die Verzwillingung vollständig ist, tritt Rekristallisation durch Korngrenz wandern auf (GUILLOPE & POIRIER 1979). Dieses überprägt bei grosser Deformation und kleiner Deformationsrate bzw. hoher Temperatur die Zwillingsbildung mehr und mehr ab. Im Übergangsbereich können in derselben Probe in verschiedenen Körnern beide Phänomene beobachtet werden. Durch Erhöhen der Temperatur (und entsprechend auch bei noch geringerer  $\dot{\epsilon}$ ) verändert die dynamische Rekristallisation (Korngrenz wandern) die alte Mikrostruktur vollständig. Die Zwillinge verschwinden. Einzig

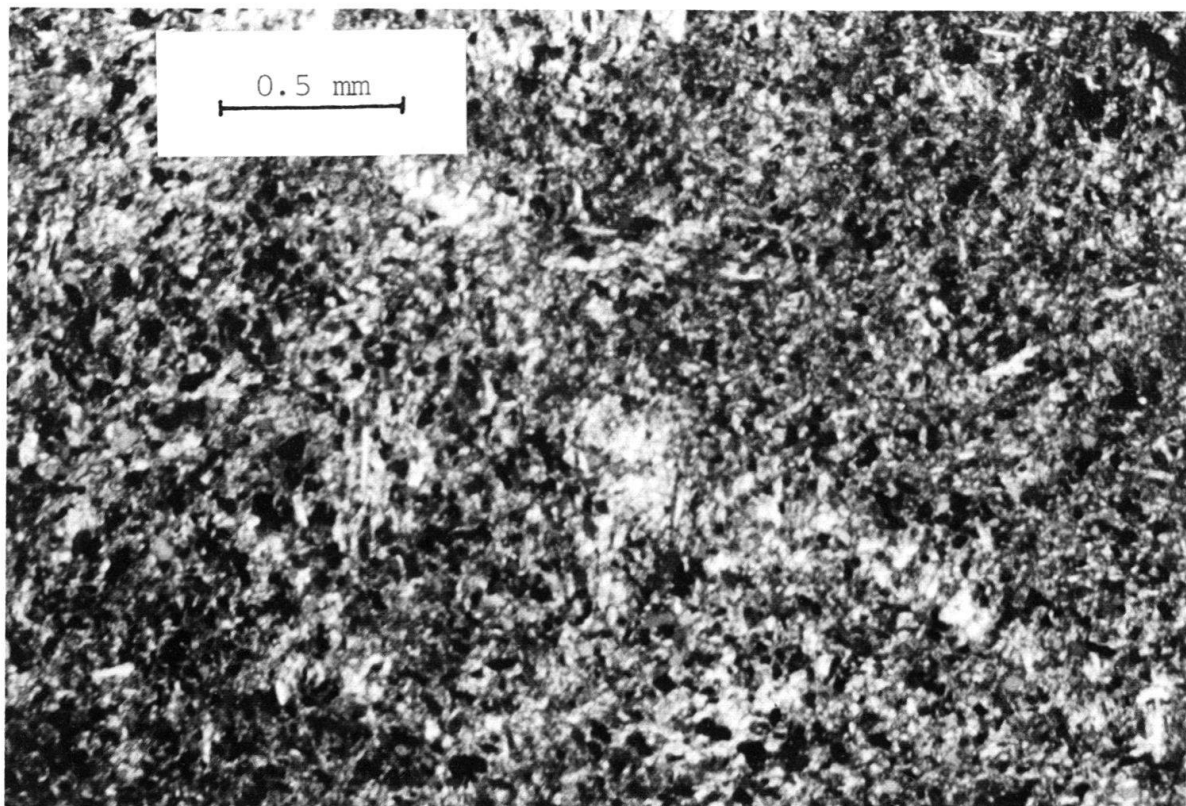


Fig. 16. Ultradünnschliff einer Probe, die bei 100°C deformiert wurde. Der grösste Teil liegt als Anhydrit vor. Es können noch die Überreste einer Gipskluft beobachtet werden.

im Bereich der Klüfte (andere Korngrösse) bleiben sie länger erhalten. Dort zeigt sich auch weiterhin undulöses Auslöschen, selbst an rekristallisierten Aggregaten.

Bei den untersuchten Proben, die bei 100 °C Temperatur durchgeführt worden sind, verschwindet der Gips, und der Anhydrit nimmt seinen «Platz» ein (Fig. 16). Die Klüfte verschwinden ebenfalls. Der Anhydrit bildet sehr kleine Körner, deren Grösse an der Auflösungsgrenze des Mikroskops liegen. Bei deutlich erkennbaren Anhydrit-Kristallen lässt sich die Erscheinung des Korngrenzwanderns ebenfalls erkennen.

Die Bildung von Subkörnern, wie sie beispielsweise SCHMID (1982) in grobkörnigen Kalkgesteinen beschreibt, konnte in den Temperatur- und Verformungsbereichen, die wir experimentell erreichten, nicht beobachtet werden.

Da bei unseren Versuchen mit feinkörnigem, polykristallinem Material gearbeitet wurde, konnte eine genauere kristallographische Bestimmung der Zwillings- und Gleitsysteme nicht vorgenommen werden.

## 7. Interpretation und geologische Schlussfolgerungen

### 7.1 Interpretation

Die Spannungs-Verformungs-Kurven der 40°-Experimente (Fig. 5) zeigen bei kleinen Verformungsraten ein Maximum, um anschliessend wieder leicht abzufallen («work softening»). Je höher die Temperatur gewählt wird, desto grösser kann die Verformungsrate sein, damit der Kurvenverlauf wieder identisch ist. Bei 63 °C und kleinen Verformungsraten (E-7/sec) folgt nach dem schon erwähnten Maximum noch ein Minimum (Fig. 7). Danach steigt die Kurve im Spannungs-Verformungs-Diagramm wieder ganz leicht an. Der gleiche Kurvenverlauf lässt sich auch bei 100 °C (Fig. 8) erkennen. In keiner der untersuchten Proben konnten kataklastische Phänomene in dem Ausmass beobachtet werden, dass sie alleine diesen Spannungsabfall erklären könnten. Nur an ganz wenigen Stellen (Gipsklüfte) und bei sehr schnellen Verformungen konnte Kataklastik beobachtet werden (Entlastungsbrüche).

Ähnliches Verhalten hatten auch HEARD & RUBBY (1966) bei ihren Untersuchungen an Gips feststellen können. Allerdings konnte, im Unterschied zu uns, bei ihnen allfälliges durch Dehydration des Gipses entstandenes Wasser nicht aus der Probe abfliessen. Es konnte sich also ungehindert ein gewisser Porendruck aufbauen.

Es darf deshalb mit einiger Sicherheit angenommen werden, dass nicht Kataklastik für diesen Spannungsabfall verantwortlich ist. Vielmehr dürften andere Prozesse, die mit der Phasenumwandlung Gips → Anhydrit zusammenhängen, die Hauptursache für den Spannungsabfall und den Wiederanstieg sein.

Bei 100 °C hat sich Gips in Anhydrit bzw. das Hemihydrat umgewandelt. Dies geht deutlich aus den mikroskopischen und diffraktometrischen Untersuchungen hervor. Zusätzlich konnte beobachtet werden, dass bei diesen Temperaturen Wasser aus den Proben austritt. Die 100°-Kurven widerspiegeln also die Entwässerung des Gipses. Der Kurvenverlauf kann unter diesem Blickwinkel folgendermassen erklärt werden:

Die Gipskristalle werden unter solchen Verformungsraten (E-5 bis E-7/sec) und Temperaturen (100 °C) gezwungen, ihr Wasser abzugeben. Der Wasserabtransport wird

vermutlich nicht auf Zonen erhöhter Kataklastik (Klüfte), sondern auf mikroskopischen Korngrenzflächen stattfinden. Dadurch bildet sich ein intergranularer Wasserfilm (EINFALT 1979). Parallel zur Entwässerung finden auch Umkristallisationsprozesse statt (Gips → Gips, Gips → Hemihydrat oder Anhydrit). Diese beiden Vorgänge, Umkristallisation und Entwässerung, haben nun zur Folge, dass die Festigkeit des Materials herabgesetzt wird. Dieser Effekt des intergranularen Wasserfilms spielt so lange die Hauptrolle als «Schmiermittel», bis sich für das Wasser eine Möglichkeit ergibt, die Probe zu verlassen. Die Permeabilität des Materials könnte sukzessive durch Druck und Temperatur herabgesetzt werden, sie dürfte sich auch durch die Umkristallisationen ständig verändern. Welche der einzelnen Umkristallisationen ( $\text{Gi} \rightarrow \text{Gi}$ ,  $\text{Gi} \rightarrow \text{An}$ ,  $\text{Gi} \rightarrow \text{Hemihy.}$ ,  $\text{Hemihy.} \rightarrow \text{An}$ ) im speziellen ablaufen, kann nicht festgestellt werden. Im Bereich des Kurvenminimums beginnen die Prozesse, die es dem Wasser ermöglichen, den Gips zu verlassen. Dadurch verliert der Wasserfilm langsam seinen grossen Einfluss, d. h. er wird sukzessive abgebaut. Die Umkristallisationen finden natürlich weiterhin statt. Es dürfte sich hierbei also um eine Art Konkurrenz zwischen festigkeitsabbauenden und festigkeitsaufbauenden Faktoren handeln. Je nachdem, welche Prozesse überwiegen, befinden wir uns vor oder nach dem minimalen Wert der Festigkeit. Die sich gegenseitig beeinflussenden Prozesse sind von Temperatur, Verformungsrate, Verformung und Manteldruck abhängig. Der Einfluss des Manteldrucks wurde mit unseren Versuchen nicht erfasst. Beim deutlichen Kurvenanstieg nach dem Minimum dürften diese der höheren Festigkeit des reinen Anhydrit zustreben.

Wenn wir nun in den Bereich der theoretischen Gipsstabilität kommen (z. B.  $T = 60^\circ\text{C}$ ), lässt sich der beobachtete Abfall der Kurven entsprechend interpretieren. Nach dem Erreichen eines Festigkeitsmaximums beginnen solche Prozesse mitzuspielen, die einen Wasserfilm aufbauen. Es handelt sich dabei um Vorgänge, die nur bedingt freies Wasser bilden; es konnte nämlich keine signifikante Zunahme des Hemihydrat- oder Anhydritgehaltes festgestellt werden. Eine Änderung des Probekörpergewichts (Wasserverlust) konnte bei Versuchen, die im Stabilitätsbereich des Gips durchgeführt wurden, nicht festgestellt werden. Da wir unsere Proben aus technischen Gründen nur 30–35% verformten und auch kleinere Verformungsraten als  $E-7/\text{sec}$  nicht möglich waren, erreichten wir die Bedingungen nie, bei denen Wasser dem Probekörper entweichen wäre.

Je niedriger die Temperaturen sind, desto langsamer müssen auch die Verformungsraten sein, um Prozesse einzuleiten, die einen allfälligen intergranularen Wasserfilm aufbauen. Die Lage des Minimums der Fließfestigkeit hängt von der Verformungsrate und zusätzlich von der Grösse der Verformung ab. Es ist darum nicht verwunderlich, dass wir bei  $20^\circ\text{C}$  kein Maximum bzw. ein Abfallen der Spannung beobachten können, sondern nur ein Gleichgewichtsfließen. Allerdings kann angenommen werden, dass sich bei geologisch relevanten Verformungsraten auch bei tieferen Temperaturen, wie  $30^\circ\text{C}$  oder gar  $20^\circ\text{C}$ , dieses «Abfallen» der Kurve einstellen könnte. Ob bereits Entwässerungserscheinungen bei  $20^\circ\text{C}$  beobachtet werden könnten, ist eine weitere Frage, auf die es nur spekulative Antworten geben kann. Entscheidend ist, dass Gips, falls er stark deformiert wird, auch unterhalb von  $63^\circ\text{C}$  (im Temperatur-Stabilitätsfeld des Gipses; BAUMANN 1984) in das Hemihydrat oder den Anhydrit umgewandelt werden kann. Diese Aussage hat natürlich weitgehende geologische Konsequenzen, auf die weiter unten kurz eingegangen wird.

Im Bereich des Gleichgewichtsfliessens ändert sich mit zunehmender Temperatur bzw. Verkleinerung der Verformungsrate der Deformationsmechanismus. Als erstes tritt Translationsgleiten (Zwillingsbildung und Deformationsbänder), anschliessend das Korngrenz wandern auf. Die einzelnen Bereiche überlagern sich. Die Bildung von Subkörnern konnte in keinem der untersuchten Dünnschliffe festgestellt werden.

## 7.2 Vergleich mit Halit

In 6.1 wurde ein Fliessgesetz für Gips vorgestellt. Dieses Gesetz ermöglicht es nun, das Fliessverhalten von Gips bei geologischen Verformungsraten vorauszusagen, vorausgesetzt, dass sich bei viel langsameren  $\dot{\epsilon}$  nicht noch der Deformationsmechanismus ändert. Es ist uns klar, dass auch so noch eine Extrapolation von  $\dot{\epsilon}$  über mehrere Zehnerpotenzen an sich sehr gewagt ist und dass gleichzeitig Unsicherheiten im Fliessgesetz entsprechend verstärkt werden. Trotzdem wagen wir im folgenden einige Aussagen, die, so scheint uns, geologisch-tektonisch von grösster Relevanz sein könnten.

In Figur 17 wird Gips mit Halit und Anhydrit verglichen. Das Fliessgesetz für Halit wurde von HEARD (1972) und ARIELI et al. (1982) erarbeitet, während dasjenige für Anhydrit von MÜLLER & BRIEGEL (1978) stammt.

Für Gips und Halit:  $E = A \cdot \exp(-H/R \cdot T) \cdot \sigma^n$ ,

für Anhydrit:  $E = A \cdot \exp(-H/R \cdot T) \cdot \sinh(\sigma/\sigma_0)^n$ ,

wobei die Grösse der ermittelten Konstanten in Tabelle 2 zur Darstellung kommt.

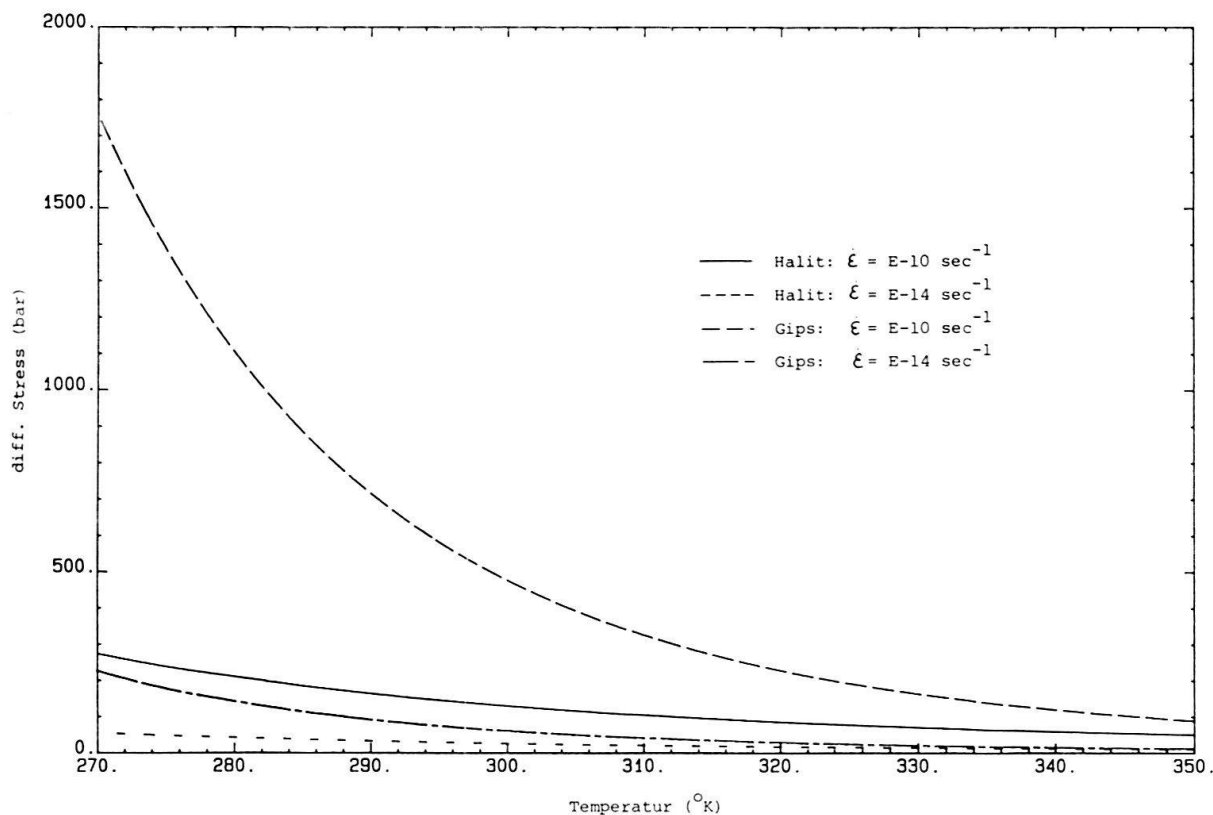


Fig. 17. Vergleich der berechneten Fliessfestigkeiten von Halit (ARIELI et al. 1982) und Gips (BAUMANN 1984). Anhydrit weist eine so hohe Festigkeit auf, dass er nicht mehr auf diesem Diagramm erscheint.

Im Tieftemperaturbereich, in dem unsere Gipsversuche durchgeführt wurden, ist der Einfluss des Manteldrucks noch relativ gross. Mit zunehmendem Umgebungsdruck nimmt er aber stetig ab.

In Figur 17 sind Halit und Gips in einem Temperatur-Differentialstress-Diagramm bei verschiedenen Verformungsraten wiedergegeben. Dabei wurde der Temperaturbereich so gewählt, dass er das Stabilitätsfeld des Gipses nicht allzusehr überschreitet. Anhydrit wurde nicht in die Darstellung mit einbezogen, da er sich zu deutlich von Gips und Halit unterscheidet.

Bei einer Verformungsrate von  $E-10$  (/sec) ist der Unterschied zwischen Gips und Halit noch relativ deutlich. Die Differenz zwischen den beiden Fließsgrenzen nimmt mit höherer Temperatur ab. Bei  $20^\circ\text{C}$  beträgt der Unterschied noch rund 500 bar. Er wird  $< 100$  bar bei  $60^\circ\text{C}$ .

Noch kleiner, d. h. irrelevant, dürften die Unterschiede bei noch langsameren Verformungsraten wie  $E-14/\text{sec}$  werden. Bei  $20^\circ\text{C}$  beträgt der berechnete Fließfestigkeitsunterschied noch etwa 50 bar. Bei  $50-60^\circ\text{C}$  ist die Differenz auf 3 bar zurückgegangen. Dies bedeutet, dass Gips und Halit bei kleinen Verformungsraten und leicht erhöhten Temperaturen etwa die gleiche Fließfestigkeit aufweisen.

### 7.3 Geologische Folgerungen

Im folgenden sollen die aus den Labordaten und den zum Teil etwas gewagten Berechnungen gewonnenen Erkenntnisse auf den Sulfatdiapirismus angewendet werden.

Weltweit tritt die Erscheinung des Gipsdiapirismus auf (GOULD & DE MILLE 1968; WALL et al. 1967; LA COSTA 1934). Mit Hilfe des Fließgesetzes für Gips ist es nun möglich, diese Erscheinungen befriedigend zu erklären. Wenn man die Fließgesetze von Halit und Gips (vgl. Fig. 17 und Tabelle 2) miteinander vergleicht, so erkennt man aber auch deutlich, weshalb Salzdiapire häufiger und vor allem auch an der Oberfläche beobachtet werden können, während entsprechende Gipsstrukturen doch seltener sind.

Die Dichte der beiden Mineralien ist ungefähr gleich gross (Halt  $2,17 \text{ g/cm}^3$ ; Gips  $2,32 \text{ g/cm}^3$ ). Die isostatische und tektonische Mobilisation der beiden Mineralien wird neben dem spezifischen Gewicht am ehesten durch ihr rheologisches Verhalten geprägt. Ein Auftreten von Gipsdiapiren ist vor allem bei Temperaturen, die an der Grenze der Gipsstabilität liegen, zu erwarten. Bei solchen Temperaturen liegt die Fließfestigkeit des Gipses sehr tief. Bei tieferen Temperaturen steigt die Fließfestigkeit rasch an. Gips-

Tabelle 2: *Rheologische Kenndaten verschiedener Evaporite.*

|                    | Gips | Halit             | Anhydrit<br>(Riburg) |
|--------------------|------|-------------------|----------------------|
| A: (/sec)          | 4.5  | $3.0 \text{ E-}6$ | $2.1 \text{ E-}5$    |
| H: (kcal/Mol)      | 31.5 | $23.0 \pm 2$      | $36.4 \pm 2.2$       |
| n:                 | 4.5  | $5.5 \pm 0.4$     | 2.0                  |
| CP: (Bar)          | 1500 | 2000              | 1500                 |
| $\sigma_0$ : (Bar) |      |                   | 800                  |

diapirismus kann wohl auch bei tieferen Temperaturen erfolgen, es müssen dabei die physikalischen Randbedingungen wie Überlast, geothermischer Gradient und Verformungsrate bestimmte Grössen annehmen. Da Gips bei kleinerer Überlast bzw. tieferer Temperatur eine relativ hohe Fließfestigkeit aufweist, können allfällig aufsteigende Gipsdiapire beim Aufsteigen «steckenbleiben».

In die gleiche Richtung geht die Diskussion über den Anhydritdiapirismus. HOEN (1964) beschreibt das Auftreten von diapirähnlichen Formen, die heute als Anhydrit vorliegen. Aufgrund der Dichte des Materials ( $2,93 \text{ g/cm}^3$ ) ist ein eigentlicher Anhydritdiapirismus auszuschliessen. HOEN führt die Erscheinungen auf eine Dehydration des Gipses zurück. Eine Erklärung für die kleineren Antiklinalen und Verwerfungsdiapire (fault diapirs) erscheint ihm aber schwierig. Mit den unter Kapitel 7.1 gemachten Aussagen ist es nun relativ unproblematisch, alle diese Erscheinungen zu interpretieren. HOENS Annahme einer Dehydration von Gips kann als richtig betrachtet werden. Die Randbedingungen (Temperatur von über  $100^\circ\text{C}$ ) müssen als zu pessimistisch angesehen werden. Unsere Untersuchungen lassen vermuten, dass das Fließen und (die Dehydration) von Gips unter Mitwirkung des Intergranularfilms, sofern die Verformungsrate relativ klein ist, bei viel tieferen Temperaturen beginnt, als bis heute angenommen worden ist.

Die Bildung des Anhydritdiapirs wird aber nicht nur durch die geringer werdende Überlast oder die abnehmende Temperatur gebremst, sondern auch durch die Umwandlung von Gips in Anhydrit und die damit veränderte Rheologie des Materials, die sich in Richtung Anhydrit verändert, falls das frei werdende Wasser abwandern kann.

In BAUMANN (1984) und BAUMANN et al. (1984) werden die gewonnenen Erkenntnisse auf die Mettauer Überschiebung angewendet.

### Verdankungen

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung von Dr. W.H. Müller (Nagra) durchgeführt und ständig von ihm mitverfolgt. Die Herren PD Dr. S.M. Schmid und Dr. U. Briegel hatten die Freundlichkeit, das Manuskript kritisch durchzusehen. Herr Dr. A. Stahel half bei den diffraktometrischen Untersuchungen. Die Arbeit wurde durch das EIR (Dr. Flury) im Rahmen seines Entsorgungsprojekts finanziell unterstützt. Allen sei für die gewährte Unterstützung gedankt.

### LITERATURVERZEICHNIS

- ARIELI, A., HEARD, H.C., & MUKHERJEE, A.K. (1982): Deformation Modeling in Sodium Chloride at Intermediate and Elevated Temperatures. In: ROHEDE, R.W., & SWEARENGEN, J.C. (Ed.): Mechanical Testing for Deformation Model Development. – ASTM STB 765.
- BAUMANN, W. (1984): Stratigraphische und rheologische Untersuchungen sowie Kluftstudien an Evaporiten der Mittleren Trias in der Nordschweiz (Bergwerk Felsenau). – Diss. ETHZ.
- BAUMANN, W., & STUCKY, K. (1984): Geologische Untersuchungen an Evaporiten der Mittleren Trias in der Nordschweiz am Beispiel des Bergwerks Felsenau. – *Eclogae geol. Helv.* 77/3.
- DORN, J.E. (1957): The spectrum of activation energies for creep. In: Creep and recovery (S.255–283). – Amer. Soc. Metals (38th nat. metall. Congr. 1956, Cleveland, Ohio).
- EINFALT, H.-C. (1979): Anhydrit in Gips – Mechanismus und Einflussfaktoren. – *Ber. 2. Nat. Ing.-Geol.*, S.153–158, Felbach.

- GOULD, D. B., & DE MILLE, G. (1968): Piercement structures in Canadian arctic Islands. In: BRAUNSTEIN, J., & O'BRIEN, G. G. (Ed.): Diapirism and Diapirs. – Amer. Assoc. Petroleum Geol.
- GUILLOPE, M., & POIRIER, J. P. (1979): Dynamic recrystallization during creep of single-crystalline halite. – J. geophys. Res. 84 (B10), 5557–5567.
- HANDIN, J., & HAGER, R. V. (1957): Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: tests at room temperature on dry samples. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 41.
- (1958): Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: tests at high temperature. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 42.
- HEARD, H. C. (1972): Steady state flow in polycrystalline halite at pressure of 2 kilobars. In: HEARD, H. C., BORG, I. V., CARTER, N. L., & RALEIGH, C. B. (Ed.): Flow and Fracture of Rocks. – Geophys. Monogr. Ser. Amer. Geophys. Union 16.
- HEARD, H. C., & RUBEY, W. W. (1966): Tectonic Implications of Gypsum Dehydration. – Bull. geol. Soc. Amer. 77, 741–760.
- HOEN, E. W. (1964): The anhydrite diapirs of central western Axel Heiberg Island. – McGill Univ., Rep. Axel Heiberg Island Res. 2.
- LA COSTE, J. (1934): Etudes géologiques dans le Rif Méridional, Protectorat Repub. Française au Maroc. – Serv. Mines, Moles et Mém. 31/32.
- MÜLLER, P., & SIEMES, H. (1974): Festigkeit, Verformbarkeit und Gefügeregelung von Anhydrit. – Tectonophysics 23, 105–127.
- MÜLLER, W. H., & BRIEGEL, U. (1977): Experimentelle Untersuchungen an Anhydrit aus der Schweiz. – Eclogae geol. Helv. 70/3, 685–699.
- (1978): The rheological behaviour of polycrystalline anhydrite. – Eclogae geol. Helv. 71/2, 397–407.
- MÜLLER, W. H., SCHMID, S. M., & BRIEGEL, U. (1981): Deformation experiments on anhydrite rocks of different grain sizes: Rheology and microfabric. – Tectonophysics 78, 527–543.
- SCHMID, S. M. (1982): Laboratory experiments on rheology and deformation mechanisms in calcite rocks and their applications to studies in the field. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [NF] 241.
- SCHMID, S. M., BOLAND, J. N., & PATERSON, M. S. (1977): Superplastic Flow in Finegrained Limestone. – Tectonophysics 43, 257–291.
- SCHMID, S. M., PATERSON, M. S., & BOLAND, J. N. (1980): High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara marble. – Tectonophysics 65, 245–280.
- WALL, J. R., MURRAY, G. E., & DIAZ, G. T. (1961): Geologic occurrence of intrusive gypsum and its effect on structural forms in Coahuila marginal folded province of northeastern Mexico. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 45/9, 1504–1522.

