

Untersuchung des Gebirgsspannungszustandes
im Südostteil der DDR

Von VALERIJ MJAKISCHEV, Moskau

1. Einleitung

Die Geomechanik befaßt sich mit dem mechanischen Verhalten geologischer Körper, deren Abmessungen sehr unterschiedlich sein können und von der Probekörpergröße bis zu großtektonischen Einheiten und der Erdkruste als Ganzes reichen. So unterschiedlich auch Aufgabenstellung und Zielrichtung geomechanischer Forschung sind; sie haben hinsichtlich der Beurteilung des Spannungs-Verformungsverhaltens in situ einen gemeinsamen Ausgangspunkt - das ist die exakte Ermittlung des primären Spannungszustandes nach Größe und Richtung. Es ist deshalb nicht verwunderlich, daß sich seit Beginn gezielter geomechanischer Forschung (etwa seit Mitte des vorigen Jahrhunderts) ein nicht geringer Teil der Grundlagenforschung dieser Problematik gewidmet hat.

Wären es anfangs ausschließlich Hypothesen, so sind wir seit der Mitte unseres Jahrhunderts zunehmend besser in der Lage, den natürlichen Spannungszustand in der Erdkruste meßtechnisch zu erfassen und durch plausible Modelle zu untermauern.

Die Kenntnis der primären Spannungen im unverritzten Gebirge ist bei der Lösung vieler praktischer Aufgaben der Geomechanik erforderlich. Ungenaue Bestimmungen dieses Spannungszustandes können die Ergebnisse geomechanischer Aufgaben wesentlich beeinträchtigen. Die Lösung dieser Aufgaben durch physikalische und mathematische Modelle ist aufgrund der Vielzahl von Faktoren, die den Spannungszustand beeinflussen, äußerst kompliziert.

Mit dem Übergang des bergmännischen Abbaus in größere Teufen wird aber für die Praxis eine richtige, wissenschaftlich begründete Prognose des Gebirgsdruckes immer notwendiger. Der Weg über In-situ-Messungen ist, obwohl auch kompliziert, noch am sichersten und vermittelt bei hinreichend vielen Messungen zweifellos zumindest eine Abschätzung der Spannungswerte und der Hauptrichtungen des primären Spannungsfeldes.

8 Tabelle 1. In-situ-Meßergebnisse aus der UdSSR, DDR, Westeuropa und Skandinavien

Nr.	Meßort	Gesteinstyp	Teufe in m	σ_z in MPa	$\frac{\sigma_{x,y}}{\sigma_z}$	Literatur- hin- weis
	<u>UdSSR</u>					
1	Kukisvumčorr Lagerst. Kola-Halbinsel	Apatit-Nefelinerz, Ijolit-urtit	100	3,0	7,00	53
2	Kukisvumčorr Lagerst. Kola-Halbinsel	Apatit-Nefelinerz, Ijolit-urtit	300	9,0	1,94	53
3	Kukisvumčorr Lagerst. Kola-Halbinsel	Apatit-Nefelinerz, Ijolit-urtit	300	9,0	4,86	53
4	Jukspor Lagerst. Kola-Halbinsel	Apatit-Nefelinerz, Ijolit-urtit	100	3,0	3,60	53
5	Jukspor Lagerst. Kola-Halbinsel	Apatit-Nefelinerz, Ijolit-urtit	230	7,0	4,86	53
6	Rasvumčorr Lagerst. Kola-Halbinsel	Apatit-Nefelinerz, Ijolit-urtit	100	3,0	11,48	53
7	Rasvumčorr Lagerst. Kola-Halbinsel	Apatit-Nefelinerz, Ijolit-urtit	100	3,0	5,63	53
8	Rasvumčorr Lagerst. Kola-Halbinsel	Apatit-Nefelinerz, Ijolit-urtit	600	18,0	3,25	53
9	Umbozersk, Grube, Kola-Halbinsel	Apatit-Nefelinerz, Ijolit-urtit	350	9,5	4,12	35
10	Kola-Halbinsel	Metagabbrodiabas	100	4,0	(0,70)	54
11	Kola-Halbinsel	Metagabbrodiabas	350	10,0	(0,70)	54
12	Kola-Halbinsel	Metagabbrodiabas	800	25,0	(0,70)	54
13	Kola-Halbinsel	Metagabbrodiabas	900	30,0	(0,70)	54
14	Kola-Halbinsel	Metagabbrodiabas	1500	40,0	(0,70)	54
15	Kola-Halbinsel	Fillit, Alevrolit, Sandstein	2250	60,0	(0,70)	54
16	Kola-Halbinsel	Fillit, Alevrolit, Sandstein	2500	65,0	(0,70)	54
17	Kola-Halbinsel	Fillit, Alevrolit, Sandstein	2600	70,0	(0,70)	54
18	Kola-Halbinsel	Metadiabas	3150	100,0	(0,70)	54
19	Kola-Halbinsel	Metadiabas	3300	100,0	(0,70)	54
20	Solikamsk, Ural	Kalisalz	225	5,0	0,90	16
21	Krasnoturinsk, Ural	Skarn, Eisenerz	380	11,4	0,84	56
22	Krasnoturinsk, Ural	Skarn, Eisenerz	370	11,0	0,93	56
23	Južnaja, Kušva, Ural	Sienit, Skarn	170	12,8	1,11	56
24	Valuevskaia, Kušva, Ural	Sienit, Skarn	125	4,0	0,68	56

23	Južnaja, Kušva, Ural	Sienit, Skarn	170	12,0	1,1	55
24	Valuevskaia, Kušva, Ural	Sienit, Skarn	125	4,0	0,68	56

Tabelle 1 (Fortsetzung)

25	Magnetitovaja, N-Tagil, Ural	Eisenerz, Skarn	370	10,3	-0,33	56
26	Magnetitovaja, N-Tagil, Ural	Eisenerz, Skarn	326	10,5	1,13	56
27	Evstuninskaja, N-Tagil, Ural	Eisenerz, Sienit, Skarn	180	7,0	2,19	56
28	Expluatacionnaja, N-Tagil, Ural	Sienit, Eisenerz	300	6,9	1,69	56
29	Južnaja, Berësovsk, Ural	Eisenerz, Sienit, Skarn	300	16,1	1,45	56
30	Kapital'naja Degtjarsk, Ural	Eisenerz, Sienit	430	-6,0	3,33	56
31	Kapital'naja Visnevoorsk, Ural	Eisenerz, Skarn	135	12,5	1,51	56
32	Kapital'naja, Karabas, Ural	Eisenerz	700	16,0	1,45	56
33	Kapital'naja, Mendjak, Ural	Eisenerz	247	2,2	2,86	56
34	N 116, Plast, Ural	Quarz, Plagiogranit	192	3,7	2,74	56
35	Zentr., Plast, Ural	Plagiogranit, Tabaški	295	9,5	2,97	56
36	Berësovsk-Golderz Lagerst. Ural	Granit, Granitporphyr	212	9,1	1,51	47
37	Berësovsk-Golderz Lagerst. Ural	Granit, Granitporphyr	262	10,5	1,37	47
38	Vysokogorsk, Ural	Magnetit, Porphyr	262	9,8	0,83	13
39	Vysokogorsk, Ural	Magnetit, Porphyr	285	9,3	0,77	13
40	Vysokogorsk, Ural	Magnetit, Porphyr	291	13,7	0,72	13
41	Vysokogorsk, Ural	Magnetit, Porphyr	380	13,3	0,85	13
42	Kočkarsk, Ural	Plagiogranit, Tabaški	110	5,7	0,61	13
43	Kočkarsk, Ural	Plagiogranit, Tabaški	232	7,6	0,64	13
44	Kočkarsk, Ural	Plagiogranit, Tabaški	415	19,0	0,74	13
45	Kočkarsk, Ural	Plagiogranit, Tabaški	430	15,8	0,73	13
46	Kočkarsk, Ural	Plagiogranit, Tabaški	712	19,1	0,81	13
47	Taštapol, Altaj	Eisenerz, Sienit, Skarn	233	2,9	2,2	5
48	Taštapol, Altaj	Eisenerz, Sienit, Skarn	270	10,1	1,88	5
49	Taštapol, Altaj	Eisenerz, Sienit, Skarn	385	7,1	1,90	5
50	Taštapol, Altaj	Eisenerz, Sienit, Skarn	410	10,0	1,54	44
51	Taštapol, Altaj	Eisenerz, Sienit, Skarn	550	14,0	1,73	44

Tabelle 1 (Fortsetzung)

Nr.	Meßort	Gesteinstyp	Teufe in m	σ_z in MPa	$\frac{\sigma_{x,y}}{\sigma_z}$	Literatur- hin- weis
52	Temirtan, Altaj	Eisenerz, Granit	340	4,2	4,3	44
53	KMA, Kursk-Belgorod	Eisenerzquarzit, Gneis	165	3,5	1,54	30
54	KMA, Kursk-Belgorod	Eisenerzquarzit, Gneis	250	7,0	1,79	30
55	KMA, Kursk-Belgorod	Eisenerzquarzit, Gneis	370	9,8	1,94	30
56	Grube Nr. 61, Džezkazgan, Kaz. SSR	Grauer Sandstein	300	8,4	2,38	15
57	Grube Nr. 61, Džezkazgan, Kaz. SSR	Grauer Sandstein	380	10,6	3,29	15
58	Grube Nr. 61, Džezkazgan, Kaz. SSR	Grauer Sandstein	400	11,2	2,69	15
59	Grube Nr. 31-32, Džezkazgan, Kaz. SSR	Grauer Sandstein	240	7,0	4,93	11
60	Grube Nr. 31-32, Džezkazgan, Kaz. SSR	Grauer Sandstein	240	7,7	2,86	11
61	Grube Nr. 31-32, Džezkazgan, Kaz. SSR	Grauer Sandstein	200	5,4	4,58	11
62	Grube Nr. 31-32, Džezkazgan, Kaz. SSR	Grauer Sandstein	100	1,2	7,79	11
63	Grube Nr. 45, Džezkazgan, Kaz. SSR	Grauer Sandstein	300	8,4	1,63	11
64	Grube Nr. 45, Džezkazgan, Kaz. SSR	Grauer Sandstein	300	8,6	1,67	11
65	Annenskrevier, Džezkazgan, Kaz. SSR	Grauer Sandstein	330	9,6	1,61	11
66	Annenskrevier, Džezkazgan, Kaz. SSR	Grauer Sandstein	330	6,4	1,55	11
67	Grube Nr. 57, Džezkazgan, Kaz. SSR	Grauer Sandstein	330	9,4	2,28	11
68	Grube Nr. 57, Džezkazgan, Kaz. SSR	Grauer Sandstein	330	8,3	4,07	11
69	Grube Nr. 57, Džezkazgan, Kaz. SSR	Roter Sandstein	330	9,1	0,70	4
70	Mirgalimsaj Lagerst., Kaz. SSR	Kalkstein, Dolomit	80	5,0	0,76	55
71	Mirgalimsaj Lagerst., Kaz. SSR	Kalkstein, Dolomit	210	8,6	0,66	55
72	Mirgalimsaj Lagerst., Kaz. SSR	Kalkstein, Dolomit	320	11,0	0,50	55
73	Kandara Lagerst., Tadž. SSR	Biotit-Porphyr, Granit	150	8,0	3,2	36
74	Rogunskij Gidrousel	Sandstein	350	9,7	1,65	48
75	Kadamžajsk, Tjan'-Šan'	Kalkstein	240	7,5	1,96	27

Tabelle 1 (Fortsetzung)

76	Čon-Koj, Tjan'-Šan'	Listvenit	160	21,3	0,96	28
77	Čon-Koj, Tjan'-Šan'	Listvenit	160	4,2	2,02	28
78	Kurusaj-Turangly, Tjan'-Šan'	Kalkstein, Skarn	70	3,5	1,77	3
79	Kurusaj-Turangly, Tjan'-Šan'	Kalkstein, Skarn	660	19,0	1,50	3
80	Novomoskovsk	Gips	110	6,5	0,60	10
81	Gdov, Lenslanec, Estonija	Schiefer	85	3,0	0,83	10
<hr/>						
	<u>DDR, Westeuropa</u>					
82	Harz, DDR	Kalkstein	400	10,0	1,90	31
83	Erzgebirge, DDR	Gneis	100	2,7	1,25	31
84	Werrarevier, DDR	Kalisalz	800	18,5	0,90	31
85	Freiberg, DDR	Gneis	140	3,6	1,04	Autor
86	Zinnwald, DDR	Replitzer Quarzporphyr	80	3,4	1,50	Autor
87	Ehrenfriedersdorf, DDR	Gneisglimmerschieferung	186	(8,4)	1,07	Autor
88	Sonnenberg, Luzern, Schweiz	Sandstein	90	1,5	1,57	21
89	Sonnenberg, Luzern, Schweiz	Sandstein	90	2,6	2,05	21
90	Mitterberg, Österreich	Gräuacke	750	23,0	0,52	9
91	Ruhrrevier, BRD	Sandstein	900	23,0	1,23	8
92	Ruhrrevier, BRD	Sandstein	1010	25,0	0,30	8
93	Nennig, BRD	Kalkstein	6	(0,14)	11,79	16
94	Oppenheim, BRD	Kalkstein	4	(0,10)	4,0	16
95	Auerbach, BRD	Diorit	140	3,0	0,90	16
96	Albersweiler, BRD	Gneis	7	(0,16)	6,25	16
97	Wössingen, BRD	Kalkstein	6	(0,14)	11,43	16
98	Onstmettingen, BRD	Kalkstein	25	(0,60)	1,17	16
99	Straßberg, BRD	Kalkstein	35	(0,84)	1,01	16
100	Bollschweil, BRD	Kalkstein	5	(0,12)	5,00	16

Tabelle 1 (Fortsetzung)

Nr.	Meßort	Gesteinstyp	Teufe in m	σ_z in MPa	$\frac{\sigma_{x,y}}{\sigma_z}$	Lite- ratur- hin- weis
101	Kleinkems, BRD	Kalkstein	5	(0,12)	13,75	16
102	Grimsel, BRD	Granodiorit	265	(7,0)	2,33	16
	<u>Skandinavien</u>					
103	Vuonos, Finnland		100	5,0	1,20	42
104	Hammaslahti, Finnland		365	10,0	1,90	42
105	Kotalahti, Finnland		380	12,5	2,10	42
106	Kotalahti, Finnland		570	24,5	2,00	42
107	Kotalahti, Finnland		770	20,0	2,15	42
108	Pyhäsalmi, Finnland		85	4,0	2,90	42
109	Pyhäsalmi, Finnland		140	5,5	2,54	42
110	Pyhäsalmi, Finnland		195	13,5	2,70	42
111	Pyhäsalmi, Finnland		290	8,0	3,80	42
112	Pyhäsalmi, Finnland		395	12,5	3,40	42
113	Pyhäsalmi, Finnland		500	11,5	1,80	42
114	Vihanti, Finnland		225	12,3	2,10	42
115	Vihanti, Finnland		365	21,5	1,85	42
116	Vihanti, Finnland		485	24,0	1,80	42
117	Vihanti, Finnland		565	22,5	2,10	42
118	Vammala, Finnland		130	7,5	2,30	42
119	Vammala, Finnland		170	8,0	2,20	42
120	Otanmäki, Finnland		255	15,0	1,80	42
121	Otanmäki, Finnland		385	10,0	3,90	42
122	Otanmäki, Finnland		435	13,5	2,60	42
123	Otanmäki, Finnland		480	13,0	2,90	42

Tabelle 1 (Fortsetzung)

124	Otanmäki, Finnland	540	10,0	4,00	42
125	Otanmäki, Finnland	590	16,0	2,50	42
126	Vuorokas, Finnland	50	3,5	2,18	42
127	Vuorokas, Finnland	110	7,0	2,40	42
128	Vuorokas, Finnland	180	7,5	2,32	42
129	Vuorokas, Finnland	510	28,0	1,60	42
130	Rautuvaara, Finnland	210	10,0	1,68	42
131	Rautuvaara, Finnland	320	13,5	1,87	42
132	Rautuvaara, Finnland	400	8,5	2,80	42
133	Luikonlahti, Finnland	190	5,0	1,18	42
134	Luikonlahti, Finnland	350	14,0	1,20	42
135	Tuturi, Finnland	70	5,0	2,60	42
136	Tuturi, Finnland	220	7,0	2,25	42
137	Tuturi, Finnland	240	8,0	2,18	42
138	Tuturi, Finnland	310	11,5	2,00	42
139	Ojamo, Finnland	250	10,0	1,82	42
140	Förby, Finnland	230	10,0	2,32	42
141	Sipoo, Finnland	40	7,0	1,93	42
142	Parainen, Finnland	120	9,0	1,83	42
143	Parainen, Finnland	220	18,0	1,70	42
144	Lappeenranta, Finnland	55	6,5	2,30	42
145	Louhi, Finnland	125	5,0	1,68	42
146	Salmisaari, Finnland	15	10,0	1,40	42
147	Malmi, Finnland	15	8,5	0,80	42
148	Varissuo, Finnland	35	5,0	2,00	42
149	Kirkens, Norwegen	100	(2,7)	5,55	22
150	Kirkens, Norwegen	400	(10,8)	0,98	22

Tabelle 1 (Fortsetzung)

Nr.	Meßort	Gesteinstyp	Teufe in m	σ_z in KPa	$\frac{\sigma_{x,y}}{\sigma_z}$	Literatur- hin- weis
151	Kirkens, Norwegen		100	(2,7)	5,00	22
152	Kirkens, Norwegen		10	(0,3)	18,5	22
153	Sildvik, Norwegen		400	7,9	2,47	22
154	Sildvik, Norwegen		800	(21,6)	0,56	22
155	Sildvik, Norwegen		300	(8,1)	0,80	22
156	Sildvik, Norwegen		200	(5,4)	2,83	22
157	Sildvik, Norwegen		100	(2,7)	4,15	22
158	Sildvik, Norwegen		100	(2,7)	1,30	22
159	Sildvik, Norwegen		1250	(33,8)	0,53	22
160	Sildvik, Norwegen		800	(21,6)	0,42	22
161	Sildvik, Norwegen		100	(2,7)	0,83	22
162	Sildvik, Norwegen		140	(3,8)	1,84	22
163	Sildvik, Norwegen		420	(11,3)	1,76	22
164	Sildvik, Norwegen		230	(6,2)	2,42	22
165	Sildvik, Norwegen		650	(17,6)	1,02	22
166	Sildvik, Norwegen		450	(12,2)	1,11	22
167	Sildvik, Norwegen		480	(13,0)	1,42	22
168	Sildvik, Norwegen		140	(3,8)	6,00	22
169	Sildvik, Norwegen		400	(10,8)	1,35	22
170	Sildvik, Norwegen		100	(2,7)	3,55	22
171	Sildvik, Norwegen		50	(1,4)	4,17	22
172	Stripa, Schweden	Precambrian, similar	110	6,5	0,77	37
173	Stripa, Schweden	Precambrian, similar	200	7,0	2,14	37
174	Stripa, Schweden	Precambrian, similar	300	13,0	1,38	37
175	Stripa, Schweden	Precambrian, similar	380	12,5	1,68	37

2. Theoretische Modelle zur Darstellung des globalen Spannungsfeldes

In den letzten Jahren wurden sehr viele Spannungsmessungen in situ durchgeführt. Die Darstellung der Meßergebnisse für Australien, Kanada, die USA, Skandinavien, Südafrika erfolgte u. a. von HOEK und BROWN /24/.

Eine Zusammenstellung der Meßergebnisse für die UdSSR und die DDR wurde erstmals in dieser Form in der vorliegenden Arbeit vorgenommen. Die Ergebnisse sind - mit weiteren in der Zwischenzeit bekannt gewordenen Ergebnissen aus Westeuropa und Skandinavien - in der Tabelle 1 zusammengefaßt.

Alle hier genannten Meßergebnisse (aus /24/ und aus Tabelle 1) sind in Bild 1 eingetragen worden, welches das Verhältnis der mittleren horizontalen Spannungen zu den vertikalen Spannungen in Abhängigkeit von der Teufe zeigt. Wie aus Bild 1 zu ersehen ist, liegen fast alle Meßergebnisse in einem Bereich, der von zwei Kurven

$$\frac{100}{z} + 0,3 \leq \lambda \leq \frac{1500}{z} + 0,5$$

begrenzt wird.

Die Mehrzahl der Meßergebnisse befinden sich im oberen Teil der Erdkruste, etwa bis zu einer Teufe von 500 m. Nur wenige Werte liegen unter einer Teufe von 2000 m, was natürlich aus der Lage der entsprechenden Gruben resultiert.

Die Ergebnisse aus Bild 1 machen deutlich, daß in den oberen Schichten der Erdkruste horizontale Druckspannungen überwiegen. Ab einer Teufe von etwa 1300 bis 1400 m verändert sich das Bild. Es kommt ein "geostatischer Ausgleich" zustande ($\lambda = 1$), wobei mit wachsender Teufe die vertikalen Spannungen größer als die horizontalen sind.

2.1. Halbraummodelle unter Eigengewicht

Das älteste und einfachste analytische Modell des primären Spannungsfeldes ersetzt die Erdkruste geometrisch durch einen Halbraum, dessen Ebene $z = 0$ mit der Erdoberfläche zusammenfällt. In Teufenrichtung $z = 0$ wirkt infolge des Eigengewichtes die Spannungskomponente

$$\sigma_1 = \sigma_z = \rho g z \quad (1)$$

σ_z - vertikale Spannung

ρ - Dichte

g - Erdbeschleunigung

z - Teufe

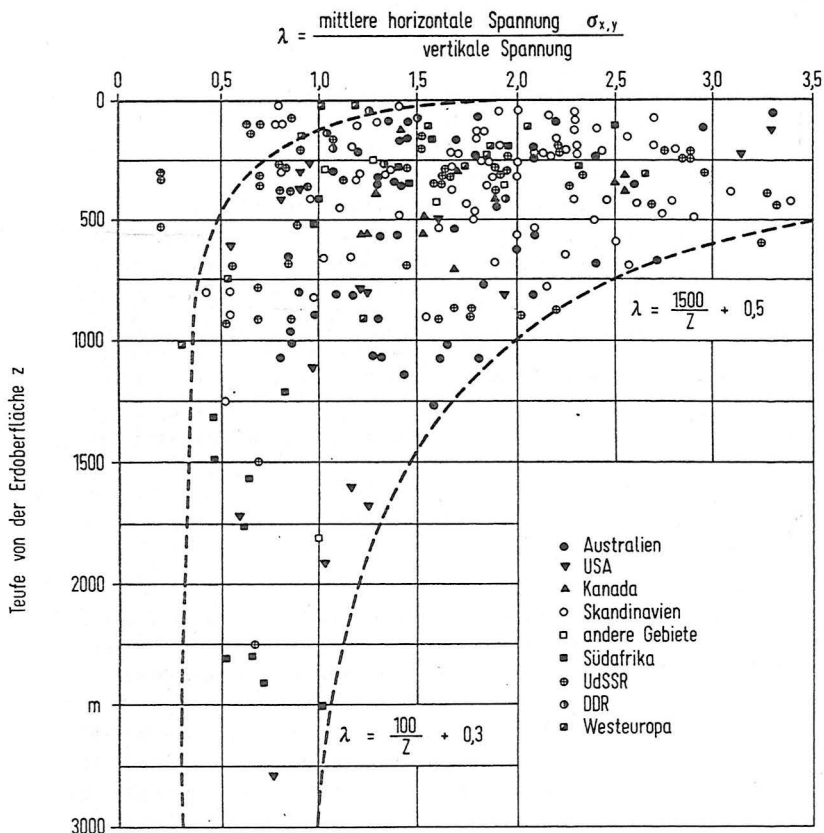


Bild 1. Verhältnis der mittleren Horizontalspannungen zu den Vertikalspannungen in Abhängigkeit von der Tiefe (Ergebnisse nach HOEK und BROWN /24/, UdSSR, DDR und Westeuropa nach Autor)

Bei Isotropie gilt für die Horizontalspannungen

$$\sigma_2 = \sigma_3 = \sigma_x = \sigma_y = \sigma_{x,y} \quad (2)$$

wobei (x, y, z) die Hauptrichtungen der Normalspannungen bilden und $\sigma_{x,y}$ die mittlere horizontale Spannung darstellt. Durch den Ansatz

$$\frac{\sigma_{x,y}}{\sigma_z} = \lambda \quad (3)$$

wird ein Seitendruckbeiwert λ definiert. Die Annahme

$$u_x = u_y = 0 \quad \text{bzw.}$$

$$\varepsilon_x = \varepsilon_y = 0$$

u_x, u_y - Verschiebung in Richtungen x, y

$\varepsilon_x, \varepsilon_y$ - Deformationen in Richtungen x, y

führt bei HOOKE-Material zu

$$\lambda = \lambda_0 = \frac{\nu}{1 - \nu} \quad (4)$$

ν - Querdehnungszahl

Dieses von DINNIK /12/ für die Berechnung der horizontalen Spannungen benutzte Modell liefert also das bekannte Ergebnis

$$\sigma_x = \sigma_y \leq \sigma_z \quad \text{bzw.} \quad 0 \leq \lambda \leq 1$$

so daß keine "überschüssigen Horizontalspannungen" auftreten. Offensichtlich steht dieses Modell im Widerspruch zu den in Tabelle 1 und Bild 1 dargestellten Meßergebnissen. Durch den Ansatz:

$$\begin{aligned} \sigma_x &= \sigma_y = \bar{\sigma}_{x,y} + \lambda_0 \varrho g z \\ \sigma_z &= \varrho g z \end{aligned} \quad (5)$$

$\bar{\sigma}_{x,y}$ - mittlere horizontale Spannung an der Erdoberfläche

kann man formal und zumindest qualitativ richtig den Meßergebnissen entsprechen. Dabei ist $\bar{\sigma}_{x,y}$ eine konstante horizontale Zusatzspannung von zunächst beliebiger Größe. Aus (5) folgt unmittelbar:

$$\lambda = \frac{\sigma_{x,y}}{\sigma_z} = \lambda_0 + \frac{\bar{\sigma}_{x,y}}{\varrho g} \cdot \frac{1}{z} \quad (6)$$

und damit $\lambda \geq 1$

Für eine Teufe $z = z_0$ gilt $\lambda = 1$. Aus (6) folgt

$$z_0 = \frac{\bar{\sigma}_{x,y}}{\varrho g (1 - \lambda)} \quad (7)$$

Mit (7) läßt sich (6) auch in folgender Form darstellen:

$$\lambda = \lambda_0 + (1 - \lambda_0) \frac{z_0}{z} \quad (8)$$

Für $z = 0$ resultiert $\lambda \rightarrow \infty$, für $0 < z < z_0$ gilt $\lambda > 1$, für $z > z_0$ gilt $\lambda < 1$ und für $z \rightarrow \infty$ wird $\lambda = \lambda_0$, also gleich dem Grenzwert (4) des klassischen Halbraummodelles.

2.2. Kugelschalenmodell

Von DOLGICH und RUPPENJEIT /14/, SALUSTOWICZ /43/, LANDAU u. a. /34/, NOREL /39/ wird die Erde als Erdkugelmodell unter Eigengewicht betrachtet. McCUTCHEN /38/ stellt die Erdkruste als Kugelschalenmodell dar, wobei der innere Rand der Kugelschale als Grenze zwischen Kruste und Mantel (Moho-Diskontinuität) gedeutet werden kann. Ist das Innere der Erde in erster Näherung inkompressibel, so ist der Innenrand der Kugelschale unverschieblich gelagert ($u_r = 0$). Das entstehende elastische kugelsymmetrische Problem ist geschlossen lösbar.

Man erhält

$$\sigma_r = \frac{\rho g R}{4} \left[-4(1-\beta)x + (3-4\beta)A - \frac{4\beta B}{x^3} \right] \quad (9)$$

$$\sigma_\theta = \frac{\rho g R}{4} \left[-2(2-3\beta)x + (3-4\beta)A + \frac{2\beta B}{x^3} \right] \quad (10)$$

$$\lambda = \frac{\sigma_\theta}{\sigma_r} \quad (11)$$

σ_r - radiale Spannung

σ_θ - tangentielle Spannung

R - Erdradius

A, B - sind Konstanten, die durch Randbedingungen bestimmt werden

$$\beta = \frac{1 - 2\nu}{2(1 - \nu)}$$

Werden diese Gleichungen in erster Näherung linearisiert und dabei auf ein Koordinatensystem (x, y, z) transformiert, bei dem

$$z = R - r$$

ist und die Dicke der Kugelschale als sehr groß angenommen wird, so erhält man die Spannungen

$$\begin{aligned} \sigma_r &\rightarrow \sigma_z \\ \sigma_\theta &\rightarrow \sigma_x = \sigma_y \end{aligned}$$

in der Näherungsform nach (1) und (2). Das Kugelschalenmodell zeigt also, daß in der Nähe der Erdoberfläche

$$\sigma_{\theta} > \sigma_r$$

gilt, d. h. $\lambda > 1$, und daß an der Erdoberfläche eine tangentielle Druckspannung auftritt. Die gekrümmte Kugelgestalt der Kruste verursacht also "überschüssige Horizontalspannungen" aufgrund der Gewölbewirkung dieser Schale unter Eigengewicht.

Die in die Formeln (5) bis (8) eingeführte Horizontalspannung findet somit eine einfache und gesetzmäßige Erklärung, soweit das globale Spannungsfeld betrachtet wird. Eine Vereinfachung zum Halbraum versagt hier und ist nur anwendbar, wenn die horizontale Zusatzspannung $\sigma_{x,y}$ eingeführt wird.

Durch lokale tektonische Effekte wird dabei der Wert dieser Horizontalspannung variiert werden, die Tatsache ihrer prinzipiellen Existenz ist damit jedoch nicht verbunden.

Im Folgenden werden die aus /24/ übernommenen und die in Tabelle 1 zusammengestellten Meßergebnisse daher durch lineare Regression (Geraden) genauer analysiert, wobei regionale Gruppen von Meßwerten getrennt betrachtet werden.

2.3. Numerische Untersuchungen

Wenn man in Betracht zieht, daß sowohl die vertikalen als auch die horizontalen Spannungen mit zunehmender Teufe gleichmäßig ansteigen, kann man in erster Näherung mit Hilfe der linearen Regression für die Gebiete Australien, Kanada, USA, Skandinavien, Südafrika, Kola-Halbinsel, Ural und Mitteleuropa den Anstieg der vertikalen und horizontalen Spannungen bei zunehmender Teufe berechnen. Als Grundlage dienen die Formeln (1) bis (8).

Wie aus Tabelle 2 zu ersehen ist, sind die Korrelationskoeffizienten bei der Berechnung der vertikalen Spannungen größer als bei der Berechnung der horizontalen Spannungen. Das bedeutet, daß die Meßwerte der horizontalen Spannungen stärker schwanken. Die relativ starke Streuung dieser Meßwerte ist wahrscheinlich auf drei Ursachen zurückzuführen:

- a) Die erste Ursache ist in den lokalen geologisch-tektonischen Bedingungen der Meßgebiete zu sehen, die relativ stark schwanken können.
- b) Als zweite Ursache ist die nicht einheitliche Interpretation (Auswertung) der Meßergebnisse zu vermuten. So werden zur Spannungsermittlung verschiedene analytische Methoden bzw. Verfahren angewendet.
- c) Die dritte Ursache beruht auf systematischen Fehlern, d. h. z. B. Ungenauigkeiten der Messungen.

Tabelle 2. Mittlere Parameterwerte nach Gleichungen (1) bis (8), bestimmt aus den Meßergebnissen nach /24/ sowie den Ergebnissen aus Tabelle 1

Lfd. Nr.	Gebiet	$\varrho \cdot g$ in MPa/m	r_1	λ_0	$\sigma_{x,y}$ in MPa	r_2	z_0 in m	ν_0
1	Australien	0,020	0,65	0,57	14,01	0,55	1616	0,36
2	Kanada	0,040	0,79	0,86	13,51	0,39	2364	0,46
3	USA	0,025	0,94	0,67	13,13	0,62	1560	0,40
4	Skandinavien	0,028	0,81	0,90	12,77	0,50	4687	0,47
5	Südafrika	0,025	0,94	0,54	7,58	0,84	666	0,35
6	Kola-Halbinsel	0,029	0,99	0,44	19,80	0,73	1233	0,31
7	Ural	0,030	0,46	0,45	8,50	0,23	687	0,35
8	Mitteleuropa	0,026	0,99	0,76	3,02	0,85	478	0,43
	Gesamtmittelwert	0,027	0,86	0,60	12,59	0,54	1165	0,38

r_1 - Korrelationskoeffizient für die vertikale Spannung

r_2 - Korrelationskoeffizient für mittlere Horizontalspannung

Wie Bild 2 zeigt, liegt der größte Gradient der vertikalen Spannungen in Kanada, der kleinste in Australien. Die maximale horizontale Spannung an der Oberfläche liegt auf der Kola-Halbinsel, die minimale in Mitteleuropa (Bild 3). Der größte Anstieg wurde in Kanada ermittelt, der kleinste in Australien.

Besonders große Korrelationskoeffizienten weisen die Meßergebnisse für Mitteleuropa, Kola-Halbinsel und Südafrika auf.

Aufgrund der berechneten mittleren Parameterwerte (Tabelle 3) wurden nach Formel (8) entsprechende Kurven (Seitendruckbeiwert als Funktion von der Teufe) für einzelne Gebiete bestimmt (Bild 4). Alle Kurven zeigen, daß der Gradient der vertikalen Spannungen mit zunehmender Teufe rascher ansteigt als der Gradient der horizontalen Spannungen. Das bedeutet, daß der grundsätzliche Verlauf der Funktion

$$\lambda = \lambda_0 + (a - \lambda_0) \frac{z_0}{z} \quad (8)$$

bei allen Messungen zum Ausdruck kommt und daß damit die Tendenz des "globalen Spannungsfeldes" in allen Gebieten gleichermaßen widergespiegelt wird.

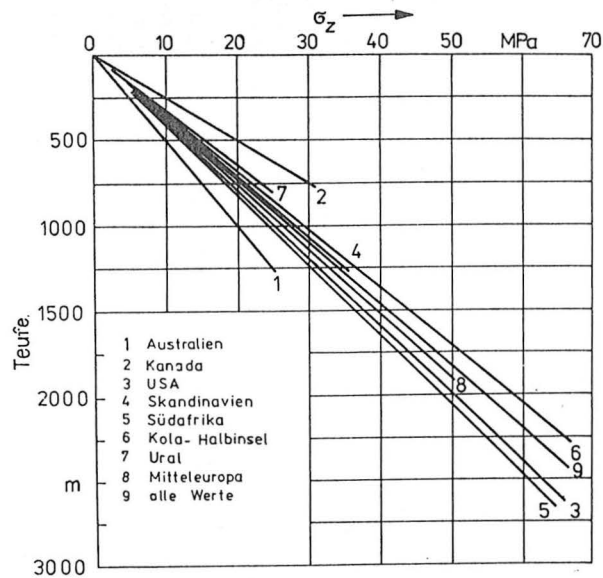


Bild 2. Mittlere Vertikalspannungen σ_z in Abhängigkeit von der Teufe für regionale Gruppen aller Meßwerte

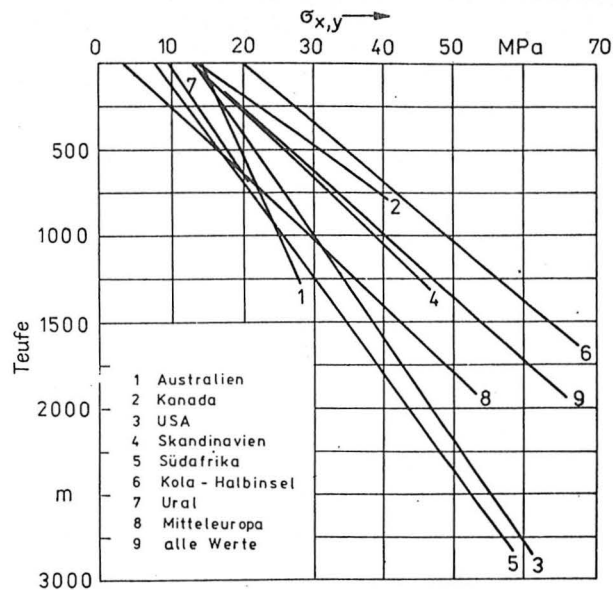


Bild 3. Mittlere Horizontalspannungen $\sigma_{x,y}$ in Abhängigkeit von der Teufe für regionale Gruppen aller Meßwerte

Tabelle 3. In-situ-Meßergebnisse der Grube "Reiche Zeche" Freiberg

Abstand von Kontur in m	Elasti- zitäts- modul $E \cdot 10^4$ in MPa	Quer- dehn- ungs- zahl ν	Relative Defor- mationen $\cdot 10^{-5}$			Hauptspannungen in MPa			Neigungs- winkel von σ_{\max} oder σ_{\min} φ in Grad
			ϵ_1	ϵ_2	ϵ_3	σ_1	σ_2	σ_3	
Vertikales Bohrloch									
4,0	berechnet nach		41	20	20	3,8	-	2,0	22
4,9	Anisotropie- koeffizienten		40	10	10	3,7	-	1,1	22
5,3			30	19	10	2,5	-	1,3	0
5,7			39	20	11	3,4	-	1,4	9
Mittelwert (X)						3,4	-	1,5	13
Variationskoeffizient (V) in %						18	-	32	80
Vertrauensbereich des Mittelwertes (X)						3,4 $\pm 0,5$	-	1,5 $\pm 0,4$	13 ± 6
Horizontales Bohrloch, Richtung 77°									
3,0	berechnet nach		40	30	20	3,6	1,8	-	0
3,5	Anisotropie- koeffizienten		31	30	29	3,0	2,2	-	0
4,0			42	31	21	3,7	1,9	-	-1
Mittelwert (X)						3,4	2,0	-	-0,3
Variationskoeffizient (V) in %						11	10	-	73
Vertrauensbereich des Mittelwertes (X)						3,4 $\pm 0,4$	2,0 $\pm 0,2$	-	0,3 $\pm 0,7$

3. Spannungsuntersuchungen in situ

3.1. Geologische Situation im Südostteil der DDR

Der Südostteil der DDR besteht aus den regionalgeologischen Bauelementen Vogtland, Erzgebirge, Granulitgebirge, Erzgebirgisches Becken, Nordwestsachsen, Elbtalzone und Lausitz /41/. Den geologischen Untergrund bildet das präkambrische bis paläozoische Grundgebirge, das von Süden nach Norden abtaucht. Paläozoische Schiefergesteine mit eingeschalteten Kalksteinen und Diabasen sowie Phyllite, Glimmerschiefer und Gneis bestimmen den geologischen Aufbau des Vogtlandes.

Im Erzgebirgsantiklinorium sind in die genannten Metamorphite außerdem noch kristalline Grauwacken, Marmore, Amphibolite, Granite und Basalte eingelagert. Den tiefen Untergrund des Erzgebirgisches Beckens bilden

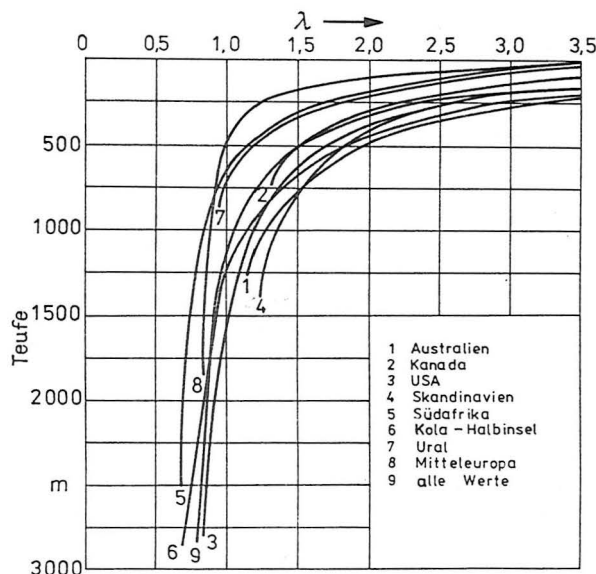


Bild 4. Verhältnis der mittleren Horizontalspannungen zu den Vertikalspannungen in Abhängigkeit von der Teufe für regionale Gruppen aller Meßwerte

die kristallinen und sedimentären Gesteine des in der Hauptphase der varistischen Tektogenese gefalteten und dislozierten Grundgebirges. Mit Faltungen gehen streichend verlaufende Störungen einher. Die ersten, sicher nachweisbaren Störungen fallen in die varistische Tektogenese. Die Bruchstrukturen werden in der heutigen Form überwiegend in der postvaristischen Tektogenese angelegt und verlaufen häufig NE-SW bzw. NW-SE. In erster Linie muß man mit derartigen Störungsrichtungen rechnen. Parallel zur Lausitzer Störung liegt die vermutlich gleichalte Wendischkarsdorf-Störung. Ungefähr parallel zu diesen beiden tektonischen Hauptlinien verläuft die Hauptklüftung des Sandsteines. So wird die Grenze zwischen der Vogtländischen Mulde und dem Ostthüringischen Hauptsattel durch eine steil nach NW einfallende Störungsfläche gebildet. Der im Tertiär angelegte Erzgebirgsabbruch weist ein NE-SW-Streichen auf.

Eine Reihe von jungen Störungen des Lausitzer Granitmassivs weisen SE-Richtung auf. Zusätzlich werden die Hauptstrukturen des Südostteiles der DDR durch zahlreiche, besonders in NW-Richtung verlaufende Verwerfungen gekreuzt, wie die Plutoschacht-Verwerfung mit maximal 108 m, der Röditz Sprung mit 180 bis 250 m und die Oberhohndorfer Verwerfung mit

maximal 200 m Sprunghöhe. Diese NW-gerichteten Störungen sind in späterer Zeit wieder aufgelebt, wie aus der Versetzung der Auflagerungsfläche des Oberrotliegenden hervorgeht. Bemerkenswert ist ebenfalls, daß in der weiteren nordwestlichen Fortsetzung die Störungen an der Hermundurischen Scholle auftreten, die der Saxonischen Gebirgsbildung angehören. Darauf weist auch jene Tatsache hin, daß manche Spaltenzüge mehrmals aufgerissen sind und zu verschiedenen Zeiten eine Mineral- oder Erzfüllung erhielten, z. B. mit Flußspat, Sternquarz und Paradoxit, weiter mit Kupferkies, Pyrit, Zinkblende, Bleiglanz und schließlich mit Karbonaten sowie Kobalt- und Nickelerzen.

Gegenwärtig geschehen Bewegungen entlang von Störungen zwischen den einzelnen Blöcken. Verschiebungen können an der Grenze zwischen Schiefermantel und dem Granulit bzw. Metabasiten des Granulitgebirges, die als tektonische Bewegungsflächen zu erkennen sind, auftreten.

Die Ausführungen zeigen, daß das sächsische Gebirgsmassiv durch eine Vielzahl tektonischer Prozesse geformt wurde. Triangulationsnetze bestätigen die rezenten Bewegungen der einzelnen Blöcke.

3.2. In-situ-Untersuchungen im Südostteil der DDR

3.2.1. Untersuchungen zu Erdkrustenbewegungen

Im Süden der DDR, im Gebiet des ehemaligen Landes Sachsen, wurden in den Jahren 1890 und 1960 zwei Landesvermessungen mit hoher Genauigkeit durchgeführt /50, 51, 52/.

Es wurde festgestellt, daß relative Verformungen mit darstellbaren Beträgen in bestimmten, meist langen und schmalen Zonen ein einheitliches Verhalten bezüglich Richtung, Betrag, Vorzeichen und Drehsinn haben. Die Zonen sind vorwiegend in den tektonischen Hauptrichtungen NW-SE und NE-SW orientiert und koinzidieren mit den wichtigen Störungszonen des Untersuchungsgebietes. Die stärksten Krustendeformationen treten im Bereich des Elbelineamentes, der wichtigsten Störungszone des Untersuchungsgebietes, auf. In NE-SW orientierten tektonisch aktiven Zonen mit nachweisbaren Krustendeformationen sind relativ große Blöcke abgegrenzt, in denen die festgestellten Strainparameter einheitlich nahezu Null sind. Solche stabilen Blöcke sind der Lausitzer Block, der Erzgebirgsblock, das Granulitmassiv und der gesamte Nordwestteil des Untersuchungsgebietes. Die Bewegungsintensität der Verschiebungsgeschwindigkeit schwankt zwischen $5 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ bis $1 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$ bei Riesa und nördlich von Leipzig.

Im Ergebnis der Untersuchung rezenter vertikaler Erdkrustenbewegungen in der DDR wurde festgestellt, daß das Territorium der DDR sich hauptsächlich in einer Senkungszone befindet /49, 50/. Dabei beträgt die Geschwindigkeit der vertikalen Bewegungen im nördlichen Teil $1,1 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, im

Südteil $1,8 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$. Ein Vergleich der horizontalen und vertikalen Bewegungen ergibt, daß Horizontalbewegungen in der Regel höhere Geschwindigkeiten aufweisen und geologisch insofern bedeutender sind, als sie die rezenten Senkungen gewissermaßen "mitnehmen" /52/.

3.2.2. Spannungsuntersuchungen

In der DDR wurden an Meßorten im Erzgebirge, im Harz und im Werra-Kalirevier Spannungsmessungen in situ durchgeführt /31, 33/. Bei der Erzgebirgsmeßstelle E 1 kam die Bohrlochentlastungsmethode zur Anwendung. Zusätzlich wurde mit dem Ultraschallverfahren gearbeitet. Die Erzgebirgsmeßstelle E 2 wurde nur mit Ultraschall vermessen. Im Harz kamen bei der Vermessung der Stelle H 1 verschiedene Verfahren der Bohrlochentlastung zur Anwendung. Die Untersuchungsergebnisse haben gezeigt, daß das Verhältnis $\sigma_{x,y}/\sigma_z$ in einem Tiefenbereich $100 \text{ m} \leq z \leq 800 \text{ m}$ zwischen 1,0 und 2,5 liegt.

In Auswertung dieser Untersuchungen wurde festgestellt:

- Die maximale Horizontalspannungskomponente σ_1 ist NW-SE orientiert.
- Die mittlere Spannungskomponente $\sigma_2 \approx \sigma_z$ fällt näherungsweise mit der Vertikalrichtung zusammen.
- Die minimale Horizontalspannungskomponente σ_3 liegt angenähert in NE-SW-Richtung.

3.3. Zur Auswahl der Versuchsorte für eigene Messungen

Die In-situ-Messungen im Gebirgsmassiv des Erzgebirges sollten repräsentative Aussagen erbringen. Dazu mußten folgende Bedingungen erfüllt werden:

Die Versuchsorte sollen in einem Territorium liegen, das möglichst ein relativ homogenes Gebirgsmassiv bildet, in dem sich die physikalisch-mechanischen Eigenschaften nur wenig verändern und der Einfluß der Tektonik minimal ist. Das Gebirgsmassiv des Freiburger Gneises erfüllt z. B. diese Bedingungen weitestgehend.

Um Meßorte mit geringem tektonischen Einfluß auszuwählen, wurden die Karten, die die gegenwärtige Erdkrustenbewegung des südöstlichen Teiles der DDR widerspiegeln, genutzt /52/.

Für die Durchführung der Versuche ist das Vorhandensein untertägiger Hohlräume notwendig. An die im Raum des Erzgebirges bekannten Hohlräume wurden folgende Bedingungen gestellt:

1. Sie müssen in einem Bereich liegen, der von Abbauwirkungen unbeeinflusst ist, d. h., es sollte ein Mindestabstand von 100 m zu benachbarten Abbauen eingehalten werden.

2. Aufstellung der Bohrmaschine und Installation der notwendigen Meßanlagen stellen an die Hohlraumgeometrie gewisse Anforderungen.
3. Das Meßort muß mit Strom- und Wasseranschluß ausgerüstet sein.

Diese Anforderungen wurden nur von 12 in Betracht gezogenen Hohlräumen erfüllt, unter denen sich letztlich im betrachteten Gebiet nur

- die Lehrgrube "Reiche Zeche", Freiberg, und
- die Grube Ehrenfriedersdorf

als geeignet erwiesen.

An der Grenze des Freiburger Gneises wurde zur Feststellung der Randbedingungen des geologisch-morphologischen Struktureinflusses das Meßort Zinnwald, das auch geringe tektonische Erdkrustenbewegungen zeigt, ausgewählt.

4. Durchführung der Versuche und Auswertung der Meßergebnisse

4.1. Untersuchungen im Freiburger Erzbergbau (Grube "Reiche Zeche")

Das Untersuchungsgebiet von Freiberg wird im wesentlichen durch drei große Störungen begrenzt:

1. das Nossen-Wilsdruffer-Schiefergebirge im NE
2. die zentralsächsische Lineament-Grenze der Graugneise und der sie umhüllende Glimmerschiefer gegen das Frankenberg-Hainichener Zwischengebirge im Norden
3. die Grenze zwischen Rotgneisen bzw. Glimmerschiefer und den Graugneisen im Westen und im Süden.

Bei einer Vorbetrachtung zur Untersuchung des Spannungszustandes im Freiburger Raum muß man in erster Linie drei tektonische Bauelemente in Betracht ziehen - die "Gneiskuppel", das Granitmassiv und die Bruchformen des Gesteins, einschließlich der Erzgänge /7/:

1. Die Freiburger Gneiskuppel stellt die östliche Aufwölbung der erzgebirgischen Brachyantiklinale dar, die von SSW nach ENE durchgebogen ist.
2. Zu den Granitintrusionen gehört der "Niederbobritzscher Granit" und der "Freiburger Pluton". Der Freiburger Pluton ist als ein ausgehnter, annähernd NW-SE streichender Tiefenkörper lokalisiert worden. Die im Laufe des Unterrotliegenden zunehmende Erstarrung und die damit verbundene Kontraktion des "Freiburger Plutons" erzeugten im Hangenden desselben jene Spannungen, die die wechselseitigen Öffnungen des Freiburger Kluftsystemes zu Gangspalten bewirkten.

3. Die Bruchtektonik als letztes wesentliches Baelement im Freiburger Gebiet kann auch nur im Rahmen des großen, durch den varistischen Hauptplan bedingten Potentialfeldes betrachtet und gedeutet werden. Die Erzgebirgsantiklinale war während der erzgebirgischen Phase einer stärkeren Biegebeanspruchung ausgesetzt, welche die "Querwellung" derselben hervorrief. Das wesentliche Gepräge erhält das Untersuchungsgebiet jedoch durch das Gangsystem des Freiburger Erzrevieres.

Nach BAUMANN /7/ können die Erzgänge in vier genetisch miteinander verbundene Systeme eingeteilt werden (vgl. Bild 5):

1. Schersystem S_1 - $22^\circ/86^\circ$ WNW
2. Schersystem S_2 - $96^\circ/67^\circ$ S
3. Fiederklufsystem F_1 - $177^\circ/49^\circ$ W zum S_1 gehörig
4. Fiederklufsystem F_2 - $119^\circ/66^\circ$ SW zum S_2 gehörig.

Die beiden Schersysteme S_1 und S_2 sind hinsichtlich ihrer Genese als Blattverschiebungen zu betrachten. Die Bildung der Fiederklufsysteme muß im engen Zusammenhang mit Bewegungen in den Schersystemen gesehen werden, welche im Nebengestein Zugspannungen, die auf den Reibungswiderstand zurückzuführen sind, auslösten und die schließlich, wenn sie die Materialfestigkeit überschritten haben, zum Aufreißen der Zugspalten führen.

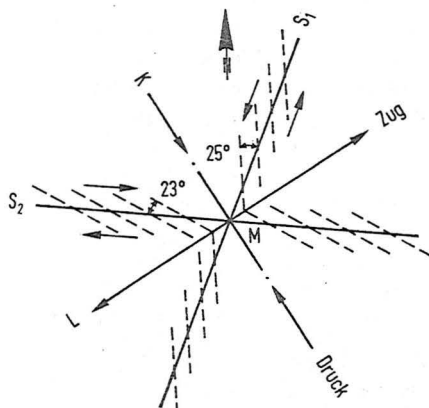
Aufgrund der zusammenfassenden Darstellung (BAUMANN /7/) der tektonischen Hauptrichtungen der beiden Scherklufsysteme und ihrer jeweils zugeordneten Fiederspalten (Bild 5), einschließlich ihrer gegenseitigen Beziehungen, wurde für die maximale Hauptspannung die NW-SE-Richtung ermittelt. Im Ergebnis dieser Analyse kann man feststellen, daß die Richtung NW-SE (NNW-SSE) als Hauptspannungsrichtung überwiegt.

Die In-situ-Messungen fanden im Gebiet Freiberg auf der 1. Sohle der Grube "Reiche Zeche" in einer Teufe von 140 m statt. Alle Ergebnisse sind in Tabelle 3 dargestellt.

Die Anwendung der Formeln der Elastizitätstheorie bei der Bestimmung der Spannungen durch die Bohrlochentlastungsmethode erfordert die Berücksichtigung der realen Anisotropie des Gebirges. Deshalb wurden im Labor Kerne, die am Meßort aus Bohrlöchern gewonnen wurden, auf Anisotropie der elastischen Gebirgseigenschaften in axialer Richtung sowie in verschiedenen orientierten radialen Richtungen untersucht.

Die nachgewiesene Anisotropie der elastischen Eigenschaften macht es erforderlich, diese bei der Auswertung der Spannungsmessungen durch folgenden Ansatz zu berücksichtigen:

Bild 5
Die tektonischen Strukturelemente des Freiberger Gangsystems /7/



- a) vertikales Bohrloch (Endfläche des Bohrloches ist parallel zur Schieferungsebene des Freiberger Graugneises):

$$\varphi = \frac{1}{2} \arctan \frac{2\varepsilon_2 - (\varepsilon_1 + \varepsilon_3)}{\varepsilon_1 - \varepsilon_3} \quad (12)$$

$$\sigma_{\max}^{\min} = \frac{1}{2} \left[\frac{\varepsilon_1 + \varepsilon_3}{A + B} \pm \frac{1}{2(A - B)} \sqrt{(\varepsilon_1 - \varepsilon_3)^2 + [2\varepsilon_2 - (\varepsilon_1 + \varepsilon_3)]^2} \right] \quad (13)$$

- b) horizontales Bohrloch (Endfläche des Bohrloches ist senkrecht zur Schieferungsebene des Freiberger Graugneises):

$$\varphi = \frac{1}{2} \arctan \frac{[2\varepsilon_2 - (\varepsilon_1 + \varepsilon_3)] (DA - C^2)}{G [\varepsilon_1 (D + C) - \varepsilon_3 (A + C)]} \quad (14)$$

$$\sigma_{\max}^{\min} = \frac{1}{2} \left[\frac{\varepsilon_1 (D - C) + \varepsilon_3 (A - C)}{DA - C^2} \pm \frac{1}{2} \sqrt{\left[\frac{\varepsilon_1 (D + C) - \varepsilon_3 (C + A)}{DA - C^2} \right]^2 + \frac{[2\varepsilon_2 - (\varepsilon_1 + \varepsilon_3)]^2}{G^2}} \right] \quad (15)$$

$\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3$ sind die mit einem aus drei Gebern bestehenden Meßkomplex in den 3 Richtungen an der Bohrlochendfläche gemessenen Deformationen.

$$A = \frac{1}{E^H}, \quad B = -\frac{\nu^H}{E^H}, \quad C = -\frac{\nu^L}{E^L}, \quad D = \frac{1}{E^L},$$

$$G = 2 \left[\frac{1}{E^{45}} - \frac{1}{4} \left(\frac{1}{E^H} + \frac{1 - 2\nu^L}{E^L} \right) \right]$$

sind Anisotropiekoeffizienten, die sich nach SCHNÖKE /45/ aus einachsigen Druckversuchen bestimmen lassen.

$$E'', E^{45}, E^{\perp}, \nu'', \nu^{45}, \nu^{\perp}$$

sind die Elastizitätsmoduln und die entsprechenden Querdehnungszahlen in der Isotropieebene, unter 45° dazu sowie senkrecht zur Isotropieebene.

Für die Spannungsbestimmung im Gebirge durch Deformationsmessungen an Bohrlochendflächen sind Korrekturkoeffizienten erforderlich. Diese sogenannten Konzentrationskoeffizienten (K_{σ} , K_{ax}) wurden experimentell an räumlichen Modellen ermittelt /26, 33/. Die Größen der tatsächlich im Gebirge vorhandenen Hauptspannungen werden unter Berücksichtigung der Korrekturkoeffizienten (Bild 6) nach den Formeln (16) bis (18) ermittelt (vgl. auch Bild 7).

Hauptspannungen	Messung in zwei zueinander senkrechten Bohrlöchern A und B	Messung in drei zueinander senkrechten Bohrlöchern A, B und C
σ_A^T	$\frac{K_{\sigma}}{K_{\sigma}^2 - K_{ax}^2} \sigma_B^B - \frac{K_{ax}}{K_{\sigma}^2 - K_{ax}^2} \sigma_B^A$	$\frac{K_{\sigma}}{K_{\sigma}^2 - K_{ax}^2} \sigma_A^C - \frac{K_{ax}}{K_{\sigma}^2 - K_{ax}^2} \sigma_B^A \quad (16)$
σ_B^T	$\frac{K_{\sigma}}{K_{\sigma}^2 - K_{ax}^2} \sigma_B^A - \frac{K_{ax}}{K_{\sigma}^2 - K_{ax}^2} \sigma_A^B$	$\frac{K_{\sigma}}{K_{\sigma}^2 - K_{ax}^2} \sigma_B^C - \frac{K_{ax}}{K_{\sigma}^2 - K_{ax}^2} \sigma_C^A \quad (17)$
σ_C^T	$\frac{1}{K_{\sigma}} \sigma_C^B - \frac{K_{ax}^2}{K_{\sigma}(K_{\sigma}^2 - K_{ax}^2)} \sigma_A^B - \frac{K_{ax}}{K_{\sigma}^2 - K_{ax}^2} \sigma_B^A$	$\frac{K_{\sigma}}{K_{\sigma}^2 - K_{ax}^2} \sigma_B^A - \frac{K_{ax}}{K_{\sigma}^2 - K_{ax}^2} \sigma_A^C \quad (18)$

Als Beispiel für die Auswertung sollen die Ergebnisse für den Freiburger Gneis dargestellt werden:

$$\sigma_A^T = \frac{1,2}{1,2^2 - (-0,65)^2} (2,0) - \frac{-0,65}{1,2^2 - (-0,65)^2} (1,5) = 3,6 \text{ MPa}$$

$$\sigma_B^T = \frac{1,2}{1,2^2 - (-0,65)^2} (1,5) - \frac{-0,65}{1,2^2 - (-0,65)^2} (2,0) = 3,0 \text{ MPa}$$

$$\sigma_C^T = \frac{1}{1,2} (3,4) - \frac{(-0,65)^2}{1,2[1,2^2 - (-0,65)^2]} (2,0) - \frac{-0,65}{1,2^2 - (-0,65)^2} (1,5) = 4,5 \text{ MPa}$$

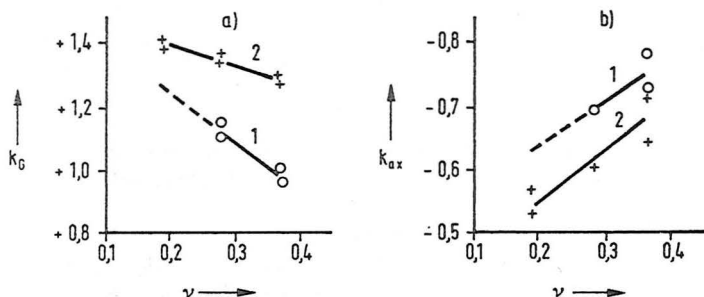
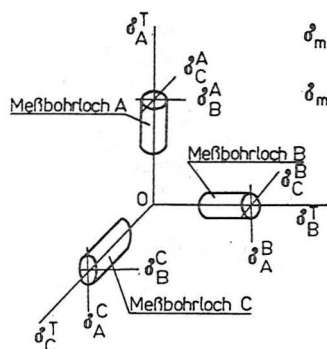


Bild 6. Abhängigkeit der Koeffizienten K_G und K_{ax} von der Querdehnungszahl des Untersuchungsmaterials (nach /26/)

Kurve 1 - ebene Bohrlochendfläche

Kurve 2 - Bohrlochendfläche in Form des abgeschnittenen Konus



$$\sigma_{\max} = \frac{E}{2} \left[\frac{\epsilon_1 + \epsilon_3}{1 - \nu} + \frac{1}{1 + \nu} \sqrt{(\epsilon_1 - \epsilon_3)^2 + [2\epsilon_2 - (\epsilon_1 + \epsilon_3)]^2} \right] \quad (21)$$

$$\sigma_{\min} = \frac{E}{2} \left[\frac{\epsilon_1 + \epsilon_3}{1 - \nu} - \frac{1}{1 + \nu} \sqrt{(\epsilon_1 - \epsilon_3)^2 + [2\epsilon_2 - (\epsilon_1 + \epsilon_3)]^2} \right] \quad (22)$$

$$\varphi = \frac{1}{2} \arctg \frac{\epsilon_1 + \epsilon_3 - 2\epsilon_2}{\epsilon_3 - \epsilon_1} \quad (23)$$

$\sigma_{\max}, \sigma_{\min}$ - größte und kleinste Spannung am Stoß,

zugehörige gemessene Deformationen

φ - Winkel zwischen σ_{\max} (oder σ_{\min}) und Achse des ersten Meßgeber

$\epsilon_1, \epsilon_2, \epsilon_3$ - relative Deformationen in drei Richtungen (Meßgebern) am Stoß, die

durch einen aus drei Gebern bestehenden Geberkomplex gemessen wurden

$\sigma_A^F, \sigma_B^F, \sigma_C^F$ - Hauptspannungen, die im Gebirge wirken

$\sigma_A^B, \sigma_A^C, \sigma_B^A, \sigma_B^C, \sigma_C^A, \sigma_C^B$ - Mittelwerte der Spannungen, die in den Bohrlochern A, B und C gemessen wurden

Bild 7. Orientierungsschema der Spannungen in zueinander senkrechten Bohrlochern /53/

Die In-situ-Spannungsmessungen ergaben für dieses Gebiet also eine horizontal liegende größte Hauptnormalspannung mit einem Betrag von 4,5 MPa und einer NNW-348°-Richtung. Die Vertikalspannung ist geringer als die größte Horizontalspannung und beträgt 3,6 MPa. Sie entspricht damit dem theoretisch berechneten Überlagerungsdruck des Gebirges. Die Meßergebnisse zeigen geringfügige Anisotropie und keine Abweichungen vom geostatischen Spannungszustand im Gebirge:

$$\sigma_1 : \sigma_2 : \sigma_3 = 1,15 : 1 : 0,83.$$

Die größte Hauptnormalspannungskomponente steht senkrecht zur Antiklinalenstruktur und stimmt mit den Untersuchungen anderer Forscher überein /31 bis 33/.

Eine gewisse Abweichung der Richtung der Hauptspannungskomponente, die nach BAUMANN /7/ aufgrund der Strukturanalyse ermittelt wurde, kann man wie folgt erklären:

1. Die Veränderung des Spannungsfeldes erfolgt innerhalb der Elastizitätsgrenze, d. h., Spröddrühe erfolgen nicht, und die Deformation des Gebirges erfolgt entlang der Störungen.
2. Die im Gebirge gespeicherte Energie hat spätere Spröddrühe zur Folge, die auch schon in der geologischen Vergangenheit in Systemen aufgetreten sind - das Fiederkluftsystem überprägte das Schersystem.
3. Die Antiklinalenstruktur besitzt eine dominierende Rolle.

4.2. Untersuchungen im Gebiet Zinnwald

Das geologisch-tektonische Bild des Untersuchungsgebietes von Zinnwald wird im wesentlichen durch die oberkarbonischen bis unterrotliegenden magmatischen Bildungen des Osterzgebirges bestimmt. Die wichtigsten magmatischen Bildungen sind der Teplitzer Rhyolith, die Granitporphyre von Altenberg und Flaje-Frauenstein sowie die Granite von Schellerhau, Altenberg und Zinnwald. Diese magmatischen Bildungen sind zum großen Teil an die bruchtektonische Zergliederung des osterzgebirgischen Krustenfeldes gebunden.

Beide sind nach BAUMANN /7/ in die erzgebirgische Phase der varistischen Orogenese zu stellen. Danach setzte im Westfal eine intensive Bruchtektonik ein, die von WETZEL /58/ als Voraussetzung für den subsequenten Magmatismus angesehen wird.

Diese Bruchtektonik (Scherungstektonik) ist im Zusammenhang mit der Biegebeanspruchung des saxothuringischen Bogens zu sehen und schafft vor allem im Zentralteil (östliches Erzgebirge) ein ausgedehntes Netzwerk von Brüchen in NE-SW-Richtung /7/.

Nach BAUER u. a. /6/ ist im Vogtland und im Erzgebirge hinsichtlich des Rupturensystemes mit zwei verschiedenen Bauplänen unterschiedlichen Alters zu rechnen:

1. NE-SE/NW-SE-Bauplan

- mit einem orthogonalen Rupturensystem (NE-SW) NW-SE-Streichrichtungen
- und einem diagonalen Rupturensystem (WNW-ESE, NNW-SSE/NNE-SSW, ENE-WSW-Streichrichtungen),

2. N-S/E-W-Bauplan.

Danach ist also neben den NNW-SSE- und N-S-orientierten Bruchzonen, welche bereits erwähnt wurden, auch mit dem Auftreten von ENE-WSW- und E-W-Richtungen zu rechnen, die im Erzgebirge jedoch stark zurücktreten. Man kann konstatieren, daß alle Bewegungen, die durch ein äußeres Spannungsfeld hervorgerufen werden, durch diese Bruchzonen beeinflusst werden und daß die Lage der Bruchzonen zu den Hauptspannungsrichtungen die Art der Bewegung (Scherung oder Dehnung) bestimmt.

Die Bruchzonen stimmen mit den durch GRÜNWALD /17/ ermittelten Störungsrichtungen von Granit überein. WETZEL führt in /58/ die Richtung NW-SE für die größere Hauptdruckspannung an, was eine relativ gute Übereinstimmung mit obiger Aussage darstellt. Der Meßort im Grubengebäude des Tiefen-Bünau-Stollens liegt unmittelbar an der Ortsbrust des Georgenfelder Querschlag, welcher etwa 200 m zuvor den Kontakt zwischen Granit und Teplitzer Rhyolith überfährt. Der Meßpunkt befindet sich bereits im Teplitzer Rhyolith in einer Teufe von 80 m. Die Richtung der größeren Hauptdruckspannung liegt NNW-SSE und hat den Betrag 6,8 MPa, mit der Neigung 17° nach SSW. Die vertikale Komponente ist gleich 3,4 MPa und damit etwas größer als der theoretisch berechnete Überlagerungsdruck. Dieser Unterschied sowie die Neigung der horizontalen Spannungskomponente werden durch das Relief der Oberfläche erklärt. Die größere Spannungskomponente hat eine Neigung, die mit dem Einfallen des Gebirges übereinstimmt.

Die Richtung der maximalen Hauptspannung liegt parallel zur Meißen-Teplitzer Linie. Man kann annehmen, daß diese Richtung in direkter Beziehung zu den Erdkrustenbewegungen entlang dieser Bruchzone steht. Die Richtung der größeren Hauptspannung kann auch durch die Granitoide, zwischen denen sich das Meßort befindet, beeinflusst sein. Diese Hauptspannung ist senkrecht zum Erzgebirgsabbruch orientiert, der auf dem Gebiet der ČSSR liegt und eine Sprunghöhe von teilweise über 1000 m hat. Die festgestellten Bewegungen der Lausitzer Überschiebung weisen auf die Richtung der maximalen Hauptspannungen hin, die gleichfalls NNW-SSE wirken /51/.

4.3. Untersuchungen im Gebiet Ehrenfriedersdorf

Die Lagerstätte NW-Feld, in der das Meßort lag, befindet sich am NW-Rand des Erzgebirgskristallin. In der Hauptsache handelt es sich um Glimmerschiefer mit Einlagerungen von Muskovitgneis, Skarne und kristalline Kalke. Die Texturflächen dieser Gesteine verlaufen SW-NE und fallen mit etwa 25° bis 45° nach NW ein. Der Hauptteil der Lagerstätte NW-Feld liegt in einer monotonen Glimmerschieferserie, lediglich im Osten, d. h. im Liegenden, häufen sich Einlagerungen. Die derzeitige Hangendbegrenzung des größten Teiles der Lagerstätte wird von einem mächtigen Kalkhorizont (etwa 85 m wahre Mächtigkeit), der von intensiv gestörten Nebengesteins-einlagerungen durchsetzt ist, gebildet. Die Lagerstätte selbst verdankt ihre Entstehung der Intrusion des mittelerzgebirgischen Teilplutons. Im Dach des Granites aufgerissene Spalten und Klüfte, bedingt durch die Kontraktion des erkaltenden Granites, wurden anschließend mit Quarz und den Erzmineralen Zinnstein, Arsenkies und Wolframit gefüllt. Das Generalstreichen dieser Spalten und Klüfte verläuft W-E bzw. WNW-ESE. In der Regel fallen sie sehr steil (etwa 85°) nach S ein. Diese mm bis cm mächtigen Erztrümer treten in einer Gesamtbreite von etwa 100 m auf, häufen sich aber an einigen Stellen zu sogenannten Trümerzonen.

Wie bereits erwähnt, durchsetzen mehrere Störungen den gesamten Lagerstättenkomplex. In der Hauptsache verlaufen sie SW-NE und fallen mittelsteil nach NW ein. Außer diesen Störungen existieren weitere, die teils NNW-SSE, teils WSW-ENE verlaufen. Auch diese fallen durchweg steil ein.

Das Meßort in der Grube "Ehrenfriedersdorf" liegt auf der 5. Sohle, die sich in einer Teufe von 186 m befindet. Das Gebirge besteht aus Glimmerschiefergneis. Aus tektonischen Gründen konnte nur ein Bohrloch hergestellt werden. Die Feststellung der Bohrlochachse erfolgte mittels Strukturanalyse nach der Methode von GUŠČENKO /18 bis 20/. Für die Vertikalspannung wird angenommen, daß sie sich aus dem Überlagerungsdruck ergibt.

Die Meßergebnisse sind in Tabelle 4 dargestellt. Die Richtung der maximalen Spannung ($\sigma_1 = 5,8$ MPa) stimmt mit dem Einfallen der Textur ($315^{\circ}/25^{\circ}$) überein und liegt senkrecht zur Antiklinalstruktur.

5. Bewertung der Meßergebnisse

5.1. Zur Situation des Gesamtgebietes

Die durchgeführten Untersuchungen zeigen, daß im Gebiet um Freiberg ein Spannungsfeld mit geringer Spannungsanisotropie im Gneis vorliegt. Am Rand des Untersuchungsgebietes (Meßort Zinnwald) sind die Spannungen und die Spannungsanisotropie etwas größer, was durch den Einfluß der Störungszonen zu erklären ist.

Tabelle 4. Schema zur Erfassung von Daten des In-situ-Meßortes
(Standardisierungsvorschlag)

Meßort	Grube "Reiche Zeche"	Zinnwald	Ehrenfriedersdorf
Gebiet	Erzgebirge, DDR	Erzgebirge, DDR	Erzgebirge, DDR
N-Breite	56° 45'	50° 45'	50° 41'
E-Länge	13° 20'	13° 40'	12° 57'
Teufe in m	140	80	186
Höhe über NN	290	750	420
Richtung σ_1^*	347° NNW	339° NNW	315° NW
Betrag σ_1 in MPa	4,5	6,8	5,8
Neigung σ_1 zum Horizont	0°	159°/17°	315°/20°
Richtung σ_2	-	69° ENE	-
Betrag σ_2 in MPa	3,6	3,4	4,8**
Neigung σ_2	90°	0°	135°/70°
Richtung σ_3	77° ENE	-	45° NE
Betrag σ_3 in MPa	3,0	3,4	4,5
Neigung σ_3	90°	339°/73°	0°
Gesteinstyp	Gneis	Teplitzer Albitophyr	Glimmerschiefer- gneis
Formation	Präkambrium	Karbon	Präkambrium
Elastizitätsmodul $E \cdot 10^4$ in MPa	in Schichtebene 7,5; senkrecht zur Schichtebene 5,0	1,5	1,5
POISSON-Zahl	0,2 - 0,23	0,28	0,25
Angewandte Methode	Bohrlochend- flächen-Methode (VNIMI)	Bohrlochend- flächen-Methode (VNIMI)	Bohrlochend- flächen-Methode (VNIMI)

Tabelle 4 (Fortsetzung)

Meßort	Grube "Reiche Zeche"	Zinnwald	Ehrenfriedersdorf
Bemerkung	E-Modul senkrecht zur Schieferungsebene ist gleich $5,1 \cdot 10^4$ MPa, parallel $7,5 \cdot 10^4$ MPa	Die größere Spannungskomponente hat eine Neigung, die mit dem Einfallen des Gebirges übereinstimmt.	Die Richtung der größeren Spannungskomponente stimmt mit dem Einfallen der Texturflächen überein.
Literaturhinweis	vorliegende Arbeit	vorliegende Arbeit	vorliegende Arbeit

* $|\sigma_1| > |\sigma_2| > |\sigma_3|$ Druckspannung - positiv; Zugspannung - negativ

** - vertikale bzw. horizontale Spannungen wurden theoretisch berechnet.

Der Freiburger Gneis kann als ein Gebirgsblock betrachtet werden, in dem ein relativ homogenes Spannungsfeld existiert. Im Gebiet südlich des Freiburger Gneises, in dem stärkere seismoakustische Aktivitäten auftreten, wurden dagegen größere Spannungen mit größerer Spannungsanisotropie (KNOLL /31/) gemessen. Großen Einfluß auf die Lage der Spannungsverteilung haben Antiklinalstrukturen und tektonische Störungen (Brüche), wobei die Richtung der maximalen Spannungskomponente parallel zu den Störungen liegt.

In Mitteleuropa herrscht eine maximale horizontale Druckrichtung um NW-SE vor, von der lokal, entsprechend den geologischen Verhältnissen, Abweichungen möglich sind. Jedoch ist zu bemerken, daß die größere Hauptkomponente auf dem Gebiet des Südostteiles der DDR nach NNW abweicht. Wahrscheinlich ist dies im Zusammenhang mit der Seismoaktivität im Süden und der tektonischen Aktivierung im Nordteil der DDR zu sehen. AHRENS u. a. /2/ stellen fest: "Die in den mobilen Krustenbereichen (alpidischer Mobilgürtel, westeuropäisches Riftsystem) nachweisbare jungtertiäre bis altquartäre tektonische Aktivierung erfaßt gleichzeitig weite Bereiche des intrakratonalen nördlichen Mitteleuropas und hat zur Heraushebung des Schollenmosaiks im Gebiet des Norddeutsch-Polnischen Sedimentationsbeckens geführt." Die für den Nordteil der DDR ermittelten Abtragungsbeträge (100 bis 150 m) korrespondieren in ihrer Größenordnung mit Hebungsbewegungen in den südlich anschließenden Senkungsbereichen (Thüringer Senke, Leipziger Tieflandsbucht) und den hiermit zeitlich gekoppelten Aufstiegsbewegungen der Mittelgebirgsblöcke (Harz, Thüringer Schiefer-

gebirge). Die gemessene Hauptnormalspannungsrichtung (NNW) steht also nahezu senkrecht zur Generalstreichrichtung der beschriebenen großräumigen tektonischen Struktur. Mithin ist anzunehmen, daß dieser Zusammenhang gesetzmäßig und nicht zufällig ist, indem die Hauptbewegungsrichtungen annähernd mit den Hauptspannungsrichtungen zusammenfallen.

5.2. Einordnung der Meßergebnisse in bestehende Vorstellungen für das Untersuchungsgebiet

AHORNER /1/ untersuchte den Herdmechanismus zahlreicher mitteleuropäischer Erdbeben und stellte einen Verlauf der Hauptspannungstrajektorien in Richtung NNW von den Alpen bis zum Niederrhein fest (eine etwa 140° gerichtete maximale Horizontaldruckkomponente). Die gleiche Richtung bestätigen ILLIES /25/, THURM u. a. /52/, HESSMANN und SCHWANDT /23/ und SCHWAB u. a. /46/. KAUTZLEBEN und BANKWITZ /29/ haben aufgrund der aerokosmischen Aufnahmen von tektonischen Bewegungen (NW-SE und meridionale NNW-SSW bzw. NNW-SSE) den Nachweis erbracht, daß die Kompressionsspannung NW-SE gerichtet ist. Eine Überschiebung des kristallinen Grundgebirges über die untermesozoischen Gesteine wurde von den Südalpen aus nach Norden (Überschiebungsweite mindestens 150 km) von PEJVE /40/ nachgewiesen. Nach KNOLL u. a. /32/ liegt die maximale Horizontalspannungskomponente in der Richtung NW-SE. Die Meßergebnisse stimmen mit denen anderer Autoren überein.

5.3. Einordnung der Ergebnisse in den internationalen Untersuchungsstand

Wie aus Bild 1 und Tabelle 2 hervorgeht, stimmen die vorliegenden Meßergebnisse mit den bekannten Meßwerten gut überein. Generell ist die vertikale Spannungskomponente gleich dem überlagernden Druck; der Seitendruckbeiwert (Verhältnis von Horizontal- zu Vertikalspannungen) nimmt mit der Tiefe ab. Diese Tendenz entspricht dem Schalenmodell der Erdkruste nach McCUTCHEN /38/. Es ist aber zu bemerken, daß die Horizontalspannung an der Erdoberfläche nach den durchgeführten Untersuchungen nur in Mitteleuropa etwa 2,7 MPa beträgt; andere Meßwerte weichen davon ab, was mit der jeweiligen regionalen Struktur in Verbindung zu sehen ist. Diese regionalen Inhomogenitäten der realen Kruste sind im genannten Schalenmodell wegen der dort vorausgesetzten Kugelsymmetrie auch nicht erfassbar. Sie sind zum Beispiel ähnlich wie lokale Anomalien des Schwerefeldes zu betrachten. Den lokalen Inhomogenitäten bzw. Anomalien der betrachteten Spannungsfelder können auch örtlich kleinere Horizontalspannungswerte entsprechen.

5.4. Schlußfolgerungen für weitere Forschungsarbeiten

Die Untersuchung von Spannungsfeldern muß in situ stets auf einzelne Punkte beschränkt bleiben. Gegenwärtig sind die technischen Möglichkeiten für die Bestimmung des Spannungszustandes im Gebirge sehr begrenzt, wobei die existierenden Methoden vorzugsweise untertage in Hohlräumen angewendet werden; der Hohlraumeinfluß muß also in geeigneter Weise eliminiert werden.

In zunehmendem Maße finden solche Methoden Beachtung, die eine Ermittlung des Spannungszustandes auch von der Erdoberfläche aus erlauben, d. h. in erster Linie die Bohrlochaufreißmethode (Frac-Methode).

Es ist möglich, sie mit der Bohrlochentlastungsmethode zu kombinieren und beide Verfahren parallel anzuwenden, um Vergleiche durchführen zu können. Außerdem ist die Bohrlochaufreißmethode heute bei nahezu beliebigen Bohrlochlängen anwendbar.

Die Durchführung und Auswertung solcher Messungen führt in der Regel heute noch zu Unterschieden in den Ergebnissen. Um eine Vereinheitlichung und Vergleichbarkeit zu erreichen, erscheint es dringend notwendig, eine Standardisierung vorzunehmen. Ein eigener Vorschlag dazu wird mit den Daten in Tabelle 4 zur Diskussion gestellt. Dieser Vorschlag erlaubt es, die Interpolation von Meßwerten bezüglich eines einheitlichen Auszugssystems zu berücksichtigen und trägt damit bei zur Aufstellung einer Weltkarte der Spannungsverteilung in der Erdkruste.

6. Faktorenanalyse zur Untersuchung tektonisch-physikalischer Parameter im Südosten der DDR

6.1. Allgemeine Bemerkungen

Komplexe geodätische, seismische und geophysikalische Untersuchungen, die von der Akademie der Wissenschaften der DDR durchgeführt werden, liefern reichhaltige Informationen über gegenwärtige Bewegungen der Erdkruste im Untersuchungsgebiet. So existieren beispielsweise Darstellungen über das Vektorfeld der Horizontalverschiebungen und der vertikalen Verschiebungsgeschwindigkeiten, die aus Druck-, Zug-, Scher- und Rotationskomponenten berechnet werden sowie über Erdbebenherde und seismische Energien /49, 52/. Zur Ausnutzung dieser Informationen, die in Form von Karten mit Isolinien dieser Parameter vorliegen, ist es für die Analyse der geomechanischen Situation notwendig, im betrachteten Gebiet den Mechanismus der tektonischen Prozesse zu erkennen. Dies erfordert letztlich eine Erklärung der Bewegungsursachen und ihrer Zusammenhänge mit den genannten Größen. Für die Deutung des natürlichen Spannungsfeldes mit Hilfe

tektonisch-physikalischer Daten ist es zweckmäßig, aus den genannten Parametern die dominierenden Faktoren zu bestimmen, die also den größten Einfluß auf den Verlauf der tektonischen Prozesse ausüben. Eine solche Aufgabe kann durch multivariante mathematisch-statistische Methoden gelöst werden (Faktorenanalyse). Die folgenden Betrachtungen stellen eine Zusammenfassung von Grundgedanken und Definitionen der Faktorenanalyse dar, und werden hier daher nicht in allen Einzelheiten erläutert. Für Einzelheiten sei auf das einschlägige Schrifttum verwiesen /57/.

6.2. Faktorenmodell

Das Modell der Aufgabe ist wie folgt zu formulieren. Es werden in N-Punkten eines Gebietes K-Werte der Parameter des tektonisch-physikalischen Zustandes ermittelt, d. h., es wird der Zustand eines jeden Punktes durch den K-dimensionalen Zeilenvektor X^* mit den unabhängigen Variablen bzw. mit den Merkmalen X_1, X_2, \dots, X_K charakterisiert:

$$X^* = (X_1, X_2, \dots, X_K) \quad (19)$$

Der tektonisch-physikalische Zustand des Gebietes wird unter Verwendung dieses Vektors für die betrachteten N-Punkte in einer Daten- bzw. Beobachtungsmatrix dargestellt, deren Elemente Realisierungen der zufälligen Variablen bilden /44/:

$$X = \begin{bmatrix} X_{11} & X_{21} & \dots & X_{K1} \\ X_{12} & X_{22} & \dots & X_{K2} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ X_{1N} & X_{2N} & \dots & X_{KN} \end{bmatrix} \quad (20)$$

Man nimmt nun an, daß Änderungen der betrachteten Zustände durch die Einwirkung einer Reihe elementarer mechanischer Prozesse, wie z. B. der Speicherung oder Dissipation elastischer Energie, oder durch die Realisierung tektonischer Verschiebungen entlang vorhandener Brüche bzw. durch die Öffnung von Störungen erfolgten. Die Aufgabe besteht dann darin, mechanische Prozesse (d. h. die sogenannten "Faktoren") aufzudecken, die das Verhalten des Vektors X^* bei der Gesamtheit von einzelnen Betrachtungen erklären können.

Das verwendete Algolprogramm zur Faktorenanalyse wurde von Dipl.-Ing. AZARNOV (MGRI, Moskau) ausgearbeitet.

- x_2 - horizontale Verschiebungsgeschwindigkeit in $\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$, berechnet nach Formel
- $$u = \sqrt{u_x^2 + u_y^2}$$
- x_3 - senkrechter Abstand d des Meßpunktes zur nächstliegenden Störung (Bruch) in km
- x_4 - Kosinus des Winkels zwischen dem Verschiebungsvektor u und der Streichrichtung der Störung (Bruch) in der Umgebung des Meßpunktes, $\cos \beta$
- x_5, x_6 - maximale ϵ_3^- und minimale ϵ_1^- -Deformation in $10^{-6} \cdot \text{a}^{-1}$
- x_7 - Kosinus des Winkels zwischen der Richtung der maximalen Deformation und der Streichrichtung der nächsten Störung (Bruch), $\cos \beta^+$
- x_8 - Rotationskomponente der Deformation w in $10^{-6} \cdot \text{a}^{-1}$
- x_9 - Scherdeformation γ in $10^{-6} \cdot \text{a}^{-1}$
- x_{10} - Klasseneinteilung des relativen Erdbeschleunigungsfeldes g in die Klassen 1 (Minimum) bis 11 (Maximum)
- x_{11} - Klasseneinteilung der relativen Seismoaktivität q im Intervall 0 (Energie geringer als $10^{13} \text{ erg}/25 \text{ km} \cdot \text{a}$) bis 6 ($10^{18} \text{ erg}/25 \text{ km} \cdot \text{a}$)
- x_{12} - Klasseneinteilung des Gesteinsalters T im Bereich 1 (Kreidegebirge) bis 14 (Proterozoikum - Granite und Gneise)
- x_{13}, x_{14} - Koordinaten x, y der Beobachtungspunkte in km (Bild 8).
- Die Überprüfung dieser Ausgangsinformationen auf lineare Abhängigkeit zeigte, daß alle 14 Variablen linear unabhängig sind.

6.4. Ergebnisse der Faktorenanalyse

Die Anwendung des erwähnten Algolprogrammes führte nach einzelnen Iterationsschritten schließlich auf drei Faktoren als minimale Anzahl. Das bedeutet also, daß für diese minimale Anzahl von drei Faktoren die größten Ladungen ermittelt wurden und folglich eine Erhöhung der Faktorenanzahl zu keiner Verbesserung führt.

Speziell beeinflußt der Faktor F1 die folgenden 3 Variablen:

- x_2 (u) mit einem Korrelationskoeffizienten von 0,47,
 x_7 ($\cos \beta^*$) mit einem Korrelationskoeffizienten von 0,46,
 x_8 (w) mit einem Korrelationskoeffizienten von 0,46.

Diese Variablen bilden eine genetische Gruppe, bzw. sie stellen einen einheitlichen Prozeß dar. Das kann bedeuten, daß der Verschiebungsvektor

mit dem Winkel zwischen der maximalen Zugdeformation und der Streichrichtung der Störung gekoppelt ist, indem z. B. die Verschiebung in Richtung der maximalen Zugdeformation erfolgt.

Das Fehlen der maximalen Zugdeformation in dieser Gruppe läßt sich damit erklären, daß diese Größe primär nicht mit dem Verschiebungsvektor verbunden ist, sondern mit dem Gradientenfeld der Verschiebungsvektoren. Generell sind bekanntlich die Deformationsgrößen mit den Spannungen verbunden.

Das Vorhandensein der Rotationskomponente in dieser Gruppe zeigt, daß Bereiche in der Umgebung einer Störung nicht nur Verschiebungen in deren Streichrichtung, sondern auch Drehungen erfahren. Variable in einer Gruppe können zur Deutung des Entlastungsprozesses bei Bruchbildung im Gebirge durch Translation und Rotation herangezogen werden.

Das Fehlen der vertikalen Verschiebungen zeigt, daß dieses Merkmal keinen wesentlichen Einfluß auf den tektonisch-physikalischen Zustand hat und daher nicht von Interesse für die Interpretation ist. Es existiert weiterhin eine direkte Abhängigkeit der Seismoaktivität von den Koordinaten bzw. der Entfernung der Meßpunkte vom Koordinatenursprung in der Weise, daß die Seismoaktivität in Richtung S-SW zunimmt. Auch hier besteht ein direkter Zusammenhang zu Entlastungsvorgängen infolge tektonischer Brucherscheinungen. Betrachten wir den Faktor F_2 , speziell die Merkmale X_9 (γ) und X_{12} (T). Die Scherdeformation ist hier mit dem geologischen Alter verbunden. Dies bedeutet, daß das Grundgebirge, welches in der Regel spröder ist, mehr als junges Sedimentgestein durch Scherdeformationen beeinflusst wird.

Die Faktorenmatrix zeigt insgesamt, daß die Merkmale X_2 , X_8 , X_9 und X_{10} den größten Umfang an Informationen tragen. Das bedeutet z. B., daß Verschiebungs- bzw. Rotationsgrößen wesentliche Merkmale zur Darstellung und Interpretation des geomechanischen Gebirgszustandes darstellen und daß folglich auch das von ihnen mitbestimmte Spannungsfeld in Beziehungen zu diesen geometrischen Größen gesehen werden muß. Spannungsmessungen und daraus abzuleitende Spannungsfelder sind also besonders in Verbindung mit diesen geometrischen Merkmalen zu interpretieren. Bezüglich der Intensität dieser Felder ist zu erkennen, daß im Südbereich des Untersuchungsgebietes gegenwärtig größere Veränderungen bzw. Aktivitäten stattfinden als im Nordbereich, der sich gewissermaßen "stabiler" verhält.

Der geringe Einfluß von Vertikalverschiebungen (in diesem Falle Senkungen) macht deutlich, daß dieses Feld offenbar weniger Einfluß auf die Inhomogenität, d. h. die örtlichen Veränderungen der betrachteten Größen, ausübt und folglich in der Faktorenanalyse zurücktritt. Die horizontalen Bewegungen sind also für das Gebirgsverhalten dominierender.

Diese allgemeinen Gedanken spiegeln sich auch in der Spannungsanalyse wider. Während die Vertikalspannungen generell mit dem Oberlagerungsdruck

erklärt werden können, sind die horizontalen Hauptspannungswerte sowie ihre Richtungen abhängig und unterschiedlich, d. h., sie sind in größerem Maße durch Anisotropie und Inhomogenität charakterisiert, was wiederum die Folge tektonischer Prozesse ist.

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit werden allgemeine Vorstellungen über den Zustand in der Erdkruste behandelt sowie Untersuchungen über den Gebirgsspannungszustand im Südostteil der DDR dargestellt. Aufgrund der Meßergebnisse im Weltmaßstab wurde folgende Gesetzmäßigkeit festgestellt:

$$\sigma_z = \rho g z, \quad \sigma_{x,y} = \rho g z, \quad \lambda = (1 - \lambda_0) \frac{z_0}{z} + \lambda_0, \quad \lambda_0 = \frac{\nu}{1-\nu}$$

Während die Vertikalspannung generell aus dem Überlagerungsdruck erklärt werden kann, sind die horizontalen Hauptspannungswerte sowie ihre Richtungen von lokalen Strukturen abhängig und daher örtlich unterschiedlich, d. h., sie sind im allgemeinen durch Anisotropie und Inhomogenität charakterisiert. Ursache dafür sind in erster Linie tektonische Prozesse. Die durchgeführten Regressionsanalysen verdeutlichen diese Schwankungen.

Im Gebiet um Freiberg liegt im Gneis ein Spannungsfeld mit geringer Anisotropie vor. Am Rand des Untersuchungsgebietes sind die Spannungen und die Spannungsanisotropie größer. Der Freiburger Gneis kann insgesamt als ein Gebirgsbereich betrachtet werden, in dem ein relativ homogenes Spannungsfeld existiert. Südlich des Freiburger Gneises, wo stärkere seismoakustische Aktivitäten auftreten, existieren in vergleichbaren Teufen größere Spannungen mit größerer Spannungsanisotropie. Die Häufigkeit und Intensität seismoakustischer Signale ist bekanntlich ein Charakteristikum für Bruchvorgänge, die entsprechend große Spannungen voraussetzen und zu Spannungsumlagerungen führen. Im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes sind dagegen relativ unveränderliche Belastungen zu beobachten, so daß auch die Entstehung neuer Brüche eingeschränkt ist. Bewegungen (Verschiebungen, Translationen) entlang bereits existierender Brüche sind jedoch vorhanden.

Die gemessenen horizontalen Hauptnormalspannungsrichtungen (NNW) stehen nahezu senkrecht zur Generalstreichrichtung der beschriebenen großräumigen tektonischen Struktur. Mithin ist anzunehmen, daß dieser Zusammenhang gesetzmäßig und nicht zufällig ist, indem die Hauptbewegungsrichtungen angenähert mit den Hauptspannungsrichtungen zusammenfallen. Mit Hilfe der Faktorenanalyse wurden Parameter des vorhandenen geomechanischen und geologischen Feldes untersucht. Die Ergebnisse dieses ersten

Versuches einer Analyse von Daten des Gebirgsgefüges und gemessenen geomechanischen Feldgrößen bestätigt im wesentlichen die dargestellten Beziehungen zwischen der vorhandenen Tektonik und den gemessenen Spannungen. Die Einordnung der internationalen und der eigenen Meßergebnisse in generalisierte Modelle zeigt, daß in erster Näherung ein Schalenmodell für die Erdkruste geeignet ist, das die Tendenzen und Größenordnungen der Werte im Sinne einer Mittelwertbildung betrachtet. Insbesondere für tatsächlich vorhandene lokale Anisotropien und Inhomogenitäten der Horizontalspannungen ist dagegen die Erweiterung dieses Modelles einerseits im Hinblick auf allgemeine Stoffgesetze sowie die Berücksichtigung der Oberflächenmorphologie speziell für die Deutung der Spannungsfelder in Oberflächennähe erforderlich. Die Lösung dieser theoretischen Aufgabe ist sehr kompliziert und setzt zunächst noch weitere Meßwerte in den unterschiedlichen Ländern voraus. Dies erfordert wiederum eine Standardisierung dieser Messungen und ihrer Auswertung, um vergleichbare Ergebnisse zu erhalten. In der Arbeit wird hierzu ein erster Vorschlag zur Diskussion gestellt.

Literaturverzeichnis

- /1/ AHORNER, L.: Horizontal compressive stresses in Central Europe. In: CLOSS, H.; REEDER, D.; SCHMIDT, K. (Hrsg.): Alps, Appenin, Hellenides. Stuttgart 1978, p. 17 - 19
- /2/ AHRENS, H.; LOTSCH, D.; SCHWAB, G.: Präglaziale tektonische Aktivierung im Nordteil der DDR. Z. geol. Wiss., Berlin 10 (1982) 5, S. 671 - 678
- /3/ AJTMATOV, I. T.; VDOVIN, K. D.; KOŽOGULOV, K. Č.: Nekotorye rezultaty izmerenija naprjaženij v predelach Kurusaj-Turanglinksogo rudnogo polja. In: Izmerenie naprjaženij v massive gornych porod. Novosibirsk: Verlag SO AN SSSR (1976), Teil 2, S. 32 - 35
- /4/ ANDIFEROV, A. S.; MJAKIŠEV, V. S.: Učēt naprjaženno-deformirovannogo sostojanija lentočnych celikov pri rasčēte ich razmerov v konkretnych uslovijach otrabotki Džezkazganskogo mestoroždenija. In: Naprjažennoe sostojanie porodnych massivov. Novosibirsk: Verlag SO AN SSSR (1978), S. 80 - 84
- /5/ BATUGIN, S. A.; ŠAMANSKAJA, A. T.: Issledovanie naprjažennoho sostojanija gornych porod metodom razgruzki v uslovijach Tastagol'skogo železoruđnogo mestoroždenija. Novosibirsk: Fiziko-techn. Prorl. Razrab. Polezn. Iskop. (1965) 2, S. 28 - 33
- /6/ BAUER, H.; KÄMPF, H.; WOLF, D.: Analyse von Bruchstrukturen im Grundgebirge mittels komplexer Korrelationsanalyse geophysikalischer und geomorphologischer Karten - Möglichkeiten und Ausblick. Z. geol. Wiss., Berlin 8 (1980) 3, S. 339 - 351

- /7/ BAUMANN, L.: Tektonik und Genesis der Erzlagerstätte von Freiberg (Zentralteil). Freib. Forsch.-H. C 46. Berlin: Akademie-Verlag 1958, S. 208
- /8/ BRÄUNER, G.: Ermittlung von Gebirgsspannungen im Ruhrkarbon. Glückauf 113 (1977) 9, S. 463 - 464
- /9/ BRÜCKL, E.; SCHEIDEGGER, A. E.: In-situ stress measurements in the Copper Mine at Mitterberg, Austria. Rock Mechanics, Wien (1974) 6, p. 129 - 139
- /10/ BULIN, N. K.: Sovremennoe pole naprjaženij v verchnich gorizontach zemnoj kory. Geotektonika, Moskva (1971) 3, S. 3 - 15
- /11/ ČABDAROVA, JU. I.; ŽUŽGOV, JU. V.; BUKIN, A. N.: Gornoe davlenie v antiklinalnych strukturach Džezkazgana. Alma-Ata: Verlag Nauka (1980), S. 194
- /12/ DINNIK, A. N.: O davlenii gornach porod i rasčët krepí krugloj šachty. Inženernyj rabotnik (1925) 7, S. 1 -12
- /13/ DJAKOVSKIJ, V. B.; ČERNYŠEV, M. F.; PAZDNIKOV, N. V.: Eksperimental'nye issledovaniya naprjaženosti gornogo massiva na Vysokogorskom i Kočarskom mestoroždenijach. In: Naprjažennoe sostojanie zemnoj kory. Moskva: Verlag Nauka (1973), S. 107 - 119
- /14/ DOLGICH, M. A.; RUPPENEJT, K. V.: K voprosu o razrabotke inženernoj teorii davlenija gornych porod. In: Voprosy gornogo davlenija. Novosibirsk: Verlag SO AN SSSR 16 (1963), S. 22 - 32
- /15/ EGOROV, P. V.; RED'KIN, V. A.; ARDAŠEV, N. N.; POPOV, V. N.: Izmerenie naprjažennoego sostojaniya gornych porod s glubinoj na Džezkazganskom mestoroždenii. Trudy VNIMI, Leningrad (1976), 99, S. 183 - 185
- /16/ GREINER, G.: Spannungen in der Erdkruste - Bestimmung und Interpretation am Beispiel von in-situ Messungen im süddeutschen Raum. Diss., Karlsruhe, 1978, S. 192
- /17/ GRÜNWALD, L.: Prognose Zinnwald. Unveröffentlichter Forschungsbericht am Zentralen Geologischen Institut, Berlin 1979
- /18/ GUŠČENKO, O. I.: Analiz orientirovok skolvych tektoničeskich smeščenij i ich tektonofizičeskaja interpretacija pri rekonstrukcii paleonaprjaženij. Doklady Akademii nauk SSSR 210 (1973) 2, S. 331 bis 334
- /19/ GUŠČENKO, O. I.: Kinematičeskij princip rekonstrukcii napravlenij glavných naprjaženij. Doklady Akademii nauk SSSR 225 (1975) 3, S. 557 - 560
- /20/ GUŠČENKO, O. I.: Metod kinematičeskogo analiza struktur razrušenije pri rekonstrukcii polej tektoničeskich naprjaženij. In: Polja naprjaženij i deformacij v litosfere. Moskva: Verlag Nauka 1979, S. 7 - 25

- /21/ GYSEL, M.: In-situ stress measurements of the primary stress state in the Sonnenberg tunnel in Lucerne, Switzerland. *Tectonophysics* 29 (1975), p. 301 - 314
- /22/ HELTZEN, A.; MYRVANG, A.: High stresses in rockcace histories form Norwegian. *BeFo, Bergmekanikdag 1981, Swedish Rock Mechanics Research Foundation, Stockholm 1981*, p. 149 - 166
- /23/ HESSMANN, W.; SCHWANDT, A.: Bruchtektonik im Salinar und im Deckgebirge. *Z. geol. Wiss., Berlin* 9 (1981) 3, S. 283 - 292
- /24/ HOEK, E.; BROWN, E. T.: *Underground Excavations in Rock*. London: Institution of Mining and Metallurgy 1980, p. 527
- /25/ ILLIES, H.: Intraplattentektonik in Mitteleuropa und Rheingraben. *Oberrhein. geol. Abh., Karlsruhe* 23 (1974), S. 1 - 24
- /26/ IVANOV, V. I.; TURČANINOV, I. A.: Koncentracija naprjaženij na zaboe skvažiny v uslovijach obemnogo sžatija. In: *Izmerenie naprjaženij v massive gornach porod*. Novosibirsk: Verlag SO AN SSSR 1970, S. 26 - 35
- /27/ JALYMOV, N. G.: Issledovanie gornogo davlenija pri podzemnoj razrabotke rudnych mestoroždenij Kirgizii. *Frunze: Verlag Ilim* 1976, S. 204
- /28/ JALYMOV, N. G., u. a.: Pole naprjaženij v zone fleksur na mestorozdenii Čon-Koj. In: *Naprjažennoe sostojanie porodnych massivov*. Novosibirsk: Verlag SO AN SSSR 1978, S. 61 - 66
- /29/ KAUTZLEBEN, H.; BANKWITZ, P.: Zu einigen Fragen der Interpretation aerokosmischer Aufnahmen. *Z. Geol. Wiss., Berlin* 7 (1979) 1, S. 55 - 74
- /30/ KAZIKAEV, D. M.; SURŽIN, G. G.; FOMIB, V. A.: Opređenje racionalnych parametrov kamernoj sistemy razrabotki s učetom estestvennogo naprjažennoho sostojanija massiva gornych porod. In: *Naprjažennoe sostojanie porodnych massivov*. Novosibirsk: Verlag SO AN SSSR 1978, S. 38 - 44
- /31/ KNOLL, P.: Analyse der Gebirgsspannungen in Bergbaurevieren der DDR. *Freib. Forsch.-H. C 349*. Berlin: Akademie-Verlag 1979, S. 61 - 73
- /32/ KNOLL, P.; BANKWITZ, D.; THURM, H.; SCHNEIDER, M.; THOMA, K.: Spannungsverteilung im Südosten der DDR, abgeleitet aus direkten Untertagemessungen und rezenten Krustenbewegungen. *Neue Bergbautechnik* (1978) 7, S. 366 - 370
- /33/ KNOLL, P.; VÖGLER, G.; SCHMIDT, M.: Bisherige Ergebnisse von Spannungsmessungen mit Hilfe der Bohrlochentlastungsmethode. *Freib. Forsch.-H. A 569*. Berlin: Akademie-Verlag 1977, S. 29 - 45
- /34/ LANDAU, L. D.; ACHIEZER, A. I.; LIFŠIC, E. M.: *Mechanika i molekularnaja fizika*. Moskva: Verlag Nauka 1969, S. 399

- /35/ MARKOV, G. A.; LOVČIKOV, A. N.; EREMIN, V. I.: Povyšenie ustojčivosti vyrabotok v uslovijach vlijanija tektoničeskich sil. Bjull. Cvetnaja metallurgija (1980) 16, S. 5 - 8
- /36/ MARKOV, G. A., u. a.: Postanovka eksperimentov i rezultaty opredelenij tektoničeskich naprjažinij v sejsmoaktivnom rajone Dušanbinskogo geodinamičeskogo poligona. In: Naprjaženno-deformirovannoe sostojanie i ustojčivost' skal'nych sklonov i bortov karerov. Frunze: Verlag Ilim 1979, S. 92 - 104
- /37/ MARTNA, JU., u. a.: Rock stress measurements by overcoring and hydraulic fracturing in a deep borehole at Stripa, Sweden. BeFo, Bergmekanikdag 1981, Swedish Rock Mechanics Research Foundation, Stockholm 1981, p. 179 - 188
- /38/ MCCUTCHEN, W. R.: Some Elements of a Theory for In-situ Stress. Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. vol. 19 (1982), p. 201 - 203
- /39/ NOREL, B. K.: Približennoe opredelenie naprjaženij na poverchnosti Zemli ot deistvija gravitacionnyh sil. Naučnye soobščeniya IGD von A. A. Skocinskij (1976) 74, S. 86 - 89
- /40/ PEJVE, A. V.: Razlomy i tektoničeskie dviženija zemnoj kory. Geotektonika (1967) 5, S. 8 - 24
- /41/ PIETSCH, K.: Geologie von Sachsen. Berlin: VEB Verlag der Wissenschaften 1963, S. 854
- /42/ ROSENLUND, O.; LAPPALAINEN, P.: Om Bergspännigsmätningar i Finland. BeFo, Bergmekanikdag 1981, Swedish Rock Mechanics Research Foundation, Stockholm 1981, p. 167 - 177
- /43/ SALUSTOWICZ, A.: Einige Bemerkungen über den Spannungszustand im Inneren der Erdkugel. Geol. u. Bauw. 29 (1964), S. 93 - 99
- /44/ ŠAMANSKAJA, T. T.; EGOROV, P. V.: Sostojanie tektoničeskich elementov s poljami sovremennyh naprjaženij v Gornoj Šorii. In: Naprjažennoe sostojanie zemnoj kory. Moskva: Verlag Nauka 1973, S. 77 - 86
- /45/ SCHNÖKE, H. J.: Die Berücksichtigung der transversalen Isotropie in den Strain-Stress-Beziehungen des Gebirges bei der Feststellung und Auswertung geeigneter Prüfkörperversuche und Bohrlochendflächenmessungen zur Ermittlung des Grundspannungszustandes. Veröffentlichter Forschungsbericht. Leipzig: Institut für Bergbau-sicherheit 1974
- /46/ SCHWAB, G.; SÖLLIG, A.; TESCHKE, H.-J.: Zur Entwicklung der Spannungsverteilung im Tafeldeckgebirge der Mitteleuropäischen Senke. Z. Geol. Wiss., Berlin 7 (1979) 3, S. 315 - 332
- /47/ SOSNOVSKIJ, L. I., u. a.: Rezultaty opredelenija pervičnogo naprjažennoho sostojanija massiva gornych porod na Berezovskom zoloto-rudnom mestoroždenii. In: Naprjažennoe sostojanie porodnyh massivov. Novosibirsk: Verlag SO AN SSSR 1978, S. 50 - 54

- /48/ STEPANOV, V. Ja., u. a.: Naprjažennoe sostojanie massiva gornych porod v rajone stroitel'stva Rogunskogo gidrouzla. In: Naprjaženno-deformirovannoe sostojanie i ustojčivost skal'nych sklonov i bortov kar'era. Frunze: Verlag Ilim 1979, S. 104 - 114
- /49/ THURM, H., u. a.: Vorläufige Karte der rezenten vertikalen Krustenbewegungen in der DDR. Petermanns geogr. Mitt. 109 (1965) 2, T. 30, S. 136 - 160
- /50/ THURM, H.: Untersuchung des vertikalen und horizontalen Bewegungsverhaltens der Erdkruste im Testgebiet Elbtalzone. Vermess.-Techn., Berlin 21 (1973) 7, S. 267 - 271
- /51/ THURM, H.: Horizontale Dislokationen und Deformationen der Erdkruste in der Elbetalzone. In: Ergebnisse der Untersuchungen rezenter Erdkrustenbewegungen in der DDR. Berlin, Geod. Geophys. Veröff. des NKGG der DDR (1974), Reihe 3, H. 35, S. 6 - 20
- /52/ THURM, H.; BANKWITZ, P.; BANKWITZ, E.; HARNISCH, G.: Rezente horizontale Deformationen der Erdkruste im Südostteil der DDR. Petermanns geogr. Mitt. (1977) 4, S. 281 - 304
- /53/ TURČANINOV, I. A., u. a.: Tektoničeskie naprjaženija v zemnoj kore i ustojčivost gornych vyrabotok. Leningrad: Verlag Nauka 1978, S. 256
- /54/ TURČANINOV, I. A., u. a.: Ozenka naprjažennogo sostojanija massiva porod po rezultatam izmerenij na bolšich glubinach. In: Naprjaženno-deformirovannoe sostojanie i ustojčivost skal'nych sklonov i bortov kar'era. Frunze: Verlag Ilim 1979, S. 23 - 41
- /55/ TVERDOVSKIJ, R. K.; SKOZOBCEV, B. S.; NESTERENKO, G. T.: Izmerenie naprjaženij v netronutom massive izvestnjakov Mirgalimsajskogo mestoroždenija. In: Naprjažennoe sostojanie zemnoj kory. Moskva: Verlag Nauka 1973, S. 63 - 68
- /56/ VLOCH, N. P., u. a.: Nekotorye osobennosti regional'nogo polja uprugich naprjaženij zemnoj kory Urala. In: Gornoe davlenie, metody upravlenija i kontrolja. Frunze: Verlag Ilim 1979, S. 60 bis 70
- /57/ WEBER, E.: Einführung in die Faktorenanalyse. Jena: Gustav Fischer Verlag 1974, S. 192
- /58/ WETZEL, H. U.: Aspekte der bruchtektonischen Gliederung des Ost-erzgebirges. Z. geol. Wiss., Berlin 10 (1982) 5, S. 635 - 644