

HSZS 17.4.
**Österreichische
Beiträge
zu
Meteorologie
und Geophysik**

ISSN 1016-6254

Heft 11

**INDUZIERTER SEISMIZITÄT
UNTER BESONDERER
BERÜCKSICHTIGUNG
DES TIEFEN BERGBAUS**

25.4

**Wolfgang A. Lenhardt
Zentralanstalt für Meteorologie
und Geodynamik, Wien**

Wien 1995

Österreichische Beiträge zu
Meteorologie und Geophysik

Heft 11

MSZP

**INDUZIERT SEISMIZITÄT
UNTER BESONDERER
BERÜCKSICHTIGUNG
DES TIEFEN BERGBAUS**

von

Wolfgang A. Lenhardt



Wien 1995

Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien

Publ.Nr. 359

IMPRESSUM

Herausgeber: Peter Steinhauser
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
Hohe Warte 38, A-1190 Wien
Austria (Österreich)

Redaktion, Graphik und Layout: Wolfgang A. Lenhardt

Druck: Robitschek & Co. Ges.m.b.H.
Schloßgasse 10-12, A-1050 Wien
Austria (Österreich)

Verlag: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik

Das Werk ist urheberrechtlich geschützt.
Die dadurch begründeten Rechte bleiben vorbehalten.
Auszugsweiser Abdruck des Textes mit Quellenangabe ist gestattet.

1	EINFÜHRUNG	4
2	INDUZIERT SEISMIZITÄT	7
2.1	<u>Flüssigkeits-induzierte Erdbeben</u>	7
2.1.1	Talsperren	8
2.1.2	Untertägige Reservoirs	10
2.2	<u>Bergbau-induzierte Seismizität</u>	11
2.2.1	Tagebau	11
2.2.2	Tiefbau	13
	Energiefreisetzungsbetrag	15
	Produktionsvolumen	17
	Scherspannungen	17
3	INDUZIERT SEISMIZITÄT IM TIEFEN BERGBAU	19
3.1	<u>Einführung</u>	19
3.1.1	Geologie	20
3.1.2	Abbaumethode	22
3.1.3	Gebirgsmechanische Aspekte	22
3.1.4	Seismische Überwachungssysteme	24
	Regionales Meßnetz	24
	Lokale seismische Aufnehmer	29
3.2	<u>Räumliche und zeitliche Verteilung der induzierten Seismizität</u>	30
3.3	<u>Verschiedene Arten der bergbau-induzierten Seismizität und deren Ursachen</u>	36
3.3.1	Dykes	38
3.3.2	Brüche	40
3.3.3	Bergfesten	42
3.3.4	Auflagerzonen	51
3.3.5	Ortsbrust	53
3.3.6	Überblick und Schlußfolgerungen	55

3.4	<u>Andere seismische Beobachtungen</u>	59
3.4.1	Oberflächennahe Erdbeben	59
3.4.2	Absorption und Anisotropie	62
3.4.3	Auswirkungen an der Oberfläche	63
3.5	<u>Maßnahmen zur Verhütung und Schadensminderung</u>	65
3.5.1	Lokale Maßnahmen	65
3.5.2	Regionale Maßnahmen	66
3.5.3	Vorhersage	68
	b-Wert Untersuchung	68
	Aktive Vorhersage	70
3.5.4	Vorkehrungen - ein Überblick	72
4	INDUZIERT UND TEKTONISCHE ERDBEBEN - EIN VERGLEICH	75
5	ZUSAMMENFASSUNG	79
	Literaturnachweis	83

Meinen ehemaligen
Kollegen
des Goldbergwerks
Western Deep Levels Ltd.
in Südafrika gewidmet.

1 EINFÜHRUNG

Erdbeben und deren Auswirkungen erwecken insbesondere dann das Interesse der Menschen, wenn diese direkt davon betroffen sind. Spätestens dann stellt sich die Frage, weshalb dieses Naturereignis stattfand und ob man es vorhersagen bzw. den Schaden verringern könnte. Die Erforschung der Ursachen von Erdbeben ist bis heute so weit fortgeschritten, daß man die durch die Natur vorgegebene Komplexität der geologischen Verhältnisse unter dem Gesichtspunkt der Gebirgsmechanik neu bewerten kann.

Weiters stellt sich die Frage nach dem Ausmaß und der Richtung der tektonischen Spannungen, sowie den physikalischen Eigenschaften der seismogenen Bereiche. Diese beiden Fragenkomplexe sind nur unzulänglich zu beantworten. Jedoch im Falle der induzierten Seismizität, d.h. von menschlicher Tätigkeit künstlich herbeigeführter Erdbeben, sind diese Randbedingungen meist bekannt.

Die vorliegende Arbeit behandelt beide Themen und versucht eine Verbindung zwischen zwei sehr verschiedenen Disziplinen - der Seismologie und der Gebirgsmechanik - herzustellen. Der Schwerpunkt dieser Arbeit behandelt Probleme des tiefen Bergbaus anhand eines Goldbergwerks in Südafrika. Sie versucht, die Ursachen und Auswirkungen induzierter Beben aufzudecken, sowie geeignete Maßnahmen zu Vermeidung dieser induzierter Beben vorzustellen - denn jährlich verlieren noch immer hunderte Bergleute ihr Leben durch diese Ereignisse.

Da jedoch in Verbindung mit dem tiefen Bergbau auch andere seismische Ereignisse nahe der Oberfläche beobachtet wurden, werden Fälle vergleichbarer induzierter Erdbeben diskutiert, um dem Leser einen Eindruck von den verschiedenen Größenordnungen der induzierten Gebirgsspannungen zu vermitteln, die zur Auslösung dieser Gruppe von Erdbeben führen können.

Da sich die folgenden Kapitel hauptsächlich mit Problemen des südafrikanischen Bergbaus befassen, sollen gleich zu Beginn die Hauptmerkmale des dortigen Bergbaus hervorgehoben werden. Diese sind

- a) der besonders hohe - durch die große Teufe bedingte - Gebirgsdruck, der bis zur Festigkeitsgrenze des Gebirges heranreichen kann, und
- b) die Geologie.

Im Kohlebergbau besitzt die Lagerstätte, d.h. das Flöz, eine geringere Festigkeit als das Gebirge. Die Goldlagerstätte (engl. "reef") ist hingegen in ihren gebirgsmechanischen Eigenschaften kaum vom Gebirge zu unterscheiden.

Auch wenn sich der Bogen induzierter Beben über verschiedene Arten von Erdbeben spannt, so haben diese normalerweise eines gemeinsam: Der Einfluß des Menschen ist zumindest abschätzbar, die Auswirkungen der hervorgerufenen physikalischen Veränderungen können durch die Auswertung der induzierten seismischen Ereignisse weiter verifiziert werden, und Brucherscheinungen können vor Ort studiert werden. Diese Vergleichsmöglichkeit der Einflüsse und ihre Auswirkungen stellen die Besonderheit des Studiums der induzierten Seismizität dar. Ist die

Größenordnung der z.B. induzierten Spannungsänderung und die daraus resultierende Seismizität bekannt, so ergibt sich ein weiterer Fragenkomplex: Inwieweit können die gefundenen Zusammenhänge einen Beitrag zur Erforschung tektonischer Beben leisten? Immerhin wird in Südafrika in einem Teufenbereich Bergbau betrieben, in dem - z.B im Alpenraum - bereits natürliche Erdbeben beobachtet werden.

Das nächste Kapitel "**Induzierte Seismizität**" gibt einen Überblick über die verschiedenen Arten der induzierten Seismizität. Wie sich dabei zeigt, treten durch menschliche Eingriffe verursachte Erdbeben häufiger auf, als oft angenommen wird. Weltweit sind dieses Phänomen betreffend unzählige Beobachtungen dokumentiert worden. Einige dieser Resultate werden anhand von Beispielen diskutiert. Beginnend mit oberflächennahen Erscheinungen, wie sie durch Wasserreservoirs oder Tagebau hervorgerufen werden können, werden die hauptsächlichen Mechanismen vorgestellt, um Vergleiche mit den Mechanismen induzierten Erdbeben aus dem Tiefbau zu ermöglichen. Die zweite Hälfte des Kapitels stellt die in der südafrikanischen Goldbergbauindustrie gängigen Methoden vor, die zur Abschätzung und Verringerung des Gebirgsschlagpotentials angewendet werden.

Das folgende Kapitel "**Induzierte Seismizität im tiefen Bergbau**" befaßt sich ausschließlich mit dem Gebirgsschlaggeschehen in Western Deep Levels Limited, einem Goldbergwerk in Südafrika. Nach der Beschreibung der Geologie, der Abbaumethode, gebirgsmechanisch relevanter Eigenschaften und des seismischen Überwachungssystems der Mine, wird auf die eigentliche bergbau-induzierte Seismizität eingegangen.

Das Unterkapitel "Verschiedene Arten der bergbau-induzierten Seismizität und deren Ursachen" stellt den Kern dieser Arbeit dar - es faßt die Tätigkeit und Erfahrungen des Autors aus dem Zeitraum 1985 bis 1991 zusammen. In diesem Kapitel wird versucht, Eigenheiten verschiedener seismischer Ereignisse dieser Grube hervorzuheben und sie in bestimmte Gruppen, die sich durch unterschiedliche Mechanismen und Auswirkungen bemerkbar machen, einzuteilen.

Weitere Beobachtungen seismischer Natur schließen an das vorangegangene Unterkapitel an. Es handelt sich hierbei um Ergebnisse, die nicht direkt in den Rahmen der Gebirgsschlagforschung fallen. So wurden in der Umgebung von Abraumhalden Erdbeben beobachtet, die im strengen Sinn nicht zu den bergbau-induzierten Beben zählen.

Es folgt ein Unterkapitel, das sich mit Beobachtungen der Absorption seismischer Wellen und der Anisotropie befaßt. Die Ergebnisse stellen Nebenresultate dar, die im Rahmen der Suche nach Vorhersagekriterien aus der Beobachtung von akustischen Emissionen von der Ortsbrust resultierten.

Den Abschluß dieses Kapitels bildet eine Beschreibung der möglichen Maßnahmen zur Verhinderung von Gebirgsschlägen - oder wenigstens deren Schadensminderung. Die vorangegangene Einteilung der seismischen Ereignisse

findet hier ihre Anwendung. Wie sich zeigen wird, sind manche Gebirgsschläge nur begrenzt vermeidbar. Gerade in solchen Bereichen kommt der Vorhersage von Gebirgsschlägen große Bedeutung zu. Vorhersageversuche, die von der Gebirgsschlagforschungsabteilung der Mine unternommen wurden, werden daher anschließend diskutiert, wobei das Augenmerk auf die praktischen Auswirkungen solcher Vorhersagen gerichtet ist.

Das Kapitel "**Induzierte und tektonische Erdbeben - ein Vergleich**" befaßt sich mit den Unterschieden zwischen natürlichen Erdbeben und den bergbau-induzierten Beben, sowie mit der Bedeutung der induzierten Seismizität für die Erdbebenforschung. Unterschiede und Gemeinsamkeiten von induzierten und tektonischen Erdbeben werden hervorgehoben und Methoden, resultierend aus der Gebirgsschlagforschung, zum Studium tektonischer Beben diskutiert.

2 INDUZIERTE SEISMIZITÄT

Unter induzierter Seismizität wird die unbeabsichtigte Beeinflussung des Spannungshaushaltes der Erdkruste verstanden, die sich letztendlich in Erdbeben äußern kann. Diese Definition schließt Sprengungen und deren Folgeerscheinungen aus. Knoll (1992) unterscheidet zwei Hauptgruppen der induzierten Seismizität, die durch

- 1) Flüssigkeiten ("FIS" - engl. "fluid induced seismicity") und
- 2) Bergbau ("MIS" - engl. "mining induced seismicity")

hervorgerufen werden. Die erste Gruppe umfaßt induzierte Erdbeben durch Reservoirs, Injektionsbohrungen und Förderbohrungen.

2.1 Flüssigkeits-induzierte Erdbeben

Die folgenden zwei Kapitel beschreiben Effekte, die durch Lastveränderungen zustande kommen, die sich in Spannungsänderungen äußern. Die hierbei entstehenden Erdbeben werden durch Volumensveränderungen ober- oder untertägiger Reservoirs oder durch Einpressen von Flüssigkeiten bewirkt.

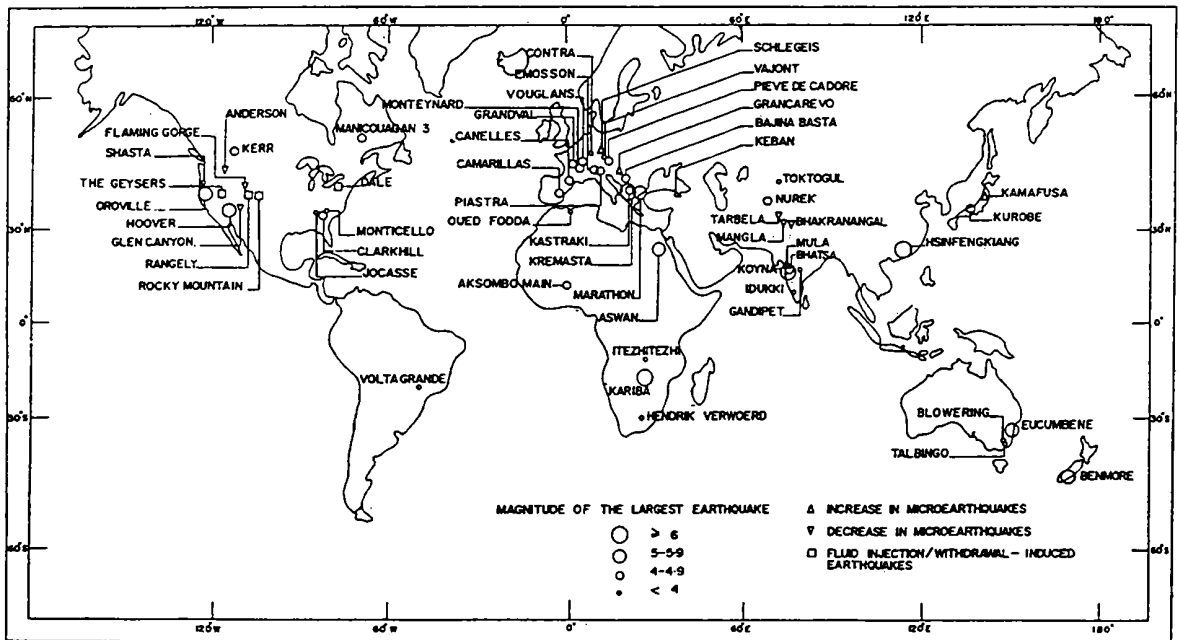


Abbildung 1. Weltweite reservoir-induzierte Erdbeben (Gupta, 1990).

2.1.1 Talsperren

Erdbeben, die in der Nähe oder direkt unterhalb von Talsperren stattfinden ("RIS", engl. "reservoir-induced earthquakes"), wurden schon von einer Vielzahl von Autoren beschrieben (Simpson, 1979, Snow, 1982, Gupta, 1990, u.v.a.).

Weitweit sind etwa 0,6% der 11.000 größten Talsperren mit einer Mindeststauhöhe von 10 Metern seismisch aktiv (s.a. Abb.1). Der Prozentsatz der Staudammaktivitäten erhöht sich allerdings mit zunehmender Stauhöhe. So wurde bereits bei etwa 10% aller Staudämme, die höher als 90 Meter sind, induzierte Seismizität nachgewiesen (Guha & Patil, 1990).

Zwei Modelle sind zur Erklärung dieses Phänomens vorgeschlagen worden (Simpson et al., 1988, s.a. Abb.2):

Typ 1 ... schnelle Reaktion auf Laständerung ("Auflastbedingt")

Typ 2 ... langsame Reaktion auf Laständerung ("Diffusionsbedingt")

Im ersten Fall ("Typ 1") reagiert der Untergrund seismisch auf eine Veränderung des Pegelstandes des Dammes innerhalb eines kurzen Zeitraums (Tage, Wochen). Die induzierte Seismizität läßt sich direkt mit dem Pegelstand korrelieren. Die Bebenaktivität beschränkt sich auf den obersten Krustenbereich mit Herdtiefen von wenigen Kilometern.

Im zweiten Fall ("Typ 2") kommt es erst nach geraumer Zeit (Monate, Jahre) zum Auftreten von Beben. Offenbar handelt es sich in diesem Fall um einen Diffusionsvorgang der aufgestauten Wassermasse in den Untergrund. Abhängig von der geologischen Beschaffenheit des Untergrundes und dessen Porenwassergehalt bzw. Kapazität kommt es zu zeitverzögerten Reaktionen, die sich in stärkeren Erdbeben als beim Typ 1 äußern. Meist finden diese Beben auch in größerer Tiefe

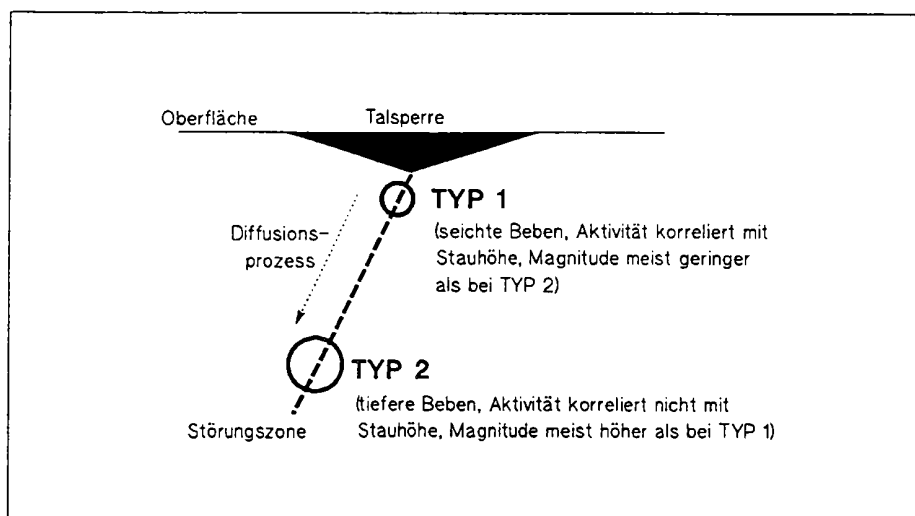


Abbildung 2. Mechanismen reservoir-induzierter Erdbeben.

(10 - 20 km) statt. Dieser Umstand erklärt auch die Verzögerung zwischen oberflächennahen Auflaständerungen und der später eintretenden Seismizität, da der Diffusionsprozeß Zeit benötigt. Der Wert der Diffusionskonstante ist unterschiedlich für die verschiedenen Bruchzonen im Krustengestein. Er beträgt etwa 1- 10 m²/s. Dieser Wertebereich ist typisch für Diffusionssysteme und kann damit als Richtwert für derartige Prozesse in der Erdkruste dienen (Talwani & Acree, 1985). Geringere Werte, die sich aus der Reaktionszeitspanne und der Herdtiefe der induzierten Seismizität ableiten lassen, deuten hingegen auf eine Erhöhung des Porenwasserdrucks und weniger auf einen Diffusionsprozeß (Simpson et al., 1988).

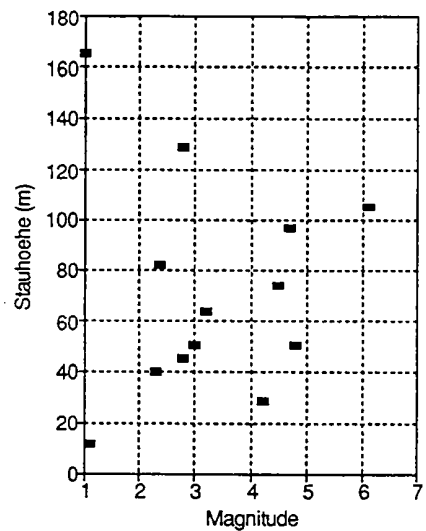


Abbildung 3. Stauhöhe und maximale Magnitude in China (nach Daten von Ding, 1990).

Beiden Typen ist gemeinsam, daß sie an geologischen Störungszonen auftreten müssen, denn die induzierten Spannungen wären viel zu gering um in ungestörtem Gebirge neue Scherbrüche zu erzeugen. Selbstverständlich sind auch Kombinationen beider Typen bereits beobachtet worden (Simpson et al., 1990).

Eine Stauhöhe von 100 Metern bewirkt einen zusätzlichen Auflastdruck von 1 MPa, der nur dann Auswirkungen haben kann, wenn die ursprünglichen horizontalen Gebirgsspannungen viel kleiner als 1 MPa sind, und eine Bruchfläche sehr niedriger Kohäsion zur Verfügung steht (s. Abb.2, "Störungzone"). Die günstigsten Bedingungen zur Auslösung reservoir-bedingter Aktivität herrschen demnach in einem tektonischen Zerrungsgebiet (kleinste Hauptspannung an der Oberfläche horizontal ausgerichtet und negativ), das sich durch Störungszonen mit Abschiebungscharakter auszeichnet.

Eine weitere Besonderheit stellt die schlechte Korrelation zwischen der Stauhöhe und der größten Magnitude¹ eines Erdbebens, das durch den entsprechenden Staudamm ausgelöst wurde (Abb.3, nach Daten von Ding, 1990), dar. Darin spiegelt sich ebenfalls der mehrfache Charakter der reservoir-induzierten Beben wieder, der von der Beschaffenheit der Störungzone abhängt, und sich in einem Typ 1 oder Typ 2 Erdbeben äußert.

In Abb.1 scheint das Reservoir Schlegeis (Österreich) als Beispiel reservoir-induzierter Seismizität auf. Die Seismizität dieses Reservoirs, die über einen Zeitraum von vier Jahren beobachtet wurde (Blum et al., 1977), korreliert aber nicht mit dem Pegelstand des Reservoirs. Im Gegenteil, eher zu Zeiten des niedrigsten Pegelstandes wurden Beben registriert, die allerdings äußerst energiearm waren. Weiters wurde der Großteil dieser Aktivität nicht im tiefen Bereich des Reservoirs, sondern an dessen Rand beobachtet. Dieses für reservoir-induzierte Seismizität

¹Magnitude : logarithmisches Maß der am Erdbebenherd (Hypozentrum) freigesetzten seismischen Energie (s.a. Gutenberg und Richter, 1956)

untypische Phänomen fand kurze Zeit später eine plausible Erklärung (Bock, 1980): Frostbrüche erklären sowohl die Zeitabhängigkeit (Seismizitätsmaxima im Winter), als auch die geringe seismische Energie sowie die Häufung der Hypozentren am Rande des Staubeckens.

Aus der reservoir-induzierten Seismizität läßt sich auf das horizontale Spannungsfeld des Gebirges rückschließen. Kommt es bei einer Talsperre infolge der Aufstauung der Wassermassen zu einer seismischen Aktivität, so kann man aus dem Verhalten (Typ 1 oder/und Typ 2) auf die geologischen Gegebenheiten und den lokalen Gebirgsspannungshaushalt schließen. Sind umgekehrt die Gebirgsdrücke und die Charakteristiken vorhandener Störungszonen bereits bekannt - so ist eine Entscheidung möglich, ob und welche Art von Seismizität eine projektierte Talsperre hervorrufen kann.

Allerdings sollte die Möglichkeit natürlicher tektonischer Vorgänge, die eine staudamm-induzierte Seismizität vortäuschen können, nie außer Acht gelassen werden.

2.1.2 Untertägige Reservoirs

Der Zusammenhang zwischen dem Einpumpen von Wasser und induzierter Seismizität ist schon seit geraumer Zeit bekannt und wurde z.B. anhand des Rangely Ölfelds (Colorado/USA) ausgiebig dokumentiert (Raleigh et al., 1972). Die damit verbundene seismische Aktivität äußerte sich allerdings nicht in schweren Beben, sondern in Bebenschwärmen, die sich in der Nähe des Bohrlochendes konzentrierten. Die Häufigkeit dieser Ereignisse korrelierte mit dem Einpumpvolumen und dem Druck, der beim Einpumpvorgang erforderlich war. Die Abhängigkeit der Häufigkeit der seismischen Ereignisse vom Pumpdruck läßt auf die Vorgänge in Schichten verschiedener Festigkeit schließen.

Eine weitere Art der reservoir-induzierten Seismizität wurde von McGarr (1991) aufgezeigt, der die Seismizität in der Umgebung von drei ölproduzierenden Gebieten auswertete. Das stärkste dieser Erdbeben erreichte eine Magnitude $M_{6,5}$ und ereignete sich in der Nähe von Coalinga (Kalifornien/USA). Nach McGarr kam es durch die Erdölförderung in diesem Bereich zu einer vertikalen Entlastung $\Delta\varepsilon_{11}$ (Änderung der größten Hauptverformungskomponente),

$$\Delta\varepsilon_{11} = \Delta\text{Masse} / (\text{Dichte} \cdot \text{Volumen der involvierten Erdkruste})$$

die vermutlich Anlaß zum Auftreten stärkerer Erdbeben war. Der Nachweis bestand darin, die Ölproduktion (ΔMasse) mit den aufgetretenen seismischen Momenten (ΣMo) zu vergleichen. Der Zusammenhang ergibt sich zu

$$\Sigma Mo = 2 * G * \Delta\text{Masse} * \kappa / \text{Dichte}$$

wobei G der Schermodul und κ eine Konstante ist, die vom Gebiet abhängig ist und den Anteil der oberen Erdkruste beschreibt, der seismisch aktiv ist. Bei einer mittleren Herdtiefe der Erdbeben von 9 km, wobei die seichtesten Beben in etwa 4 km und die tiefsten bei 13 km Tiefe beobachtet wurden, ergibt sich die Konstante κ zu $(13 - 4)/13 = 0,7$.

Bei diesem Ansatz und Berechnungen McGarr's ist der Umstand interessant, daß auch eine Erniedrigung des Porenwasserdrucks andernorts zu induzierter seismischer Aktivität führen kann. Normalerweise erwartet man dies nur bei einer Porenwasserdruckerhöhung durch Einpressen von Wasser, Aufstau etc., die den Mohr'schen Spannungskreis näher zum Bruchkriterium führt. Voraussetzung bei seiner Hypothese ist das Vorhandensein eines Gebietes, das bereits unter hohem horizontalen Druck steht und sich dort eine Bruchzone befindet, die unter Umständen bereits seismisch aktiv war. Nur unter diesen Bedingungen kann es zur Auslösung von Erdbeben mit dem entsprechenden Aufschiebungscharakter kommen. Dieser Fall ist mit seismischen Erscheinungen vergleichbar, die im Tagebau beobachtet werden.

2.2 Bergbau-induzierte Seismizität

Bei der Behandlung der bergbau-induzierten Seismizität ist es notwendig, eine Begriffsdefinition einzuführen. Oft werden verschiedene untertägige seismische Phänomene in der Literatur als "Gebirgsschlag" bezeichnet, obwohl deren Ursachen, Mechanismen und Auswirkungen nichts gemein haben. Im Folgenden wird unter einem Gebirgsschlag oder Bergschlag (engl. "rock burst" oder auch "rockburst") jedes seismische Ereignis verstanden, die in unmittelbarer Nähe des Abbauraumes stattfindet und sich sichtbar auf den Grubenbau auswirkt. Damit unterscheidet sich der Gebirgsschlag von möglichen anderen induzierten seismischen Ereignissen, die keinen Schaden im Grubenbau verursachen. Ein Steinfall (engl. "rock fall" oder auch "rockfall") gehört auf keinen Fall zur Gruppe der Gebirgsschläge, da es sich hier um ein lokales Ausbauproblem handelt und nicht um eine plötzliche Spannungsentlastung. Diese Begriffsdefinitionen sind im südafrikanischen Bergbau üblich. Sie folgen dem Vorschlag der dortigen Bergbaukammer (COMRO, 1988) und sind vergleichbar mit den im deutschen Sprachraum üblichen Definitionen (z.B. DGEG, 1982).

2.2.1 Tagebau

Seismische Ereignisse mit Ausnahme von Sprengungen, die durch den Tagebau hervorgerufen werden, sind mit dem Typ 1 der reservoir-induzierten Beben vergleichbar, da es sich um eine Auflastveränderung handelt. Im Tagebau kommt es aber durch den Abbau zu einer Lastverminderung, während die Wassermasse einer Talsperre eine zusätzliche Auflast darstellt. Am ehesten sind die spannungsmäßigen Auswirkungen des Tagebaus - wie bereits erwähnt - mit denen

bei der Gewinnung untertägiger Reservoirs vergleichbar, wobei tieferliegende Horizonte durch oberflächennahe Gewinnung möglicherweise "entlastet" werden (McGarr, 1991).

Auch hier gilt, daß es - gebirgsmechanisch gesehen - nur zu einer Destabilisierung durch den Tagebau kommen kann, wenn die kleinste Hauptspannung vertikal ausgerichtet ist (Pomeroy et al., 1976), damit sich Laständerungen, die verhältnismäßig kleine Gebirgsspannungsänderungen hervorrufen, entsprechend auswirken können. Dieser Umstand ist nahe der Oberfläche dann gegeben, wenn die horizontalen Gebirgsspannungen positiv sind, denn: Die vertikale Gebirgsspannung verschwindet an der freien Oberfläche. Sie wird dadurch zur kleinsten Hauptspannung.

Eine neue Scherbruchbildung wäre nur dann möglich, wenn wenigstens eine der horizontalen Gebirgsspannungen an der Oberfläche ungewöhnlich groß ist. Dieser Umstand würde auf ein neu aufgetretenes tektonisch aktives Gebiet hindeuten, was unwahrscheinlich ist. Eine andere Erklärung bieten bereits vorhandene Störungszonen geringer Kohäsion mit Aufschiebungscharakter (Abb.4), bei denen schon bei einer kleinen Verringerung der vertikalen Gebirgsspannung der Reibungswiderstand überschritten wird.

Das stärkste seismische Ereignis dieser Art ereignete sich 1980 in Belchatow in einem Tagebau in Polen. Eine Auswertung dieses Erdbebens der Magnitude M4,6 ergab, daß es sich um eine schräge Blattverschiebung entlang einer Aufschiebung handelte (Gibowicz et al., 1982). Da die induzierten Gebirgsspannungen nur 2,5 MPa betragen, ist anzunehmen, daß sich diese Zone in einem labilen tektonischen Spannungszustand befindet.

Eine ähnliche Situation ereignete sich in einem Steinbruch bei Wappingers Falls im Bundesstaat New York (Pomeroy et al., 1976). Dort betrug die induzierte vertikale Spannungsentlastung sogar nur 0,7 MPa, als es zu einem Erdbeben der Stärke M3,3 kam. Die Auswertung der seismischen Aktivität ergab, daß eine geologische Störung mit Aufschiebungscharakter aktiviert wurde.

Induzierte Seismizität, die durch den Tagebau hervorgerufen wird, ist relativ selten, da alle drei Voraussetzungen

- a) geologische Störung geringen Scherwiderstandes (Kohäsion),
- b) massive Auflastverringerung (> 1 MPa) und
- c) hohe horizontale Gebirgsdrücke

gleichzeitig nur selten gegeben sind.

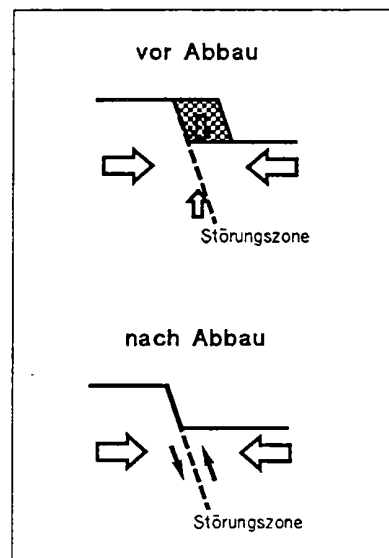


Abbildung 4. Mechanismus tagebau-induzierter Seismizität.

2.2.2 Tiefbau

Probleme durch bergbau-induzierte Seismizität in Form von Gebirgsschlägen, können bereits in geringen Teufen entstehen, wie sich in Deutschland (z.B. Kuhnt et al., 1989, Will, 1983), Polen (z.B. Gibowicz et al., 1979), der Tschechoslowakei (z.B. Konecny, 1989), Schweden (z.B. Bath, 1984), Kanada (z.B. Hasegawa et al., 1989) und USA (Williams & Arabasze, 1989) gezeigt hat. Auch wenn die dort auftretende Seismizität im Vergleich mit jener in den tieferen Bergwerken gering erscheint, so stellt sie dennoch ein Gefahrenpotential dar. Abhängig von der Art des Abbaues, der Geologie der Lagerstätte und der Teufe kommt es zu unterschiedlichen Bruchvorgängen im Grubenbau (McGarr, 1971, Spottiswoode, 1984, Ortlepp & Moore, 1987, Knoll & Kuhnt, 1989, Young et al., 1989, u.v.a.). Einer der ausführlichsten Überblicke über dieses Thema findet sich in einem Beitrag von Gibowicz (1990), der auch tagebau-induzierte Fälle behandelt.

Der größte Anteil der Bergbauaktivität findet in Teufen bis etwa 1500 m statt, wobei meistens Kohle abgebaut wird. Der Kohleflöz weist generell eine geringere Festigkeit als das Hangende und Liegende auf und neigt daher zum Ausbrechen infolge der Auflast. Eine Überschreitung der Zugfestigkeit des Hangenden kann zu Gebirgsschlägen aus der Firste führen. Wird der Gebirgsdruck zu hoch - zum Beispiel durch eine ungünstige Abbaugeometrie - und ist die Festigkeit der Kohle lokal sehr hoch, so kann es zu Spannungskonzentrationen kommen, die sich ebenfalls in einem Gebirgsschlag äußern. Das induzierte Beben kann weiters durch Funkenbildung zum Auslöser einer Grubengasexplosion werden. Dies trifft insbesondere auf grubengasgefährdete Bergwerke, wie die Kohlegruben, zu. Sato & Fujii (1989) berichteten von einer Grubengasexplosion in Japan, die durch eine Reihe von Gebirgsschlägen ausgelöst wurde, die entlang einer Störungszone stattfand. Zusätzlich können als Folge der Erschütterungen die Aktivierung von Klüften in der Firste zum Deckeneinbruch führen.

Wie Horner und Hasegawa (1978) zeigten, sind im Kohlebergbau verschiedene Mechanismen zu beobachten, wobei geologischen Störungszone eine große Bedeutung zukommt. So werden von den Autoren sechs Klassen der bergbau-induzierten Seismizität unterschieden (s.a. Abb.5):

- a) Einsturzbeben,
- b) Stützpfeilerbruch,
- c) Trennbruch der Firste,
- d) Abschiebungen entlang einer Bruchfläche,
- e) Aufschiebungen entlang einer Bruchfläche und
- f) flache Überschiebungen.

Die letzten drei Gruppen sind auf die Aktivierung von bestehenden Bruchzonen zurückzuführen. Die in Abb.5 eingezeichneten Pfeile zeigen die Bewegungsrichtungen des Umgebungsgesteins an. Jeder Gruppe ist ein eigener Mechanismus zuzuschreiben, der mit Hilfe von Herdflächenlösungen oder durch die

Bestimmung des seismischen Momenten-Tensors² identifiziert werden kann. Weiters deuten die sechs Mechanismen an, daß seismische Ereignisse nicht nur an der Ortsbrust stattfinden können.

Dieser Umstand ist vor allem in geologisch gestörten Bereichen im tiefen Bergbau gegeben. Das Gebirgsschlagproblem im tiefen Bergbau scheint auf dem ersten Blick ähnlich zu sein, unterscheidet sich aber hauptsächlich durch die große Festigkeit des abzubauenen Gesteins und die größere Auflast. Dadurch kommt es häufiger zu kritischen Spannungskonzentrationen, die zu einem "Gebirgsschlag" führen können.

Die Maßnahmen, die im Kohlebergbau zur Verhinderung oder Vorhersage von Gebirgsschlägen ihre Anwendung finden, sind mannigfaltig. Dazu zählen vor allem das Einbringen von Versatz und die Entspannungssprengungen, die in Grubenbereichen durchgeführt werden, in denen bei Kontrollbohrungen hohe Gebirgsspannungen vorgefunden wurden. Zur Kontrolle und Vorhersage werden hauptsächlich seismische Verfahren (z.B. Will, 1983) und u.a. auch mikrogravimetrische Verfahren (Casten & Fajklewicz, 1989) eingesetzt. Die letztangeführte Methode beruht auf dem bekannten Effekt der Dilatanz (Volumenserweiterung und damit verbundene Dichteverminderung), die vor dem Spröbruch eines Materials auftritt. Mit ihr ist auch eine Zunahme der akustischen Emissionen zu verzeichnen, da sich die neu gebildeten Mikrorisse gegeneinander zu verschieben beginnen. Der Effekt der Dilatanz ist in der Gebirgsmasse des tiefen Bergbaues (> 2000 m), wenn die einachsige Druckfestigkeit des Gesteins über 200 MPa liegt (wie im Falle der im nächsten Kapitel diskutierten Mine Western Deep Levels Ltd.), nicht ausgeprägt und deshalb sind derartige Effekte dort auch nicht beobachtet worden.

Sehr tiefer Bergbau (> 3000 m) ist nur in Regionen mit niedrigem geothermischen Tiefengradienten möglich. Solche Verhältnisse liegen z.B. in Indien und in Südafrika vor. Daher stammen die meisten Beiträge bezüglich Probleme im ultra-tiefen Bergbau aus diesen Ländern (z.B. McGarr et al., 1979, Ortlepp, 1984, Spottiswoode, 1989, Srinivasan & Shringanpurtale, 1990).

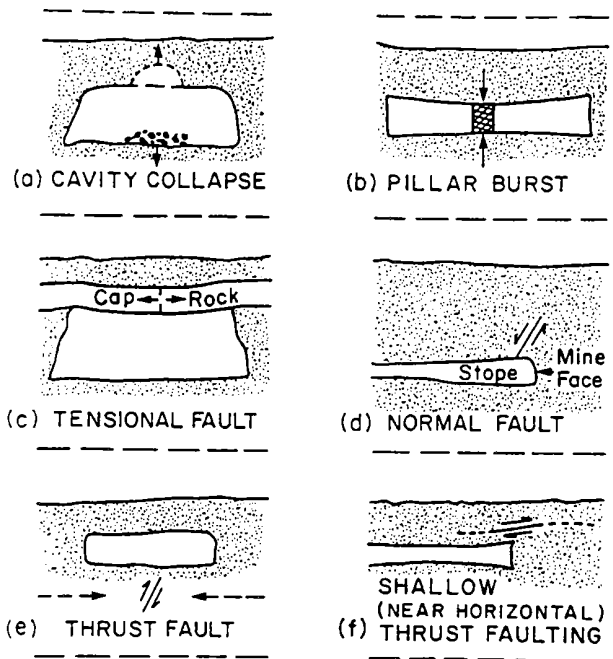


Abbildung 5. Bruchmechanismen im Kohleflöz (Horner & Hasegawa, 1978).

²Seismisches Moment: Produkt aus Schermodul, Bruchfläche und Verschiebung (Def. des skalaren Moments)

Die Beobachtung der induzierten Seismizität im tiefen Bergbau hat zur Entwicklung und Anwendung verschiedener Planungsverfahren geführt, die die Gebirgsschlaggefahr herabsetzen sollen. Dazu zählen vor allem drei Prinzipien, die sich aus der Verbindung von Seismologie und Gebirgsmechanik ergaben und in der südafrikanischen Bergbauindustrie Eingang gefunden haben:

1) Energiefreisetzungsbetrag (ERR)

Die induzierten Gebirgsspannungen werden vor allem durch die Teufe, die Abbaugeometrie und die Abbauhöhe bestimmt. Mit Hilfe des Energiefreisetzungsbetrages ("ERR", engl. "Energy Release Rate") werden die induzierten Gebirgsspannungen und Deformationen zu einem Faktor zusammengefaßt. Der ERR-Faktor stellt damit eine theoretische skalare Größe dar, die lokale induzierte Spannungsunterschiede aufzeigt.

Das ERR-Konzept beruht auf bergbaubedingten Energieänderungen. Bei der Erweiterung eines unterirdischen Hohlraumes wird die Änderung der Gesamtenergie E_{tot} , die sich aus der Änderung der potentiellen Energie E_{pot} und die Verformungsenergie E_V des abgebauten Gebirgsvolumen zusammensetzt, verfügbar (Salamon, 1974):

$$\Delta E_{\text{tot}} = \Delta E_{\text{pot}} + \Delta E_V$$

Diese Energie kann in verschiedener Art und Weise umgesetzt werden. Ein Teil der Energie - ΔE_U - führt zur Verformung des umgebenden Gebirges und ein weiterer Teil - ΔE_A - wird im Ausbau (Stützen, Stempel, Versatz, etc.) gespeichert bzw. verformt den Ausbau. Daraus ergibt sich die Ungleichung

$$\Delta E_{\text{pot}} + \Delta E_V > \Delta E_U + \Delta E_A$$

Die Differenz von zur Verfügung stehender ($\Delta E_{\text{pot}} + \Delta E_V$) und verwendeter Energie ($\Delta E_U + \Delta E_A$) wird als Entlastungsenergie bezeichnet. Das Verhältnis der Entlastungsenergie zur abgebauten Fläche stellt den Energiefreisetzungsbetrag ("ERR") mit der gebräuchlichen Einheit von MJ/m² dar. Da ein Teil der Entlastungsenergie in kinetische Energie - und auch in einen Gebirgsschlag - umgesetzt werden kann, ist man bestrebt, den ERR-Faktor so gering als möglich zu halten. Korrelationen zwischen ERR und grubeninduzierten Seismizität scheinen diese Erwartung zu bestätigen (Jaeger & Cook, 1969, COMRO, 1988). Deshalb wird insbesondere im tiefen und gebirgsschlaggefährdeten Bergbau dem ERR-Wert große Bedeutung zugemessen. Der ERR-Wert wird somit als ein Faktor verstanden, der die Spannungskonzentration mit der Seismizität koppelt.

Aus der vorangegangenen Betrachtung folgt, daß vor allem ein Ausbau, der viel Energie speichern kann, den ERR-Faktor verringern kann. Dieses Konzept fand seinen Niederschlag in der Etablierung von Bergfesten (engl. "stabilizing pillars") im langfrontigen Grubenbau, da sich theoretisch nachweisen ließ, daß damit der ERR-Faktor wesentlich herabgesetzt wird. In Abb.6 (Ortlepp, 1983) sind die ERR-Werte im Vergleich zwischen einem langfrontigen Strebend mit (Abb.6, im Detail links) und ohne Bergfesten (Abb.6, im Detail rechts) dargestellt. Deutlich ist daraus zu erkennen, daß die ERR-Werte bei Verwendung von Bergfesten bis zu einer relativ hohen Extraktionsrate (in Abb.6 "Area mined (%)") wesentlich geringer ausfallen (Kurven "C" & "D") als in Abbauregionen, in denen keine Bergfesten zurückgelassen wurden (Kurven "A" & "B").

Alle diese Schlußfolgerungen beruhen allerdings auf der Annahme, daß sich das Gebirge elastisch verhält und homogen und isotrop aufgebaut ist. Gerade dies ist aber nicht der Fall. ERR-Berechnungen können daher die größte Gebirgsschlaggefahr, die von geologischen Bruchzonen ausgeht, nicht erfassen.

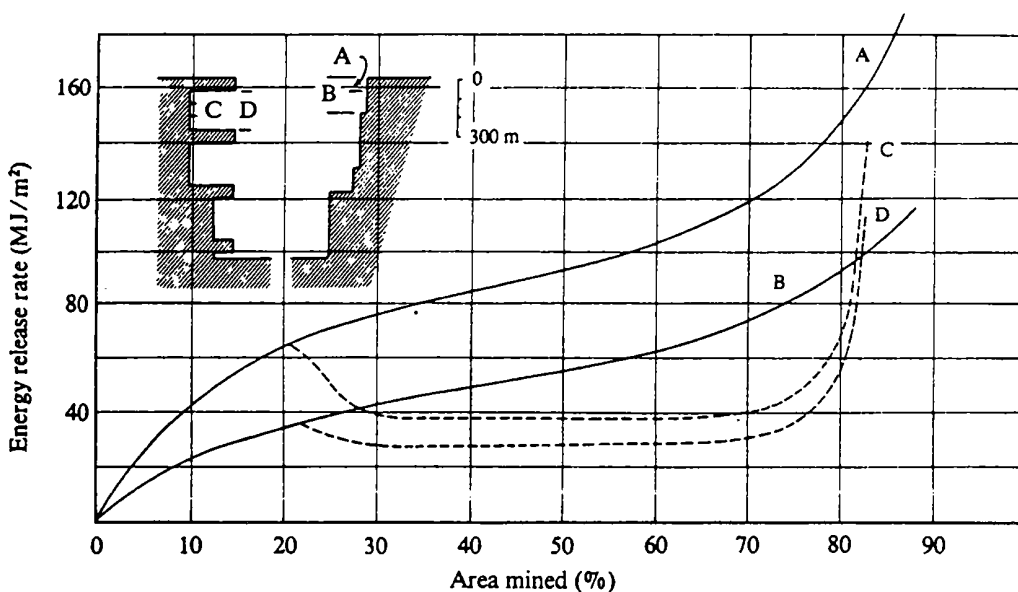


Abbildung 6. Theoretische Verringerung des Energiefreisetzungsbetrags "ERR" durch Bergfesten. Die Kurven A & B beziehen sich auf den Abbaubereich ohne Bergfesten, - die Kurven C & D auf Abbau mit Bergfesten. Das Detail links oben stellt den Abbauplan dar (Ortlepp, 1983).

2) Produktionsvolumen

Nicht nur die Spannungskonzentration oder der ERR scheinen mit der induzierten Seismizität zu korrelieren, sondern auch das Abbauvolumen. Dieses Phänomen wurde im Detail von McGarr (1976) unter Berücksichtigung des seismischen Moments M_0 , des Schermoduls G und des Abbauvolumens V behandelt:

$$\Sigma M_0 = c * G * V$$

mit c ...Konstante (~ 1)

Ein Vergleich der Summe der Momente und der seismischen Energien führte zu einer seismischen Effizienz, die je nach Moment-Magnituden Beziehung, zwischen 0,2 und 2% liegt. McGarr setzte dabei voraus, daß das Gebirge ebenfalls homogen und isotrop aufgebaut ist und das sämtliche induzierte Spannungen vollständig seismisch abgebaut werden.

Diese Methode ermöglicht, anhand der geplanten Produktionsdaten, die zu erwartende bergbaubedingte Seismizität abzuschätzen - vorausgesetzt die Gebirgseigenschaften verändern sich lokal nicht. Wie sich aber zeigen wird, ist die Seismizität zum großen Teil gerade an Störungszonen (Brüche, Klüfte, etc.) gebunden.

3) Scherspannungen (ESS)

Das Konzept der überschüssigen Scherspannung (engl. "Excess Shear Stress") folgt direkt aus dem Coulomb'schen Gesetz, das die Scherspannung σ_{xy} mit der Normalspannung σ_{xx} durch die Kohäsion S_0 und den inneren Reibungswinkel α verknüpft:

$$\sigma_{xy} = S_0 + \tan(\alpha) * \sigma_{xx}$$

Die Methode der ESS-Bestimmung beruht darauf, daß man einen Kontur-Plan einer Ebene erstellt, der die flächenhafte Verteilung des theoretischen Scherspannungsüberschusses " $\sigma_{xy} - \tan(\alpha) * \sigma_{xx}$ " ("ESS") darstellt. Aus der Fläche der positiven ESS-Bereiche läßt sich nach (Ryder, 1988)

$$M_0 = (\sigma_{xy} - \tan(\alpha) * \sigma_{xx}) * L * a^2, \quad \text{gültig für } (\sigma_{xy} - \tan(\alpha) * \sigma_{xx}) > 0$$

das seismische Moment M_0 berechnen, wobei "L" die horizontale Erstreckung des aktivierten Bruches und "a" das vertikale räumliche Ausmaß des positiven ESS Bereichs bedeuten. Die seismische Energie ergibt sich dann zu

$$E_s = M_0 * (\sigma_{xy} - \tan(\alpha) * \sigma_{xx}) / (2 * G)$$

Mit diesem Konzept war eine Querverbindung zwischen zwei wichtigen Parametern der Gebirgsmechanik und der Seismologie geschaffen : Kohäsion und Scherspannungsabfall.

Geht man von einem linearen Bruchgesetz aus, so ergibt sich im Falle eines Bruches ein Scherspannungsabfall der gleich der Kohäsion ist, da die Haftreibung in die Gleitreibung übergeht und damit die Kohäsion plötzlich überwunden wird. Ryder (1988) befaßte sich ausführlich mit dieser Frage, denn die meisten seismischen Ereignisse ereignen sich in Zonen geringerer Kohäsion (z.B. Brüche). Eignet sich dennoch ein Beben mit einem sehr hohen Spannungsabfall (~ 20 MPa), so spricht dies für einen Neubruch des Gebirges.

Mit Hilfe der ESS-Analyse kann das Potential der seismischen Beobachtungen richtig eingestuft werden, denn jede seismische Registrierung birgt diese Information in sich. Weiters erlaubt die dreidimensionale ESS-Auswertung eine Lokalisierung von Bereichen großer Instabilität. Entsprechend kann man die Abbaugeometrie optimieren, um z.B. zwei Bereiche mit positiven ESS-Werten nicht überlappen zu lassen. Dies hätte sonst mit hoher Wahrscheinlichkeit zur Folge, daß ein relativ großer Bereich mit einem großen Scherspannungsüberschuß instabil wird - d.h., daß ein massives seismisches Ereignis stattfinden kann.

Eine der Grundvoraussetzungen für die Anwendung der drei angeführten Methoden ist die Kenntnis der Gebirgsspannungsverhältnisse. Ausführliche Spannungsmessungen (z.B. Gay et al., 1984) zeugen von dem Interesse, daß dieser Problematik entgegengebracht wurde. Insbesondere die horizontalen Normalspannungen σ_H waren von großer Bedeutung, da diese in Verbindung mit den vertikalen Normalspannungen σ_V die Stabilität der Hohlräume bestimmt. Wie Webber (1990) zeigen konnte, haben der Spannungsbeiwert "k"

$$k = \sigma_H / \sigma_V$$

und der Reibungswinkel α einen großen Einfluß auf die Berechnung der ESS-Werte und damit auf die daraus ableitbare seismische Energie.

Grubeneinstürze, die von einigen Autoren behandelt wurden (z.B. Sileny, 1989, Long & Copeland, 1989, Wong & McGarr, 1990), werden von keinem der drei vorangegangenen Modelle erfaßt. Grubeneinstürze bzw. Gesteinsfälle sind generell wenig beschrieben, da sie seismisch meist nicht registriert werden. Die seismische Energie, die durch das Ablösen einer wenige Meter dicken Schicht freigesetzt wird, reicht meist nicht aus, um vom seismischen Meßnetz einer Mine erfaßt zu werden. Dies trifft insbesondere auf den tiefen Bergbau zu, indem man bemüht ist, die Abbauhöhe so gering wie möglich zu halten, um die Spannungskonzentrationen gering zu halten.

3 INDUZIERTE SEISMIZITÄT IM TIEFEN BERGBAU

3.1 Einführung

Das Bergwerk Western Deep Levels Limited (WDL Ltd.) befindet sich im westlichen Transvaal in Südafrika, ca. 75 km südwestlich von Johannesburg, im sogenannten Far West Rand (Abb.7). Das Bergwerk erschließt goldreiche Sedimente des Witwatersrand Beckens. Das Pachtgelände beträgt mehr als 45 km² und erstreckt sich entlang des Streichens der Lagerstätte maximal 11 km und entlang des Einfallens maximal 7 km. Drei abgesetzte Seigerschachten erschließen die Lagerstätte des tiefsten Bergwerks der Welt.

Das Bergwerk wurde 1957 gegründet. Fünf Jahre später, also 1962, als zwei Schächte bis zur ersten abbauwürdigen goldführenden Konglomeratbank ("reef") abgeteuft waren, produzierte WDL Ltd. die erste Tonne Gold. Anfang der 80er Jahre wurde der dritte Schacht abgeteuft, der den südlichen und tiefer liegenden Teil der Lagerstätte erschließt.

Dank der ausgeweiteten Produktion durch den dritten Schacht, überstieg 1984 die Anzahl der Beschäftigten zum ersten Mal die Grenze von 20.000 Mitarbeitern - 1986 erreichte die Belegschaft ein Maximum: 28.000 Mitarbeiter. Der Bergbaubetrieb produziert jährlich etwa 36 Tonnen Gold durch die Verarbeitung von ca. 6 Millionen Tonnen Gestein (Oxley, 1989).

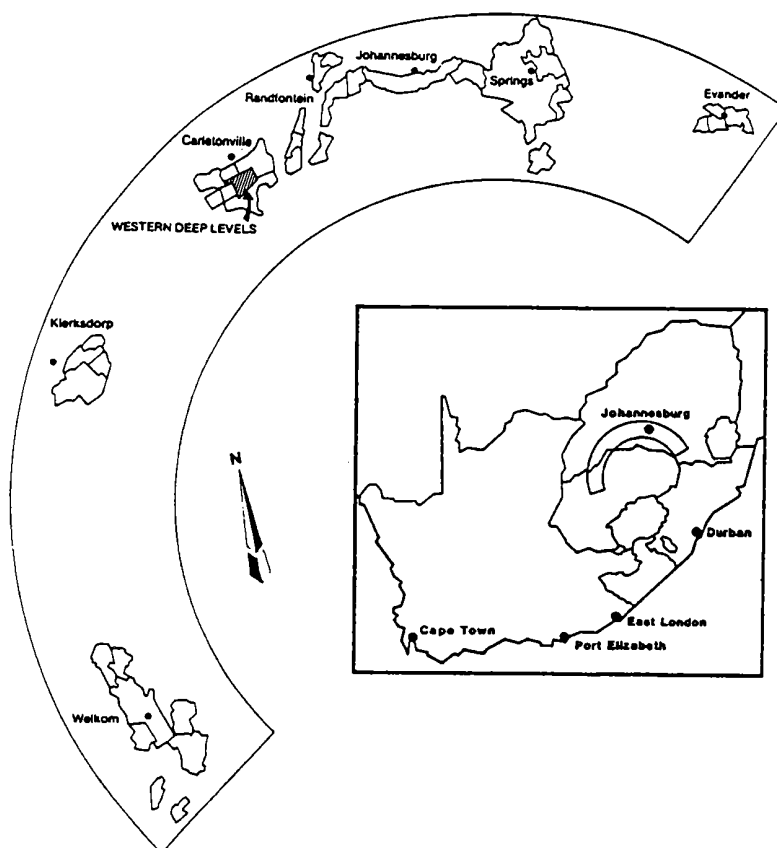


Abbildung 7. Lageplan (aus Oxley, 1989).

3.1.1 Geologie

Die Goldmine WDL Ltd. ist im sogenannten "goldenen Bogen" Südafrikas angesiedelt. Dieser umfaßt die Bergbaubetriebe östlich Johannesburgs (z.B. Kinross, East Rand Mines Proprietary, etc.), westlich Johannesburgs (z.B. WDL, Driefontein, etc.), Klerksdorps (z.B. Vaal Reefs) und die Gruben des Oranje Freistaates (z.B. Western Holdings, St.Helena etc.). Es handelt sich hierbei um ein 2,5 Milliarden Jahre altes ehemaliges Küstengebiet, an dessen Bucht die Flüsse aus dem Norden und Westen einmündeten. Das Gold hat sich in diesen Gerinnen angesammelt und wurde durch Sedimente und Lava wieder überdeckt.

Auf WDL Ltd. sind zwei Lagerstätten abbauwürdig: das Ventersdorp Contact Reef ("VCR") und das Carbon Leader Reef ("CLR"). Das Einfallen des VCR und des CLR beträgt ca. 20 Grad in südöstlicher Richtung. Die Abbauteufen betragen für das VCR 1500 bis 2300 m und für das CLR 2300 bis 3500 m (Abb.8).

Das VCR besteht aus einem Konglomerat mit großen Schwankungen der Korngrößenverteilung der Kieskomponenten. Die Mächtigkeit des Erzkörpers schwankt auch beträchtlich zwischen vollkommenem Ausbeißen und 4 m, beträgt aber durchschnittlich 1,3 m. Das Hangende des VCR besteht aus der sogenannten Ventersdorp Lava. Die Lava stellt, im Vergleich mit dem Quarz- bzw. Schiefergestein im Liegenden, geophysikalisch ein Medium extremer Schallhärte dar. Dies äußert sich in einer Komplizierung der Auswertung seismischer Registrierungen, da an der Lava/Quarzit Grenzfläche Kopfwellen entstehen, die bei der Interpretation der Aufzeichnung seismischer Ereignisse zu berücksichtigen sind.

Das CLR verläuft nahezu schichtparallel 900 m unterhalb des VCR (s.a. Abb.8). Es besteht aus einem schmalen, kohlehaltigen Konglomerat, in dem auch Uran vorkommt, und das eine Mächtigkeit von wenigen Zentimetern aufweist. Zwei Meter im Hangenden befindet sich eine dünne Schicht des "Green Bar" Schiefers. Sonst ist das CLR im Hangenden und im Liegenden vom Quarzit der Witwatersrand Gruppe bestimmt.

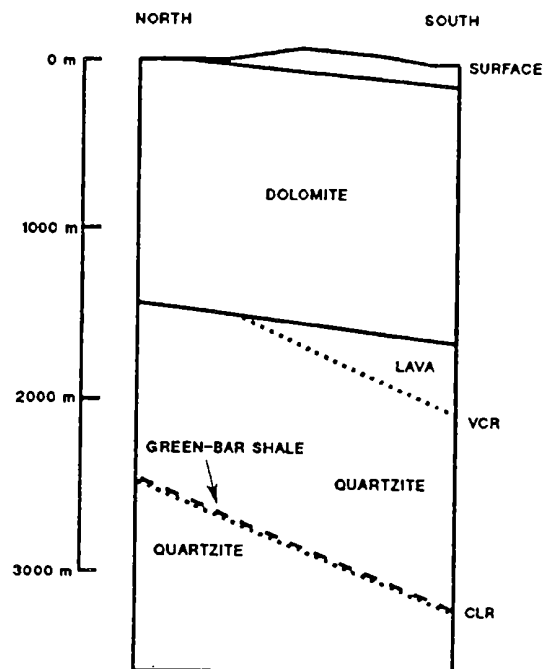


Abbildung 8. Geologie von WDL Ltd.
(NW-SE Querschnitt,
Piterek & Lenhardt, 1990).

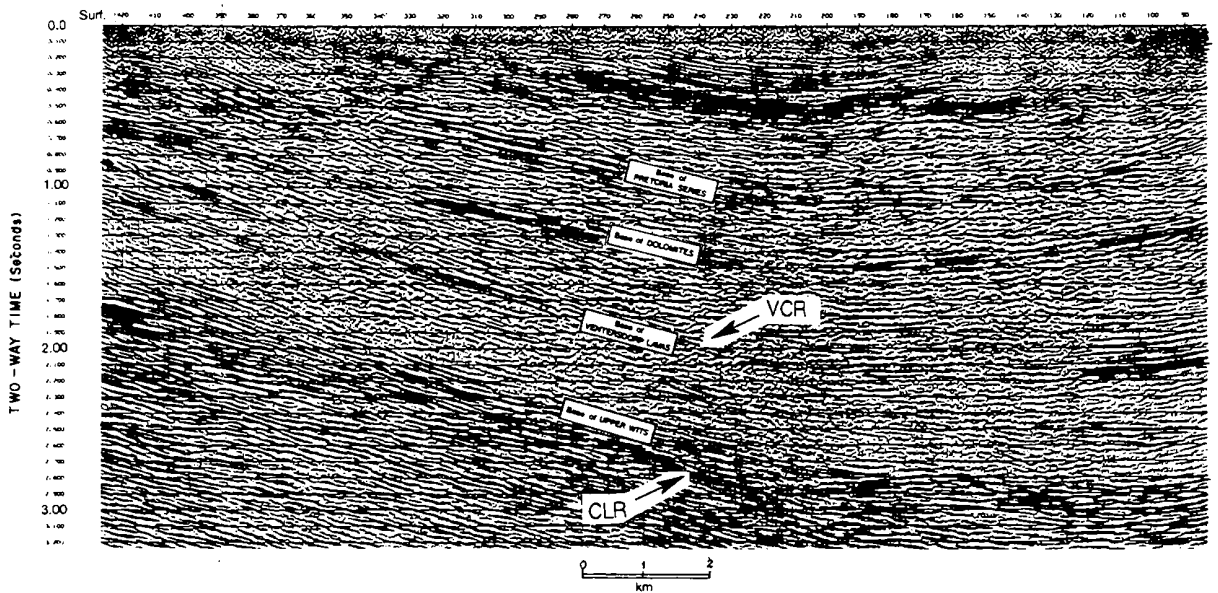


Abbildung 9. Seismische Tiefensektion (Campbell, 1990).

Die verschiedenen geologischen Einheiten sind auch aus der seismischen Tiefensektion eines benachbarten Grubenbereichs ersichtlich (Abb.9, entnommen aus Campbell, 1990). Deutlich zeichnen sich die beiden Kontrasthorizonte VCR und CLR bis ca. 6 bzw. 9 km Tiefe (= Zweiweglaufzeit * 6000 m/s dividiert durch 2) ab. Das gezeigte Profil weist eine Länge von 17 km auf und gestattet einen Einblick in die räumlichen Verhältnisse der Lagerstätte. Der südlichste Teil des Bergwerks WDL Ltd. befindet sich etwa am linken Rand der Tiefensektion, d.h. daß das VCR bei ca. 2400 m - 3150 m und das CLR bei ca. 4200 m Teufe angetroffen werden würde.

Sinn und Zweck dieser seismischen Aufnahmen ist es, das Vorkommen kostengünstig zu erschliessen und geologische Störungszonen zu erfassen. Damit wird die Bewertung der Abbauwürdigkeit der Lagerstätte wesentlich verbessert und die Festlegung der Bohrlöcher zur Probenentnahme optimiert.

Die größten Probleme resultieren aber nicht aus der Teufe, sondern von geologischen Störungen, die gebirgsmechanisch als Schwächezonen anzusehen sind. Dazu gehören geologische Störungszonen aller Größenordnungen sowie Intrusionen. Das gesamte Grubenfeld von WDL Ltd. ist von Intrusivgängen (engl. "dyke" oder "dike") durchsetzt, die hauptsächlich in NE-SW Richtung orientiert sind und häufig von Brüchen begleitet werden. Klüfte und Spalten folgen meist einem ähnlichen Trend. Die durchschnittliche Sprunghöhe von Auf- und Abschiebungen beträgt 10 Meter, während der Versetzungsbetrag bei Horizontalverschiebungen einige 100 Meter aufweisen kann.

3.1.2 Abbaumethode

Das Erz wird konventionell durch Bohr- und Sprengarbeit hereingewonnen, d.h. abgebaut. Schrapper fördern das Haufwerk zu den Förderstrecken. Von dort wird das Erz mittels Zugförderung zum Schacht transportiert. Die Förderstrecken befinden sich 10 bis 20 m unterhalb und 10 m vor der Abbaufont. Mechanisierter Abbau ist durch die Unregelmäßigkeit des Erzkörpers und die hohe Festigkeit des Gesteins nicht einsetzbar.

Ungefähr 200 Kurzstrebe von durchschnittlich 33 m Länge werden auf den zwei Abbauhorizonten betrieben. Die Abbauhöhe richtet sich nach der Mächtigkeit des Vorkommens und beträgt durchschnittlich 1 m auf dem CLR und 1,4 m auf dem VCR. Als Ausbauelemente werden an der Ortsbrust hydraulische Stempel (40 t) und mechanische Stempel verwendet. Der "Alte Mann" (verlassener oder "versetzter" Grubenbereich) ist mit Holzkästen und Holzstempeln oder Spülversatz ausgebaut. Im Streckenausbau finden vor allem Gebirgsanker (2,3 m lang, zementiert), Verzugsmatten, Spritzbeton, Langanker (4 und 6 m lang) und vereinzelt Türstöcke und Holzkastenverbauten Anwendung.

3.1.3 Gebirgsmechanische Aspekte

Um die Stabilität der Grubenanlage und einen gesicherten Arbeitsablauf zu gewährleisten, werden gewisse Vorsichtsmaßnahmen getroffen. Dazu zählt in erster Linie der Schutz der Seigerschächte vor unzulässigen Deformationen. Deshalb wird um die Schachtanlage eine etwa 1km² große Schachtschutzzone (auch "Schachtsicherheitsfeste" genannt) belassen. Dennoch reichen die bergbaubedingten Spannungsänderungen in der entfernten Umgebung des Schachtes aus, um ebendort, entlang geologischer Störungszonen, seismische Ereignisse auszulösen (s.a. Lenhardt, 1988).

Die einachsige Druckfestigkeit des ungestörten Quarzitgesteines beträgt etwa 210 MPa, die der Ventersdorp Lava etwa 310 MPa und die der "dyke"-Intrusionen etwa 270 MPa. Der Elastizitätsmodul beträgt im Mittel 72 GPa für Quarzit, 110 GPa für Lava und 84 GPa für Intrusionen (Lenhardt, 1989c). "Dyke"-Intrusionen liegen damit deutlich zwischen den beiden Hauptgruppen Quarzit und Lava. Gelegentlich wird auch Schiefer angetroffen, wie im Liegenden des CLR oder des VCR.

Intrusionskörper weisen aber selbst Inhomogenitäten auf, die sich durch Korngrößenunterschiede, Kluffbildungen und Festigkeitsunterschiede bemerkbar machen. In Abb.10 ist ein Beispiel für einen Übergang von einem "dyke" zum seinem Umgebungsgestein - in diesem Fall Schiefer - dargestellt. Die Werte stammen von Labortests von Bohrkernen aus der Mitte und den Randbereich eines "dykes" ("Kontaktzone" zum "Jeppetown"-Schiefer). Dabei wurde deutlich, daß auch innerhalb eines "dykes" nicht vernachlässigbare Festigkeitsunterschiede bestehen (Lenhardt, 1992).

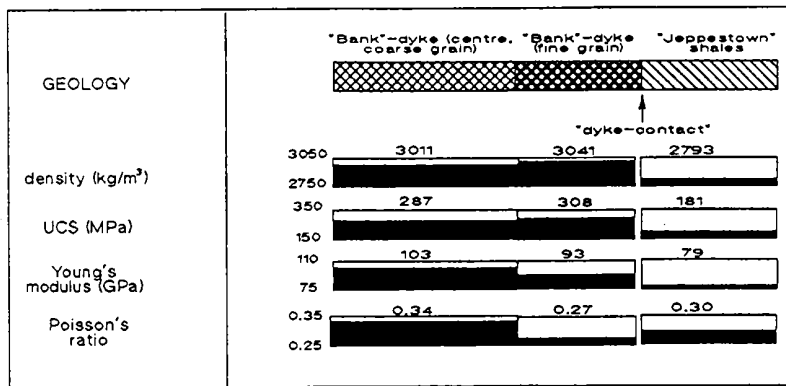


Abbildung 10. Gesteinseigenschaften am Übergang "dyke"-Schiefer. Die Eigenschaften des "Bank"-dykes verdeutlichen, daß auch lokale Unterschiede innerhalb eines "dykes" existieren (Lenhardt, 1992).

Dieser Fall ist symptomatisch für die Probleme, womit sich die Gebirgsmechanik konfrontiert sieht: Lokale Unterschiede im Gestein können zu großräumigen Instabilitäten und zu einer lokalen Gebirgsschlaggefahr führen. Denn durch die große Abbauteufe kommt es zu sehr hohen Gebirgsdrücken (> 100 MPa), die sich u.a. in Gebirgsschlägen äußern. Aus diesem Grund wird auf WDL seit 1980 eine langfrontartige Abbauweise eingesetzt, die durch regelmäßige Bergfesten (s.a. Abb.29) geschützt ist. Begleitstrecken werden aus gebirgsmechanischen Gründen unterhalb der Strebe nachgeführt, um sie vor den extremen Spannungszuständen in großer Teufe zu schützen.

Die langfrontige Bauweise ist eingeführt worden, um die Gebirgsspannungskonzentrationen zu reduzieren. Durch Belassen von Bergfesten, das zur Verringerung der Extraktionsrate führte, wurden theoretisch die Gebirgsspannungen an der Abbaufont auf etwa 50 % herabgesetzt, wie sich aus Computer-berechnungen ergab. Dieser Umstand erlangt vor allem mit zunehmender Teufe an Bedeutung, da der Energiefreisatzbetrag ("ERR") vor allem durch eine Verringerung der Extraktionsrate (= Verbreiterung der Bergfesten) reduziert werden kann (Abb.11). Dieser Schritt hat im weiteren eine Verringerung der Gesamtproduktion und damit der Lebensdauer der Grube zur Folge.

Eine weitere Möglichkeit die Spannungsansammlung an der Ortsbrust zu vermindern, wäre eine Reduzierung der effektiven Abbauhöhe

$$h_{\text{eff}} = h_{\text{tatsächlich}} - h_{\text{eingebracht}}$$

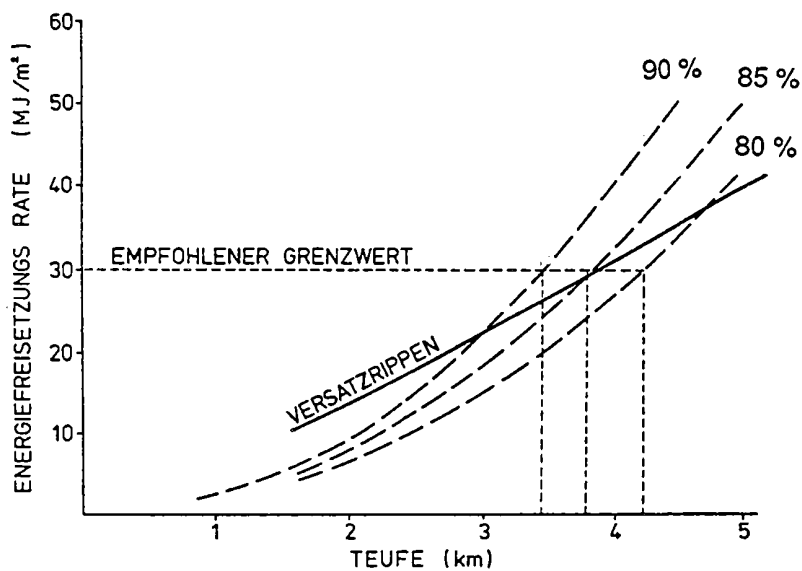


Abbildung 11. ERR als Funktion der Teufe und der Extraktionsrate (nach Wagner, 1985).

durch die Verwendung von Spülversatz. Der Betrag " $h_{\text{eingbracht}}$ " stellt dabei die Höhe des verfestigten Materials dar, das in den Streb eingebracht wurde. Eine weitere Verringerung der tatsächlichen Abbauhöhe " $h_{\text{tatsächlich}}$ " (1 m auf WDL Ltd.) ist aus praktischen Gründen nicht mehr möglich.

Gleichzeitig war man sich aber auch bewußt, daß es zu einer Spannungsumlagerung kommen wird, d.h., daß die Bergfesten unter Umständen selbst seismisch aktiv werden können (Salamon, 1983). Wie sich im Laufe der Jahre herausstellte, war dies auch der Fall (Hagan, 1988, Lenhardt, 1989a).

3.1.4 Seismische Überwachungssysteme

Die Gebirgsmechanik-Forschungsabteilung von WDL Ltd. entwickelte während der letzten Jahre zwei seismische Systeme, die verschiedenen Zwecken dienen. Es handelt sich hierbei um ein seismisches Beobachtungsnetz, das den ganzen Grubenbetrieb umfaßt - sowie um einen 3-Komponenten Beschleunigungsaufnehmer, mit dem akustische Emissionen bis zu 300 m Entfernung registriert werden können. Beide Systeme trugen wesentlich zum Verständnis der bergbau-induzierten Seismizität auf WDL Ltd. bei (Lenhardt, 1989b).

Regionales Meßnetz

Das seismische Meßnetz besteht aus fünfzehn 3-Komponenten Stationen, die mit 4,5 Hz-Geophonen ausgerüstet sind (Siwitza, 1986). Der durchschnittliche Abstand zwischen den einzelnen Beobachtungsstationen beträgt 2,5 km. Die Signale werden analog über Kabel zur Oberfläche übertragen, mit einer Abtastfrequenz von 1 kHz in digitale Werte umgewandelt und mit einem Tiefpaß-Filter von 250 Hz nachbehandelt.

Vor 1986 wurden automatische Lokalisierungen durchgeführt, die eine geringe Genauigkeit aufwiesen, da keine automatische Funktionstüchtigkeitskontrolle für seismische Stationen existierte, und ein Welleneinsatz richtig erkannt wurde. Von den seismischen Signalen wurden nur die Ersteinsätze verwendet und das Hypozentrum nach der "trial and error"-Methode solange variiert, bis die rechnerischen Laufzeitresiduen zu allen Geophonen ein Minimum erreichten. Die automatische Auswertung der Signale führte hingegen öfters zu Fehlinterpretationen der Welleneinsätze und damit zu falschen Lokalisierungen.

Pro Jahr wurden über 8000 Ereignisse ($M > 0$) in einem Umkreis von 20 km lokalisiert. Die Lokalisierungsgenauigkeit der seismischen Ereignisse auf WDL Ltd. beträgt seit 1986 im Mittel 30 m in horizontaler und 40 m vertikaler Richtung. Voraussetzung, um zu dieser Genauigkeit zu gelangen, war ein anderer Lokisierungsalgorithmus, sowie die genaue Kenntnis der Durchschallungsgeschwindigkeiten, die durch eine Kalibrierungssprengung im Frühjahr 1986 erlangt wurde (Lenhardt, 1986). Wie sich bei der Auswertung der Sprengung herausstellte, beträgt die P-Wellengeschwindigkeit³ nahezu konstant 5950 m/s und die S-Wellengeschwindigkeit⁴ 3650 m/s im quarzitäen Gebirgskörper zwischen dem VCR und dem CLR. Berechnet man aus diesen Eigenschaften und der Dichte von 2700 kg/m³ den Elastizitätsmodul und die Poisson-Zahl und vergleicht die Ergebnisse mit den im Labor erhaltenen Werten, so zeigt sich der bekannte Effekt, daß sich die dynamischen Gebirgseigenschaften von den statischen unterscheiden. Die dynamischen Module sind höher als die statischen, während sich die Poisson-Zahlen umgekehrt verhalten (s.a. Jaeger & Cook, 1969).

Tabelle 1. Dynamische und statische Eigenschaften
(Witwatersrand Quarzit, aus Lenhardt, 1989c).

	dynamisch	statisch
Elastizitätsmodul (GPa)	85	72
Schemodul (GPa)	36	29
Poisson-Zahl	0,19	0,22

Oberhalb des VCR und unterhalb des CLR steigt die Festigkeit und damit die Durchschallungsgeschwindigkeit des Gebirges an. Dieser Umstand ist, wie bereits erwähnt wurde, besonders ausgeprägt am VCR. Das Hangende besteht aus Lava, das P-Wellengeschwindigkeiten von über 6500 m/s aufweist. Dieser Umstand verschlechterte vor 1986 zusätzlich die Lokalisierungsgenauigkeit am VCR.

Mit Hilfe der verbesserten Kenntnis der Ausbreitungsgeschwindigkeiten der P- und S-Wellen sowie eines Lokisierungsalgorithmuses, der in den Grundzügen der "Geiger"-Methode, also einer 4-Parameter-Methode entsprach (Geiger, 1910), wurden durch manuelle Lokalisierungen (= visuelle Kontrolle der Geophonaufzeichnungen und manuelle Bestimmung der Einsätze) die oben

³ P-Welle : Primäre- oder Kompressionswelle

⁴ S-Welle : Sekundäre- oder Scherwelle

genannte Genauigkeit von 30 - 40 m erreicht. Der 4-Parameter-Algorithmus, der die Herzzeit und die Koordinaten X, Y, und Z als Variable behandelt, wurde hierfür auf ein 3-Parameter-Verfahren reduziert, um die Variationsmöglichkeit zwischen der Herzzeit und den Koordinaten einzuschränken. Die Herzzeit wurde hierbei nach dem "Wadati"-Verfahren unabhängig vom Iterationsprozeß aus den Ankunftszeiten der P- und S-Wellen bestimmt (Wadati, 1933):

$$t_{0i} = t_{pi} - ((t_{si} - t_{pi}) / (v_p/v_s - 1))$$

wobei	$t_{0i}...$	Herzzeit aus der i-ten Station
	$t_{pi}...$	Ankunftszeit der P-Welle an i-ter Station
	$t_{si}...$	Ankunftszeit der S-Welle an i-ter Station
	$v_p...$	P-Wellengeschwindigkeit
	$v_s...$	S-Wellengeschwindigkeit

Die einzelnen Herzzeiten " t_{0i} ", die aus den Seismogrammen der verschiedenen Stationen berechnet wurden, sollten natürlich im wesentlichen übereinstimmen. Tun sie dies nicht, so ist dies ein Hinweis auf eine falsche Welleneinsatzinterpretation - oder auf andere Geschwindigkeitsverhältnisse. Die letztere Möglichkeit trifft aber meist nur in Ausnahmefällen zu. Aus den einzelnen Herzzeiten wird eine mittlere Herzzeit bestimmt und über ein Inversionsverfahren das Hypozentrum (Herdkoordinaten) bestimmt. Das Inversionsverfahren bestimmt aus n-Stationen ($n \geq 3$) den Korrekturvektor $\Delta \mathbf{x}$, der sich auf die Ausgangskoordinaten \mathbf{x}_0 (= Mittelpunkt des Meßnetzes bzw. die Koordinaten der Station mit dem kleinsten $(t_{si} - t_{pi})$ - Wert, die gleichbedeutend mit der herdnächsten Station ist) bezieht:

$$\Delta \mathbf{x} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T (\mathbf{y} - f(\mathbf{x}_0))$$

mit	$\mathbf{A}...$	Jacobi-Matrix ($A_{ik} = \delta f_i / \delta x_k$)
	$\mathbf{y}...$	beobachteter Wert
	$f(\mathbf{x}_0)...$	theoretischer Wert

Das neue Hypozentrum ergibt sich nach der ersten Iteration zu

$$\mathbf{x} = \mathbf{x}_0 + \Delta \mathbf{x}$$

Der Ausgangwert \mathbf{x}_0 wird nun durch \mathbf{x} ersetzt. Dieser Vorgang wird solange wiederholt, bis der Fehlervektor

$$\mathbf{e} = (\mathbf{y} - f(\mathbf{x}_0)) - \mathbf{A} \Delta \mathbf{x}$$

ein Minimum oder einen unteren Grenzwert erreicht hat.

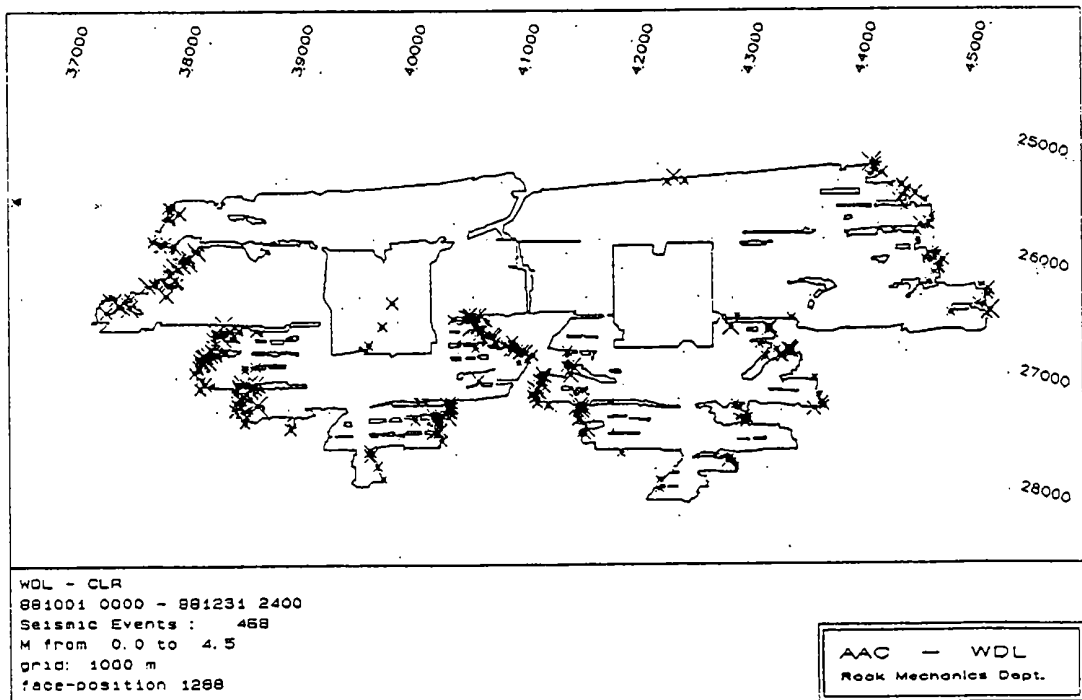
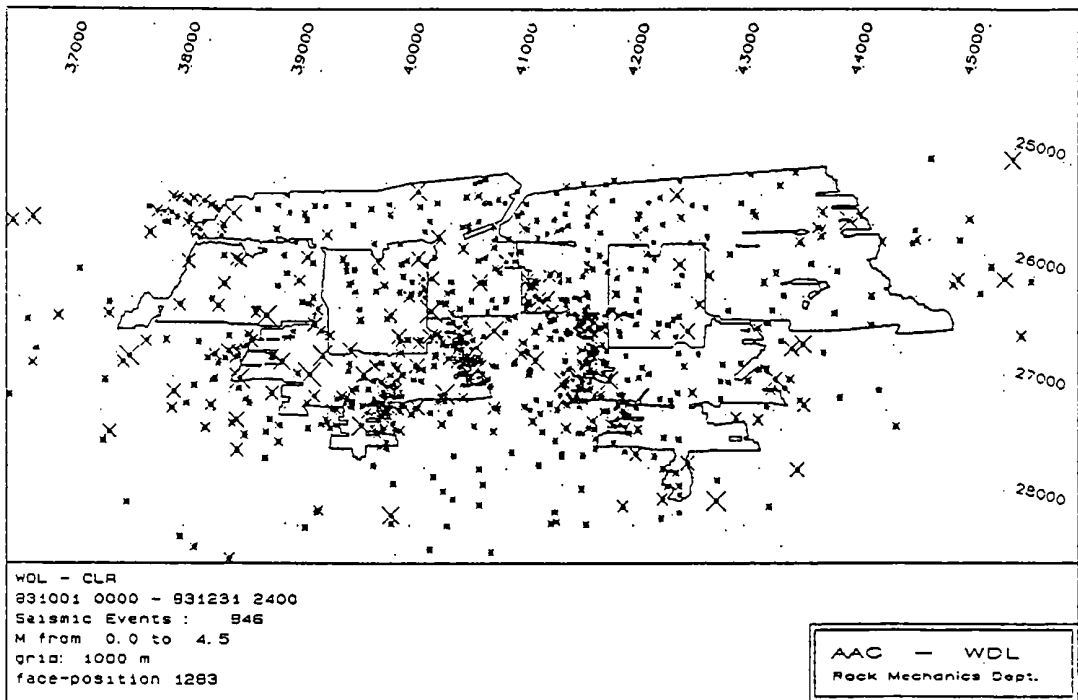


Abbildung 12. Lokalisierungsgenauigkeit.
 1983 (oben) fanden automatische Lokalisierungen und 1988 (unten) manuelle Lokalisierungen statt
 (Lenhardt, 1989c).

Dadurch wurde der Lokalisierungsvorgang wesentlich stabiler, da eine Variable - die Herdzeit - bestimmt werden konnte, ohne auf die Stationsgeometrie bezüglich des Hypozentrums Rücksicht nehmen zu müssen. Die Welleneinsätze lassen sich somit auf ihre Güte hin bewerten. Weichen bestimmte Stationen vom Kollektiv wesentlich ab, so ist dies ein Hinweis auf eine Fehlinterpretation der Welleneinsätze dieser Stationen. Gerade die Anwendung der langfrontigen Abbauweise resultiert in einer ungünstigen Geometrie der seismischen Stationen, da sich meist alle Geophone in der Nähe der Abbaufont befinden, d.h., daß das Hypozentrum meist nur räumlich zur Hälfte von Stationen umgeben ist. Dies würde bei Anwendung der 4-Parameter-Methode in vielen Fällen zu unsicheren Lösungen bezüglich der Herdzeit und der Herdkoordinaten führen.

Zur Darstellung der Seismizität von WDL Ltd. wurde vom Autor ein Programm entwickelt, das die Daten aus bestimmten Abbaubereichen zu extrahieren gestattet. Dadurch wurde es auch möglich, die Seismizität der Produktion eines bestimmten Bereichs gegenüberzustellen (s.a. Abb.13), und etwaige Abweichungen zu erfassen. Diese Abweichungen rührten meist von bergmännischer Tätigkeit in geologischen Störungszonen her. Eine weitere Anwendung dieses Programms bestand in der täglichen Dokumentation von 10 - 30 seismischen Ereignissen um Planungsentscheidungen zu treffen. Ein Vergleich der seismischer Aktivität über eine Zeitspanne von 3 Monaten am CLR-Abbauhorizont aus dem Jahr 1983 und dem Jahr 1988 verdeutlicht die Situation (Abb.12). Während 1988 die Konzentration der induzierten Seismizität - mit wenigen geologisch bedingten Ausnahmen - deutlich an den Abbaugrenzen zu erkennen ist, so trifft dies auf das Jahr 1983 nicht zu. Die gesamte Anzahl der Ereignisse täuscht außerdem einen Zustand vor, der nicht vorhanden ist, - denn scheinbar hat die Seismizität 1988 (468 Ereignisse $M > 0$ auf WDL Ltd., Oktober-Dezember) gegenüber 1983 (846 Ereignisse, Oktober - Dezember) abgenommen. Der Grund für diese Fehlinterpretation liegt in der geringen Lokalisierungsgenauigkeit der Beben vor 1986, was dazu führte, daß viele Ereignisse von den umgebenden Bergbaubetrieben irrtümlicherweise auf WDL geortet wurden.

Sind die Koordinaten eines Bebens hinreichend genau bekannt, so bietet sich die Methode der Herdflächenlösung an, um die Orientierung der involvierten Bruchfläche festzustellen. Zu diesem Zweck wurde vom Autor ein Herdflächenprogramm entwickelt, das die Auswertung der Ersteinsätze und deren Umsetzung in eine räumliche Darstellung erleichterte. Eine Eigenheit des Bergbaus besteht darin, daß sich seismische Stationen auch unterhalb des Hypozentrums befinden können. Dies trifft insbesondere auf den Betrieb WDL Ltd. zu, in dem zwei nahezu parallel verlaufende Lagerstätten abgebaut werden. Daraus resultiert die Notwendigkeit, die obere und die untere Hemisphäre darstellen zu müssen. Eine derartige Auswertung findet sich in Abbildung 28.

Lokale seismische Aufnehmer

Die ersten Registrierungen von akustischen Emissionen (sehr kleine seismische Ereignisse, die sich durch eine Art Knistern des Gebirges äußern) auf WDL Ltd. wurden bereits von Hallbauer (1970) durchgeführt. Seit 1976 wurde dieses "System" weiterentwickelt und zu einem 3-Komponenten System ausgebaut (Van Zyl Brink, 1990). Damit war es erstmals möglich, akustische Emissionen ($M > -3$) im Umkreis von 300 m vom Sensor zu lokalisieren. Die piezoelektrischen Beschleunigungsaufnehmer können Bodenschwingungen bis $5 \cdot 10^{-5}$ g auflösen.

Anfangs wurden die Signale unter Tag auf Magnetbändern aufgezeichnet, zur Oberfläche gebracht und dort ausgewertet. Nach 1979 wurden die Daten bereits direkt zur Oberfläche übertragen, A/D-gewandelt und automatisch ausgewertet. Je eine HP1000 Computer-Einheit wurde benutzt, um die Daten der 3-Komponenten Station zu empfangen und zu digitalisieren. Ein weiterer HP1000 Computer verwertete diese Informationen und berechnete die gewünschten Parameter, wie Hypozentrum, Energie und Eckfrequenz. Das anfallende Datenmaterial war außerordentlich groß, wenn man bedenkt, daß pro Sprengung in einem Streb über 1000 Ereignisse aufgezeichnet werden konnten. Jede Station sendete dabei die Daten von drei Komponenten, die mit einer Abtastfrequenz von 20 000 Hz und einer Auflösung von 14 bit digital umgewandelt wurden.

Aus einem kleinen Zeitfenster zu Beginn der P-Welle (10 oder 20 Amplitudenwerte) wird die Polarisierungsrichtung der P-Welle und damit die Richtung Aufnehmer-Hypozentrum bestimmt. Die Distanz ergibt sich aus der Zeitdifferenz von S- und P-Welle. Aus beiden Parametern lassen sich zwei Hypozentren errechnen - eine Einschränkung, die aus der Ersteinsatzrichtung der P-Welle resultiert, denn diese kann einen Dilatations- oder Kompressionseinsatz aufweisen. Dieses Problem wurde mit einer geeigneten Wahl des Standorts behoben, d.h. der Sensor wird in Relation zur Bergbauaktivität in einem Bereich angebracht, in dem die zweite Lösung immer deutlich in einem Bereich zu liegen kam, in dem keine bergbaulichen Aktivitäten stattfanden und daher keine seismische Aktivität zu erwarten war.

Seit 1990 wird an einer neuen Version gearbeitet, die eine Konversion von analog zu digital (Abtastfrequenz 50 kHz, 20 bit dynamischer Umfang und 12 bit Auflösung) bereits unter Tage durchführt. Die digitalen Daten werden über Lichtwellenleiter zur Oberfläche übertragen und mit Hilfe eines HP9000-Systems ausgewertet. Die Doppeldeutigkeit der Lokalisierungen wird durch die Installation eines vierten Beschleunigungsaufnehmers eliminiert, der sich von dem 3-Komponenten Aufnehmer wenige Meter entfernt befindet. Die Laufzeitdifferenz der eintreffenden seismischen Wellen zwischen dem 3-Komponentenaufnehmer und dem vierten Sensor ermöglicht die Entscheidung, welche der beiden Hypozentren das gültige ist.

3.2 Räumliche und zeitliche Verteilung der induzierten Seismizität

Mit dem seismischen Meßnetz von WDL Ltd. wurden etwa 700 seismische Ereignisse pro Monat registriert, von denen etwa 20 - 30 % auf die angrenzenden Grubenbetriebe entfielen.

Der Großteil der seismischen Aktivität ereignet sich in unmittelbarer Nähe der Strebe, wo sie sich in Gebirgsschlägen äußert. Wie auch von anderen Autoren beobachtet wurde (z.B. Cook, 1975, McGarr, 1976, McGarr & Wiebols, 1977, Konecny, 1989, Srinivasan & Shringanpurtale, 1990), besteht ein Zusammenhang zwischen dem abgebauten Volumen und der Anzahl der Gebirgsschläge. Die hier gezeigte Korrelation (Abb.13) stammt aus dem Zeitraum Juni - November 1987, als es durch eine kurzfristige Arbeitsniederlegung zu abnormen Produktionsschwankungen kam. Das Diagramm beruht auf seismischen Ereignissen mit $M > 0$ und Produktionsdaten, die auf den tieferen Abbaubereich des CLR zutrafen. Normalerweise betragen die Produktionsschwankungen nicht mehr als 10 %. Dementsprechend sind während gewöhnlichen Produktionszeiten entsprechende Korrelationen nicht aussagekräftig, da andere Effekte, wie lokale Unterschiede in der Geologie, den zugrunde liegenden Produktionseinfluß überdecken.

Die Steigung der Geraden in Abb.13 beträgt 4,4 Ereignisse pro Monat und 1000 m^2 Abbaufäche. Das bedeutet, daß bei einer mittleren Streblänge von 33 m, einer Abbauhöhe von 1 m und einem Vortrieb von 12 m/Monat etwa zwei meßbare seismische Ereignisse pro Streb und Monat beobachtet werden können bzw. etwa 400 in allen Streben des Bergwerks. Die restliche Anzahl der Ereignisse (10 - 20 %) findet nicht direkt im Streb an der Ortsbrust statt, sondern in stillgelegten Grubenbereichen oder tief im Hangenden oder Liegenden entlang von Störungszonen.

Nicht alle der registrierten Ereignisse führen zu einer Einschränkung der Produktion. Nur etwa 15 % aller Ereignisse, die mindestens eine Magnitude M_0 aufwiesen, verursachten einen Produktionstagesausfall in wenigstens einem Streb (Lenhardt, 1990a). Mit zunehmender Magnitude steigt auch die Schadenswahrscheinlichkeit an. So verursachen bereits 60 % aller $M > 2$ Ereignisse Produktionstagesausfälle, die mit Schäden im Grubenbau verbunden sind. Während die Schadensbeseitigung

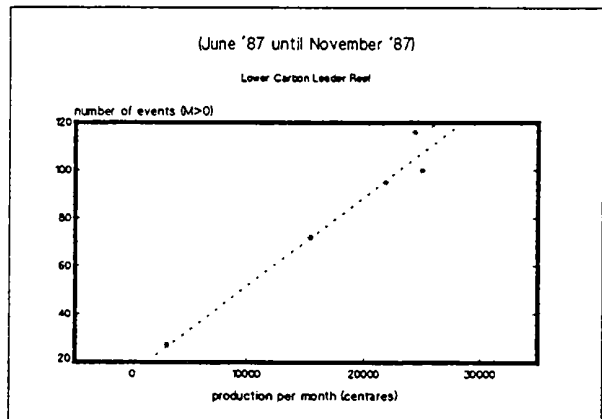


Abbildung 13. Seismizität und Produktion in m^2/Monat (Lenhardt, 1992).

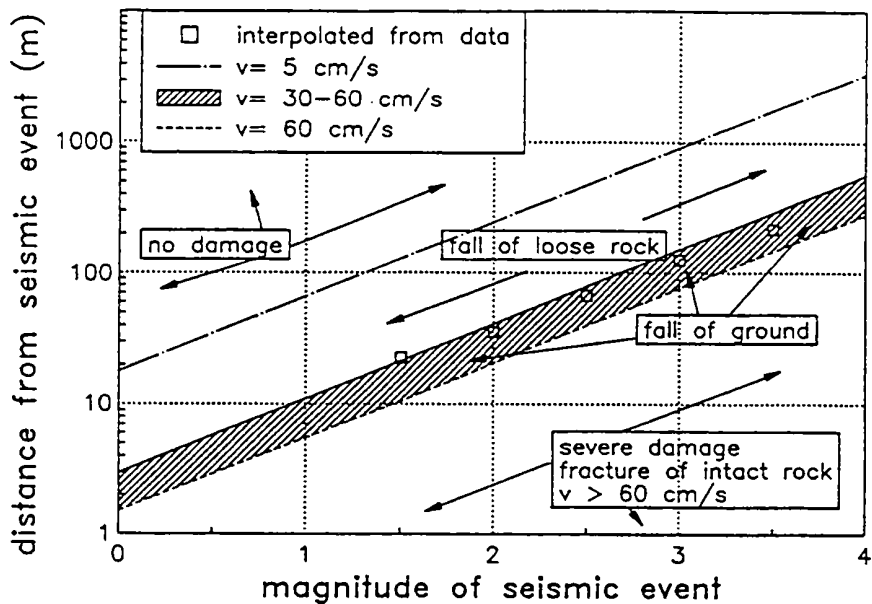


Abbildung 14. Zur Reichweite des Gesteinsfalls, der durch ein seismisches Ereignis ausgelöst wurde (Lenhardt, 1990a).

und Sicherung des Abbauraumes bei einem Gebirgsschlag durch ein Beben der Magnitude M1 im Durchschnitt für einen Streb etwa eineinhalb Tage beträgt, so benötigt man bereits bei einem M2-Ereignis etwa 3 Tage, um die Schäden in zwei Streben zu beseitigen.

Ähnliche Korrelationen für stärkere seismische Ereignisse ($M > 3$) waren allerdings nicht zielführend, da deren Schadensausmaß bereits zu sehr von der Infrastruktur des Abbaues abhängt.

Stellt man die Auswirkung lokaler Gebirgsschläge, die vor allem die Ortsbrust betreffen, den Magnituden gegenüber, so korrelieren diese entsprechend der Beziehung (McGarr et al., 1981)

$$\log v = 0,57 \cdot M - 0,05 - \log(R) \quad \text{gültig für } 1 < M < 3$$

wobei v die Schwinggeschwindigkeit (m/s) und R die Distanz (m) vom Hypozentrum bedeuten. Aus den untersuchten Schadenswirkungen ergab sich für Ereignisse bis M3 eine konsistente Schwinggeschwindigkeit im Randbereich des Bergschadens von $v = 0,3$ m/s (Abb. 14) - ein Wert, der auch von Langefors & Kihlstrom (1963) als kritische Schwinggeschwindigkeit für Gesteinsfall angegeben wird. Der in Abbildung 14 gezeigte Zusammenhang zwischen Magnitude, Distanz und Schwinggeschwindigkeit gestattet den Bergleuten, nach erfolgter Lokalisierung eines Bebens, abzuschätzen, ob es unter den gegebenen Bedingungen zu einem Gebirgsschlagunglück bzw. Schäden gekommen sein kann. Wie sich zeigen wird, ereignen sich einige seismische Ereignisse etwa 60 - 100 m im Liegenden und können

aufgrund der Entfernung "Hypozentrum-Abbaubereich" erst ab einer Magnitude M2,8 in den Abbauräumen zu Schäden führen. Wird ein Beben aber in der Abbauebene (innerhalb der vertikalen Lokalisierungsgenauigkeit von 40 m) geortet, so kann eine Magnitude M1 bereits 10 m eines Strebtes zerstört haben. Das Ausmaß der Bruchfläche (beobachtete horizontale Erstreckung des Schadens multipliziert mit der vertikalen Erstreckung des Bruchvorganges aus akustischen Emissionen) folgt allerdings nur größenordnungsweise der Beziehung

$$\log A = M + 1,93 \quad A \dots \text{Bruchfläche in m}^2$$

(Sato, 1979), die für Erdbeben entwickelt wurde. Nur wenn man annimmt, daß es sich um einen Scherbruch entlang einer Fläche A handelt, deren vertikale Erstreckung gleich der horizontalen ist, würde ein Beben der Magnitude M1 durch einen Gebirgsschlag demnach fast (29 m) einen ganzen Streb (Strebfrontlänge im Mittel 33 m) beeinträchtigen, was auch auf WDL Ltd. beobachtet worden ist. Eine Magnitude M2 würde dann allerdings bereits 3 Strebte beschädigen, was aber nicht beobachtet wurde. Außerdem hätte man in den darunter liegenden Begleitstrecken (10 - 30 m Tiefe) Schäden beobachtet. Wie sich allerdings aus akustischen Emissionen und dem Schadensausmaß gezeigt hat, beeinflußt ein M1-Ereignis maximal 30 m eines Strebtes (an der Ortsbrust), eine M2 etwa 60 m horizontal und etwa 10 m vertikal und M3-Ereignis etwa 200 horizontal und 100 m vertikal (Bruch entlang von Auflagern, Bergfesten). Das ergibt für die Bruchfläche A (in m²)

$$\log A = 1,43 * M \quad \text{gültig für } 1 < M < 3$$

aufgrund der Daten von WDL Ltd. Die Berücksichtigung der Magnituden-Moment Beziehung von Hanks & Kanamori (1979)

$$\log M_0 = 1,5 * M + 9,1$$

mit M_0 ... Seismisches Moment (Nm)

führt zu dem Ergebnis, daß die mittlere Verschiebung D (m) nach dem Brune'schen Modell (Brune, 1970 & 1971) kaum von der Magnitude abhängt, da dann gilt:

$$\log D = 0,07 * M + 9,1 - \log G$$

mit G ... Schermodul in Pa

Die mittlere Verschiebung "D" beträgt demnach bei einer Magnitude M0 etwa 0,04 m und bei einer Magnitude M4 ca. 0,08 m. Der Scherspannungsabfall beträgt etwa 10 MPa bei einem M4-Ereignis, - erreicht aber bei kleinen Ereignissen die intrinsische Scherfestigkeit ("Kohäsion") des Gesteins. Das bedeutet, daß vor allem

die meisten kleinen Ereignisse sehr hohe Spannungsabfälle erzeugen, - ein Faktum, das dem Explosionscharakter kleinerer Bergschläge gerecht wird. Da jede Magnituden-Moment Beziehung bereits regionale seismo-tektonische Charakteristika - wie Spannungsabfall und Verschiebungsbetrag - beinhaltet, darf die vorangegangene Rückrechnung nur als Abschätzung dienen. Die beobachteten Schäden in dem Betrieb Western Deep Levels Limited (Versetzungerscheinungen, die meist in der Größenordnung von wenigen Zentimetern lagen, und Firstbrüche) und ihre horizontale Erstreckung ("L" in m) korrelieren mit der Magnitude nach

$$L = 10^{(0.42 \cdot M + 1)} \quad , \quad \text{gültig für } 1 < M < 4,5$$

wenn man die vorangegangenen Werte berücksichtigt. Diese Beziehung genügt sogar sehr großen bergbau-induzierten Beben, wie z.B. dem sogenannten Wesselia-Ereignis in Welkom (Oranje-Freistaat, Südafrika), das mit einer Magnitude M4,5 etwa 750 m entlang der Störungszone Schäden verursachte und Versetzungen zu beobachten waren (Ryder, 1988).

Ein anderer Aspekt der räumlichen Verteilung stellt die Häufung der stärkeren seismischen Ereignisse ($M > 3$) im Liegenden des Carbon Leader Reefs dar (Abb.15, "F/W" (engl. "footwall") = Liegendes, "H/W" (engl. "hangingwall") = Hangendes). Diese Beobachtung scheint anderen vorangegangenen (z.B. Jaeger & Cook, 1969) zu widersprechen. Die Erklärung hierfür liegt in der Geologie des Hangenden und des Liegenden und den verschiedenen induzierten Bebenarten. Kleinere Ereignisse sind jedoch gleichmäßig um den Abbauhorizont verteilt (Lenhardt, 1988). Welche seismischen Ereignisse eher im Liegenden als im Hangenden auf WDL Ltd. vorkommen, wird in den nächsten Kapiteln dargestellt.

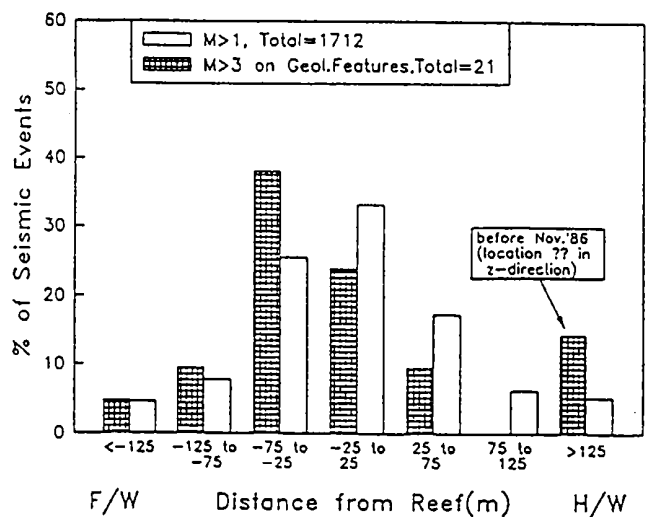


Abbildung 15. Häufung um das "reef" (Lenhardt, 1988).

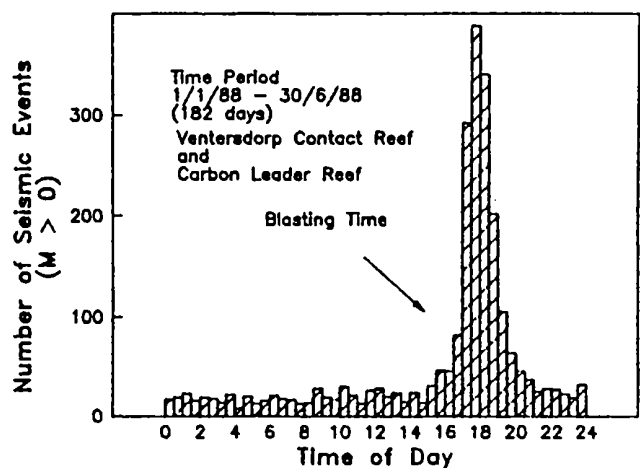


Abbildung 16. Tageshäufigkeit der seismischen Aktivität (Lenhardt, 1989a).

Nicht nur die räumliche Konzentration des Bebensgeschehens deutet auf einen Zusammenhang mit der Produktion hin, sondern auch die Tageshäufigkeit zeigt die erhöhte Seismizität während der Sprengzeit deutlich (siehe auch z.B. Gay et al., 1984, Srinivasan & Shringanpurtale, 1990). In Abb.16 ist eine Tagesverteilung der seismischen Aktivität in halbstündigen Intervallen dargestellt (Abb.16, - alle Zeitangaben beziehen sich hier und im folgenden auf

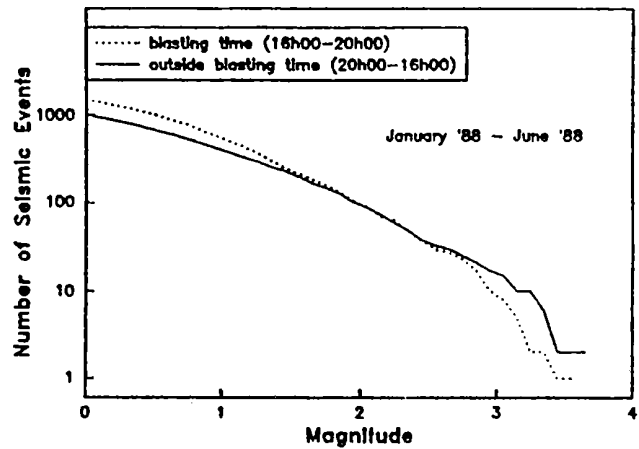


Abbildung 17. Kumulative Magnituden-Häufigkeitsverteilung (Lenhardt, 1989a).

südafrikanische Ortszeit = Osteuropäische Zeit). Deutlich hebt sich der Zeitbereich hervor, in dem die Produktionssprengungen abgetan werden. Gesprengt wird normalerweise zwischen 16h00 und 19h00, - der Sprengvorgang dauert ca. 30 Minuten (Piterek & Lenhardt, 1990). Abbildung 16 beinhaltet nur seismische Ereignisse und keine Sprengungen, denn die einzelnen Produktionsschüsse setzen viel zu wenig Energie frei um vom seismischen Meßnetz der Mine registriert werden zu können. Ein Vergleich der kumulativen Magnituden-Häufigkeitsverteilungen (Abb.17) der beiden Zeitfenster zeigt bereits einen deutlichen Unterschied. Innerhalb der ersten vier Stunden nach Sprengbeginn ("blasting time") werden vermehrt kleine Beben ausgelöst als später ("outside blasting time"), wie sich durch die unterschiedlichen Steigungen der Summenhäufigkeits-Verteilungen erkennen läßt. Weiters ist aus der Abbildung ersichtlich, daß die Verteilung bei Magnituden unterhalb M1 flacher wird.

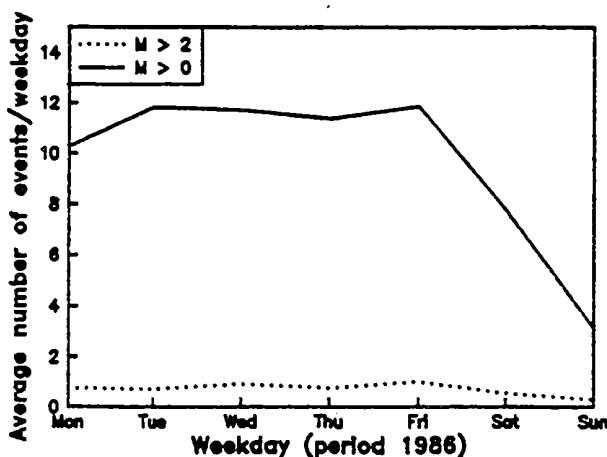


Abbildung 18. Mittlere seismische Aktivität während der Woche (Lenhardt, 1992).

Dieser Umstand deutet vor allem auf eine unvollständige Erfassung der seismischen Aktivität in diesem Magnitudenbereich hin.

Die wöchentliche Verteilung der seismischen Aktivität zeigt wieder die enge Koppelung zwischen Produktion und induzierter Seismizität auf (Abb.18). Während der Woche bleibt die durchschnittliche Rate der Seismizität annähernd konstant, während sie am Samstag entsprechend der Produktion etwa die Hälfte beträgt, denn nur jeden

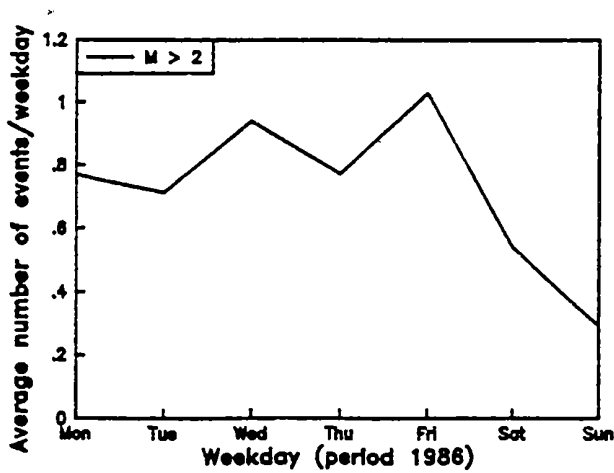


Abbildung 19. Wochtagshäufigkeit stärkerer Ereignisse (Lenhardt, 1992).

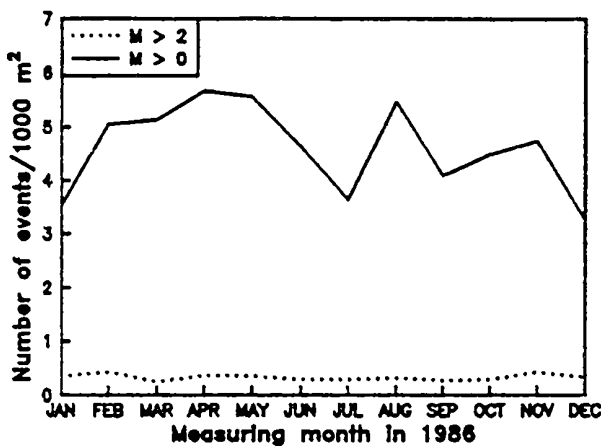


Abbildung 20. Seismische Aktivität während eines Jahres (Lenhardt, 1989c).

zweiten Samstag wird im Betrieb WDL Ltd. gearbeitet. Das Minimum der seismischen Aktivität wird am Sonntag erreicht, an dem keine Produktion stattfindet.

Erst bei Ereignissen größerer Magnitude ($M > 2$, Abb.19) macht sich wieder ein Zeiteffekt, also ein Anstieg der Seismizitätsrate während der Woche, bemerkbar. Diese Beobachtungen decken sich mit jenen der Kolar Goldgrube (Indien, Srinivasan & Shrinangan-purtale, 1990) und deuten bereits auf das inelastische Verhalten der Gebirgsmasse hin. Die durch den Abbau bedingte Entspannung des Gebirges wird nicht plötzlich, sondern langfristig durch Verformung, herbeigeführt. Der inelastische Deformationsprozeß findet durch die zunehmende Tiefe und den damit verbundenen Auflastdruck immer schneller statt. Dies deutet sich auch in der Beobachtung an, daß in geringerer Tiefe am VCR (ca. 2000 m) 70 % der starken induzierten Beben ($M > 3$) mehr als 4 Stunden nach

der Sprengung auftraten, während diese in größerer Tiefe am CLR (ca. 3000 m) bereits innerhalb von 4 Stunden nach der Sprengung zu beobachten waren (Lenhardt, 1992). Ein weiterer Grund für das unterschiedliche Verhalten von VCR und CLR könnte auf deren Geologie zurückzuführen sein: Wie bereits erwähnt wurde, besteht das Hangende des VCR's aus Lava, das bedeutend höhere Festigkeitseigenschaften als der Witwatersrand Quarzit (CLR-Deckgebirge) besitzt.

Betrachtet man hingegen die seismische Aktivität während eines Produktionsjahres (Abb.20), so ergeben sich nur kleine Schwankungen im Verhältnis Seismizität/Produktion. Die zu beobachtenden jährlichen Schwankungen rühren von Abbaubereichen her, die durch Brüche vorgetrieben werden mußten, und dadurch mehr bergbaubedingte Seismizität hervorriefen als unter normalen Umständen. In diesem Fall wurde die Anzahl der seismischen Ereignisse ($M > 0$) auf die Produktion bezogen, um den monatlichen Produktionsschwankungen Rechnung zu tragen. Wie sich deutlich aus der Jahreshäufigkeit erkennen läßt, sind keine jahreszeitlichen

Schwankungen ersichtlich, die auf klimabedingte Ursachen hinweisen könnten. Selbst in regenreichen Gebieten, wie Indien, konnte keine Korrelation zwischen den Niederschlägen und der seismischen Aktivität im tiefen Bergbau gefunden werden (Srinivasan & Shringanpurtale, 1990).

3.3 Verschiedene Arten bergbau-induzierter Seismizität und deren Ursachen

Die Seismizität in den vier Regionen des südafrikanischen Goldbergbaus ist unterschiedlich, wie aus einer Extremwertuntersuchung durch Mendecki et al. (1990) anhand der Daten des Südafrikanischen Geologischen Bundesamts hervorgeht (Abb.21). Daraus ist deutlich zu ersehen, daß die induzierte Seismizität die höchsten Magnituden in den Bergwerken im Oranje-Freistaat ("OFS", $M_{max} = 5,4$) und in Klerksdorp ("KLP", $M_{max} = 5,5$) erreicht. In beiden Bergbaugebieten werden Brüche mit bis 800 m vertikaler Versetzung angetroffen, an denen meist zu beiden Seiten abgebaut wurde.

Im Far-West- ("FWR") und East Rand ("ER") Gebiet sind im Gegensatz zum Oranje-Freistaat ("OFS") und Klerksdorp ("KLP"), maximale Magnituden von "nur" 4,5 - 4,6 zu erwarten. Der Unterschied in den maximalen Magnituden läßt sich durch einen Vergleich der maximalen auftretenden seismischen Momente und der daraus folgenden Magnituden erklären:

$$M_0 = A * G * D$$

mit A als Bruchfläche, D als mittlerer Verschiebungsbetrag und G als Schermodul. Danach erhält man für das Bruchflächen-größenverhältnis bei Verwendung der Moment-Magnituden-Relation von Hanks & Kanamori (1979)

$$\log(A_1/A_2) = 1,5 * (\Delta M)$$

Demnach beträgt bei einem Magnitudenunterschied von $\Delta M = 1$ das Größenverhältnis der Bruchflächen A_1/A_2 zwischen den beiden Gruppen der West/East Rand-Gruben und den Klerksdorp/Oranje Freistaat-Gruben etwa 1:31. Diesem Wert

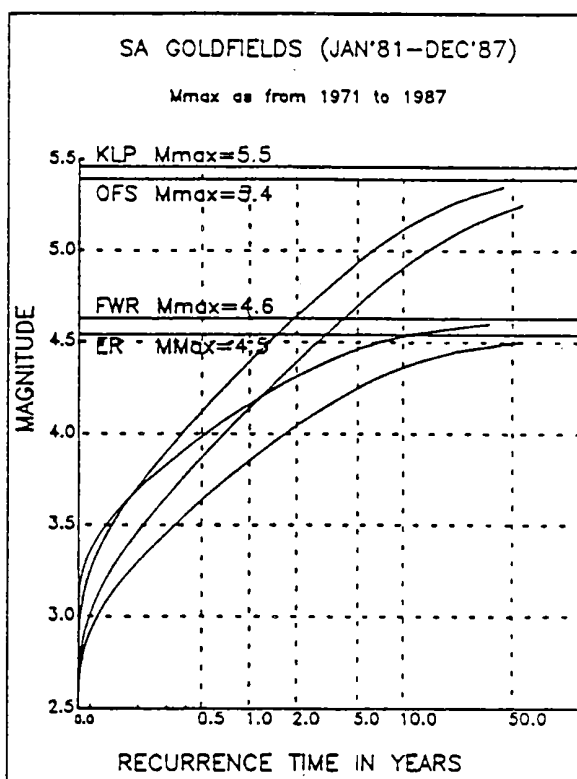


Abbildung 21. Maximale Magnitude in den vier Grubenbezirken (Mendecki et al., 1990).

entsprechen auch die Versetzungsbeträge entlang der bestehenden Störungszonen: 10 - 100 m im West/East Rand und 100 - 1000 m in den Klerksdorp/Oranje Freistaat-Gruben.

Auf einen weiteren Unterschied zwischen den Regionen "Far West Rand" und "Klerksdorp" machte McGarr et al. (1989) aufmerksam: Die Spannungsabfälle in beiden Regionen scheinen ebenfalls verschieden zu sein. Während in Klerksdorp Spannungsabfälle um 1 MPa beobachtet wurden, so betragen diese im "Far West Rand", wozu WDL Ltd. zählt, in einigen Fällen das zehnfache bis dreißigfache. Beide Gebiete unterscheiden sich durch die angewandte Abbaumeise und durch ihre Geologie.

Der Einfluß der Geologie auf das seismische Potential eines Bergbaubetriebes wurde schon von vielen Autoren aufgezeigt und entsprechende Modelle angeboten. Van der Heever (1982) wertete z.B. die Ersteinsatzrichtungen der Geophone aus dem Klerksdorp Grubengebiet aus und bestätigte damit die Auffassung, daß es sich bei den beobachteten bergbau-induzierten Beben meist um

- a) Scherbrüche handeln muß und daß
- b) deren Orientierung mit der Richtung der geologischen Brüche oder mit der Abbaugeometrie übereinstimmt.

Der Großteil der bergbau-induzierten Seismizität auf WDL Ltd. resultiert vom Abbau in unmittelbarer Nähe von geologischen Inhomogenitäten, die als Instabilität anzusehen sind (Lenhardt, 1988). Mehr als 62 % (Abb.22) der großen Beben ($M > 3$) ereignen sich in Streben, die durch Brüche oder Intrusivkörper vorgetrieben werden. Die restlichen Prozente der großen seismischen Ereignisse ($M > 3$) verteilen sich auf Gebiete erhöhter Gebirgsspannungen - nämlich auf Bergfesten und Auflagerzonen. Im folgenden werden die einzelnen Gruppen anhand von Beispielen vorgestellt.

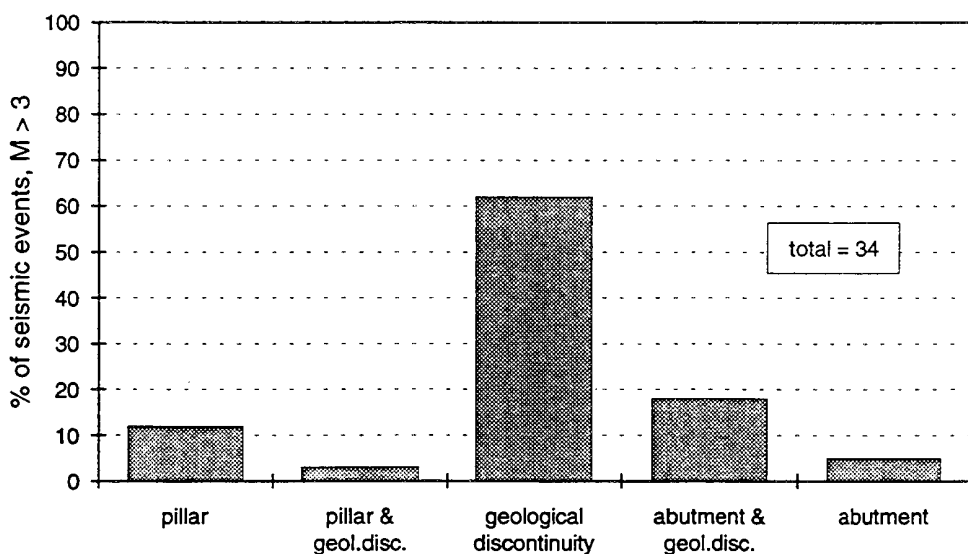


Abbildung 22. Hauptgruppen großer induzierter seismischer Ereignisse in WDL Ltd. (Lenhardt, 1988).

3.3.1 Dykes

Flächenhafte, steilstehende Intrusionen (engl. "dykes" oder "dikes") stellen die Mehrheit der geologischen Störungszonen im Grubenbetrieb WDL Ltd. dar. Ihre Häufigkeit zog das Interesse der Gebirgsmechaniker auf sich, da Stabilitätsprobleme in unmittelbarer Nähe der Intrusionen zunahmen. Dennoch unterschieden sich die einzelnen Intrusionen in ihrem seismischen Charakter (z.B. Häufigkeit, Magnitude). Diese Erkenntnis führte zu einer detaillierten Untersuchung der Gesteinseigenschaften der "dykes". Dabei stellte sich heraus, daß vor allem die Randbereiche der Intrusionen, also die Kontaktzone zwischen der Intrusion und dem Umgebungsgestein, die größten Festigkeitsunterschiede aufweisen. Entlang vieler Intrusivkörper waren deutliche Scherzonen erkennbar, während andere keine klare Trennung vom Umgebungsgestein zuließen (Lenhardt, 1992).

Wie kritisch die Situation in der Nähe von "dykes" ist, ließ sich schon aus der vorangegangenen Statistik (Abb.22) erkennen. Der Hauptanteil der dominierenden Gruppe ("geological discontinuity") der großen induzierten Beben ($M > 3$) ist nämlich vor allem auf "dykes" zurückzuführen. Demzufolge haben sich unzählige Studien mit diesem Phänomen befaßt (Van der Heever, 1982, Gay et al., 1984, Webber, 1990, u.v.a.). Anfangs konzentrierte sich das Interesse auf die Frage, welche "dykes" besonders gebirgsschlaggefährlich sind. Von weiterem Interesse waren die Kräfte bzw. Beschleunigungen und Schwinggeschwindigkeiten, die bei einem solchen Gebirgsschlag auftreten (Roberts & Brummer, 1988), um entsprechende Vorkehrungsmaßnahmen zu treffen.

Die folgende Beschreibung schildert eine seismische Sequenz, die sich entlang dieser Intrusionen in einer Schachtschutzzone (engl. "shaft pillar") ereignete (Lenhardt, 1988):

Am Morgen des 22. Jänner 1988 ereignete sich ein seismisches Ereignis der Magnitude $M_{3,2}$, welchem 14 weitere meßbare Beben folgten. Kein einziges Vorbeben deutete das $M_{3,2}$ -Beben an. Vier Stunden später ereignete sich noch einmal ein starkes Beben, das sogar eine Magnitude $M_{3,4}$ erreichte. Nicht nur, daß das letzte seismische Ereignis stärker war als das erste, sondern der Umstand, daß das letzte Beben keine meßbaren Nachbeben mehr hervorrief, ist an diesen Fall besonders. Anscheinend waren sämtliche potentiellen "Nachbeben"-Herde während der vorangegangenen Bebensequenz "entspannt" worden.

Die Auswertung aller Beben dieser Sequenz ergab, daß sich alle Ereignisse entlang von insgesamt vier verschiedenen "dykes" ereigneten. Das Hypozentrum des ersten Bebens befand sich etwa 400 m unterhalb der projektierten Lagerstätte und 200 m innerhalb der Schachtschutzzone an einer Stelle, an der sich zwei "dykes" kreuzen. Dieser Punkt befand sich ca. 700 m von der nächsten Abbautätigkeit entfernt. Die Herdflächenlösung ergab, daß es sich um eine Aufschiebung entlang eines der beiden "dykes" (in Abb.23 & 24 "Peggy" genannt) handelte. Die weiteren 14 Ereignisse ereigneten sich innerhalb der nächsten 1 1/2 Stunden entlang von drei weiteren "dykes" (s.a. Abb.23).

Um 13h57 fand das letzte Beben (M3,4, Abb.24) dieser Reihe statt - an einer Stelle die 4 Stunden früher von drei kleineren Beben ($M < 1,7$) betroffen war. Es ereignete sich ebenfalls am "Peggy", nur diesmal auf der projektierten Höhe der Lagerstätte und genau am Rand der Schachtschutzzone, also in einem Gebiet der höchsten Spannungskonzentration. Als Mechanismus dieses Ereignisses stellte sich eine Abschiebung entlang der selben Störung heraus. Es scheint daher das letzte Ereignis (M3,4) ein Reaktionsbeben des ersten (M3,2) gewesen zu sein. Der Grund für das erste Beben ist komplexer, da die Geometrie des Abbaues und die spezielle Geologie des "Peggy"-dykes einen Einfluß gehabt haben dürften. Der Abbau in der Nähe der Schachtschutzzone und des "dykes" muß eine Überschreitung der kritischen Scherspannung entlang des "dyke"-Kontaktes bewirkt haben.

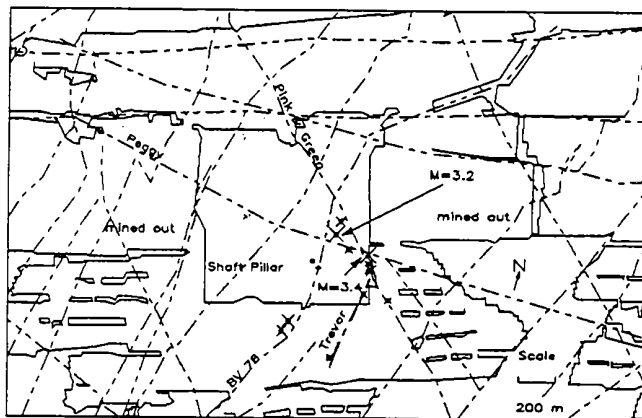


Abbildung 23. Grundriß des CLR mit beobachteter Bebensequenz. "mined out" bezeichnet die Hohlräume, 'Shaft Pillar' die Schachtschutzzone. Geologische Störungszonen sind strichliert dargestellt (Lenhardt, 1988).

Ein weiterer Sonderfall in der Gruppe der "dyke"-Beben stellen die sogenannten "Bushveld"-Intrusionen dar, die die folgende Eigenheit besitzen: Bushveld-Intrusionen zeigen die Tendenz, im Liegenden der Lagerstätte in den Schiefer auszubrechen (Adam, 1990), d.h. sie verbreitern sich auf das vier bis zehnfache ihrer normalen Intrusionsbreite (Abb.25). Dieses Resultat war nicht nur für die Planung der Begleitstrecken, die in der langfrontigen Abbauweise im Liegenden vorangetrieben werden, von großer Bedeutung, sondern auch für die Gebirgsschlagforschung. Seismische Ereignisse in der Nähe von Bushveld-Intrusionen traten oft bereits weit vor oder noch nach dem eigentlichen "dyke"-Kontakt auf (Lenhardt, 1992). Weiters deuteten die Einsatzrichtungen der seismischen Registrierungen an,

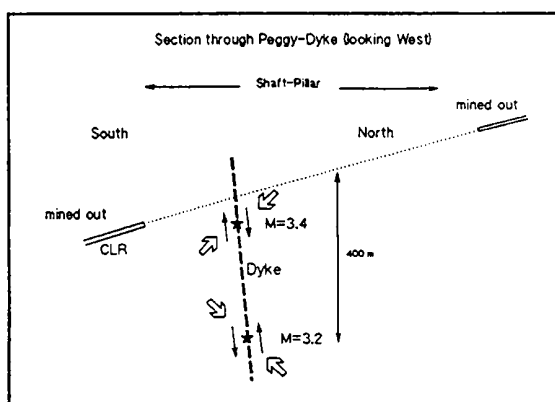


Abbildung 24. Bewegungsmechanismen entlang des "dykes" (Kreuzriß, aus Lenhardt, 1988).

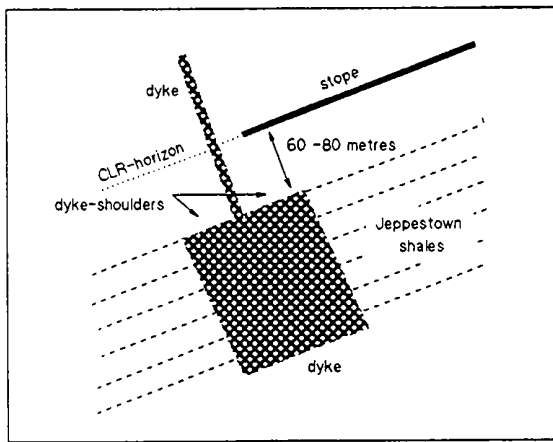


Abbildung 25. Querschnitt durch eine "Bushveld"-Intrusion (Lenhardt, 1992 nach Adam, 1990).

das es sich vermutlich um einem Scherbruch entlang des "dykes" handelte. Die Hypozentren waren jedoch oft 30 bis 50 m von der eigentlichen Kontaktzone auf Reefhöhe entfernt. Da das Bruchgeschehen etwa 80 m im Liegenden stattfand, war das Schadensausmaß in einem solchen Fall viel geringer als gewöhnlich.

3.3.2 Brüche

Die beobachteten Mechanismen sind mit den von Horner & Hasegawa (1978, s.a. Abb.5) und Hasegawa et al. (1989) "thrust fault" und "normal fault" zu vergleichen. Zu beachten ist allerdings, daß es sich um induzierte Mechanismen handelt, und die Begriffe "normal fault" (Abschiebung) und "thrust fault" (Aufschiebung) auf die induzierte Bewegungsrichtung hinweisen und nicht notwendigerweise auf die geologische Situation. An geologischen Aufschiebungen können im Bergbau auch Abschiebungen stattfinden und umgekehrt (Lenhardt, 1988). Dies ist insofern von Bedeutung, als bei Auf-, Ab- und Blattverschiebungen unterschiedliche Reibungskoeffizienten beobachtet wurden (Jaeger & Cook, 1969), die bei der numerischen Behandlung der Bruchsimulation beachtet werden sollten.

Als Beispiel eines induzierten Bebens entlang eines Bruches kann die Bebensequenz von 14.März 1988 dienen (Abb.26). Um 6h18 ereignete sich ein

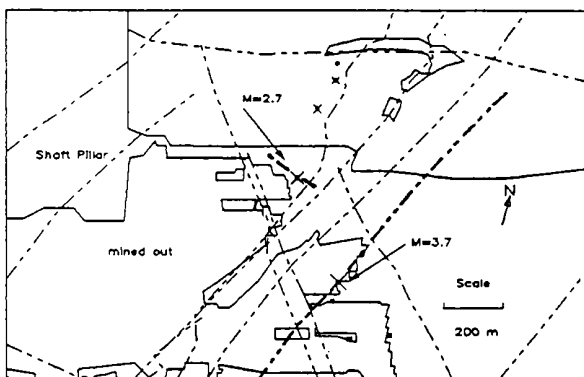


Abbildung 26. Bebensequenz vom 14.3.1988 am CLR (Lenhardt, 1988).

Gebirgsschlag infolge eines Bebens der Stärke M3,7 in einer Teufe von 3100 m, etwa 30 m im Liegenden der Lagerstätte. Über eine Länge von 200 m wurden die zum Großteil stillgelegten Strebe beschädigt. Bis 80 m von der Abbaufont entfernt wurde Steinschlag gemeldet. Das Ereignis fand in einer etwa 10 m breiten Störungszone mit Abschiebungscharakter (7 m Sprunghöhe, s.a.

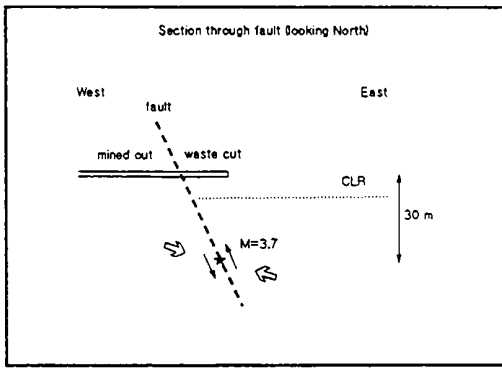


Abbildung 27. Mechanismus entlang des Bruches (Lenhardt, 1988).

Abb.27) statt. Eine Herdflächenlösung deutete allerdings auf eine schräge Aufschiebung, die während einer Begehung bestätigt werden konnte. Etwa 100 m nördlich des Hypozentrums hatte sich die Sohle im Streb ("waste cut") um etwa 10 cm gewölbt, während die Firste, bis auf vereinzelte Stellen, kaum Schäden aufwies. Näher konnte man sich an das Hypozentrum nicht

heranbewegen, da sich die Abbauhöhe durch die fortschreitende Konvergenz des Abbauraumes zu sehr verringert hatte. Eine Aufschiebung unter solchen Umständen ist durchaus möglich, da der vertikale Gebirgsdruck, der im Liegenden auf den Bruch wirkt, durch den "waste cut" verringert wird, und dadurch die horizontale Spannung größer als die vertikale werden kann.

Ein Vorbeben der Magnitude $M_{0,1}$ wurde um 5h33 beobachtet, die sich 100 m südlich entlang einer Bergfeste ereignete. Dieses "Vorbeben" konnte aber nicht als Warnung dienen, da sich entlang solcher Strecken, aufgrund der dortigen Spannungskonzentration, oft seismische Ereignisse ereignen. Durch das Hauptereignis ($M_{3,7}$) wurden sechs weitere Beben im Umkreis von 700 m entlang

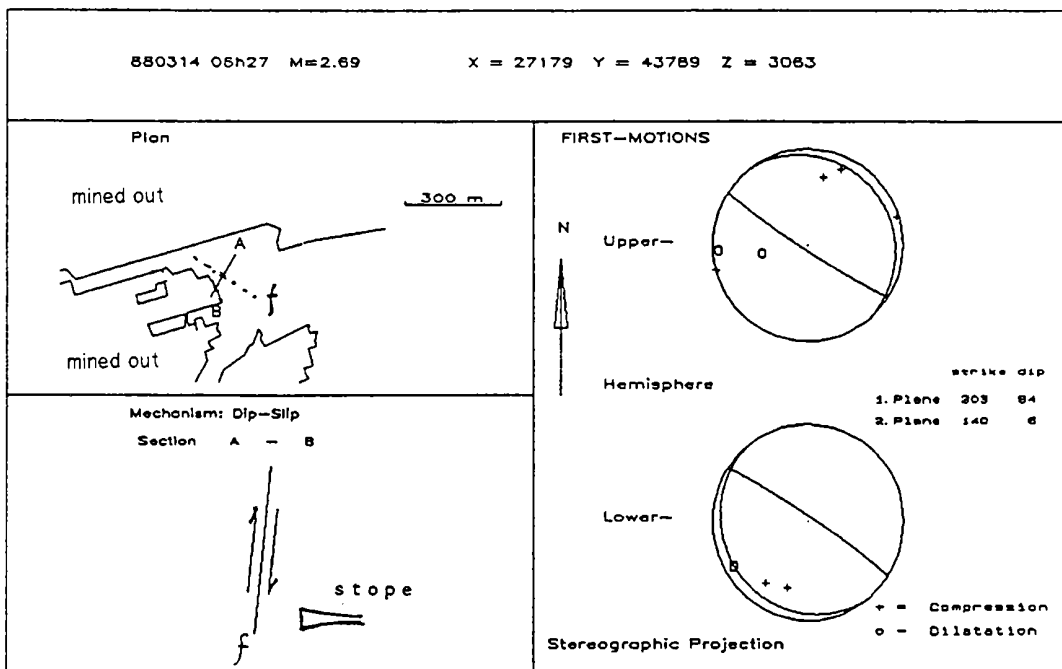


Abbildung 28. Mechanismus des Nachbebens (Lenhardt, 1989c).

von Störungszonen ausgelöst, die sich in den folgenden neun Minuten ereigneten (Abb.26). Das stärkste Nachbeben (M2,7) fand 400 m entfernt von dem Hauptereignis an einem vertikalen Bruch statt, der den ersten kreuzte. Hierbei kam es entsprechend der Herdflächenlösung zu einer Abschiebung entlang des zweiten Bruches (Abb.28). Aus der Herdflächenlösung ist zu erkennen, daß sich der südwestliche Teil des Bruches in den Streb hinein senkte, d.h. daß im Strebbereich die Firste einbrach. Natürlich wäre es wünschenswert, viel mehr Sensoren für eine solche Untersuchung zur Verfügung zu haben - denn die Dichte der Information für eine Herdflächenlösung ist sehr gering. Immerhin konnten aber die Registrierungen von 9 der 15 existierenden Geophone ausgewertet werden - ein typischer Fall, da meist 1/3 der Geophone durch verschiedenste Gründe ausgefallen war.

Vier der sechs Nachbeben ereigneten sich nördlich des M3,7-Bebens - in einer Richtung, in der sich das Bruchgeschehen auszubreiten schien. Auch in diesem Fall reichten die Erschütterungen durch das Hauptereignis nicht aus, um direkt die Nachbeben einzuleiten.

Dieses Beispiel bestätigt die Erfahrung anderer Autoren (z.B. Van der Heever, 1982, Brummer & Rorke, 1990), daß induzierte Auf- oder Abschiebungen entgegen dem geologischen Versetzungssinn durch bergbauliche Tätigkeit auftreten können.

3.3.3 Bergfesten

Seismizität, die mit Bergfesten (engl. "stabilizing pillars", s.a. Abb.29) in Verbindung zu bringen ist, war seit der Einführung von Bergfesten eines der Hauptuntersuchungsgebiete der Gebirgsschlagforschungsabteilung von WDL Ltd.

Bergfesten wurden, wie bereits erwähnt, zur Sicherung des Abbaus zurückgelassen. Diese Entscheidung basierte auf verschiedenen Beobachtungen in der Industrie (Ortlepp & Steele, 1972 - 1973, Salamon & Wagner, 1979), die eine Abnahme der lokalen Seismizität im Bereich von Bergfesten attestierten. Insbesondere die Korrelationen zwischen den Energiefreisetzungsbeträgen ("ERR") und der Anzahl von Gebirgsschlägen waren vielversprechend (Heunis, 1980). Obwohl den Berechnungen des ERR rein theoretische Vorstellungen zugrunde liegen, und zudem rein elastisches Verhalten der Gebirgsmasse voraussetzen, scheinen die Beobachtungen der Häufigkeit der Gebirgsschläge, die einen inelastischen Prozeß darstellen, diesen Zusammenhang zu bestätigen.

Ein weiterer Grund, weshalb Bergfesten zurückgelassen wurden, war der "Einspannungseffekt" (engl. "clamping effect") von geologischen Störungszonen (Hagan, 1988). Damit ist gemeint, daß nur eine bestimmte Anzahl von Streben gleichzeitig durch

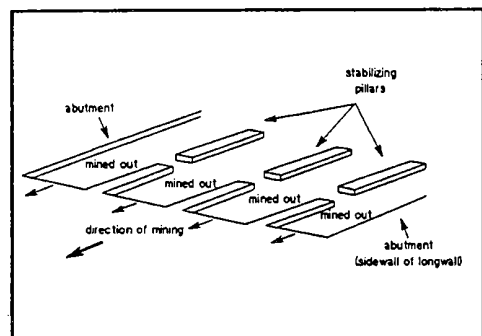


Abbildung 29. Zur Begriffsdefinition.

einen Bruch vorgetrieben werden soll, damit die Normalspannungen auf die Störungszonen in bestimmten Bereichen erhalten bleiben und somit stabilisierend wirken. Dadurch wird auch das potentielle Ausmaß eines möglichen Bruchvorganges herabgesetzt.

Wie sich aber bald herausstellte, kam es am Rande von Bergfesten zu Bruchvorgängen (engl. "foundation failure"), die zum Teil mit beträchtlichen Zerstörungen verbunden waren (Hagan, 1987). Der kritische Zustand des "foundation failure" wurde nicht nur mit zunehmender Teufe immer öfter erreicht, sondern trat auch unter bestimmten Voraussetzungen bereits bei geringeren Teufen am VCR auf (Lenhardt & Hagan, 1990). Mehr als 75 % der Strebe von WDL Ltd. sind durch Bergfesten vor zu hohen Gebirgsspannungen geschützt.

Die ersten systematischen Bergfesten wurden auf WDL Ltd. 1980 eingeführt. Sie waren 20 m breit und 113 m von einander entfernt. Kurz darauf wurde ein Steinschlagproblem an der oberen Kante der Bergfesten festgestellt. Ab 1984 wurden daraufhin 40 m breite Bergfesten belassen und der Abstand zwischen ihnen verdoppelt, um die gleiche Extraktionsrate zu gewährleisten. Dadurch wurden die Gebirgsspannungen im Streb kaum beeinflusst aber die sich in der Firste der Begleitstrecken entwickelnden Zugspannungen, die zum Steinschlag führten, wurden reduziert (Hagan, 1987). Bei der Festlegung der Breite einer Bergfeste wurde neben dem ERR auch der mittlere Bergfestendruck und die Abbauhöhe berücksichtigt. Die Breite soll zur Höhe im Verhältnis 15:1 liegen, um einen Bruch der Bergfeste zu vermeiden (Salamon, 1974). Ab einem Verhältnis von 7:1 kann es allerdings bereits zu einem Bruch des Liegenden oder Hangenden kommen (Stacey & Page, 1986). Die Bergfesten von WDL weisen Breiten zu Höhenverhältnisse von 20:1 bis 50:1 auf. Sie neigen daher zu dem zuletzt angesprochenen Bruchvorgang. Salamon's Bergfestenkriterium beruht auf der Druckfestigkeit der Feste und der Ausbildung interner Stützdrücke. Es hat sich vor allem im Kohlebergbau Südafrikas bewährt. Eine Beobachtung und ein Nachweis, welcher Mechanismus nun tatsächlich im tiefen Bergbau an Bergfesten wirksam ist, war aber noch ausständig.

Ende 1987 wurde wieder eine Untersuchung durchgeführt, in der der Unterschied im Verhalten der 20 m breiten zu den 40 m breiten Bergfesten im Vordergrund stand. Inzwischen war beobachtet worden, daß die Seismizität nicht wie erwartet abgenommen hatte. Die Seismizität wurde zwar an der Abbaufont reduziert, aber dafür kam es nun zu massiven Gebirgsschlägen entlang der Bergfesten mit zuweilen großen Schäden. Damit stellte sich wieder die Frage nach dem Mechanismus dieser Art von induzierten Beben und Maßnahmen zu deren Verhinderung.

Erste Ansätze zur Erklärung des Bruchvorgangs des Liegenden von Bergfesten ("foundation failure") wurden schon von Hagan (1987) formuliert, der ein Einpressen der Bergfeste in das Liegende vermutete. Bohrkernuntersuchungen deuteten an, daß der Kern einer Bergfeste durch den in sich entwickelnden Seitdruck noch nicht zerbrochen war, aber unter extrem hohem Druck (400 - 600 MPa) stand. Im Randbereich der Bergfeste wurde eine Konzentration von Rißbildungen festgestellt, die als induzierte Scherbrüche identifiziert wurden (Hagan, 1987). Ausschlaggebend

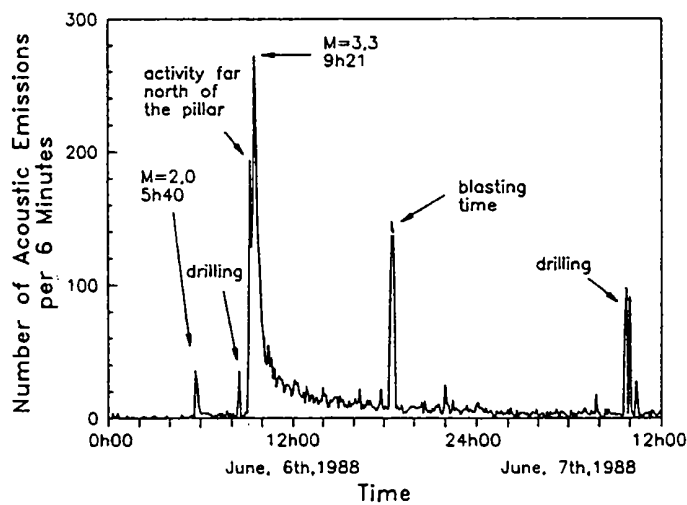


Abbildung 30. Aktivität der akustischen Emissionen (Lenhardt & Hagan, 1990).

für die Festlegung des Mechanismus war aber ein Gebirgsschlag im Juni 1988 entlang der sogenannten "109"- Bergfeste, bei dem zum ersten Mal das Ausmaß des Bruchvorganges beobachtet werden konnte (Lenhardt & Hagan, 1990).

Die 109-Bergfeste in einer Teufe von 3100 m war zum Zentrum der Beobachtungen geworden, seitdem ein M3,6- Beben am 10. Feber 1986 etwa 150 m einer Begleitstrecke schwer beschädigte. Im Frühjahr 1988, kurz bevor sich ein erneuter Gebirgsschlag entlang der Bergfeste ereignete, wurde ein 3-Komponenten Beschleunigungsaufnehmer in einem 30 m tiefen Bohrloch unweit der Bergfeste installiert, um im Wiederholungsfall eine seismische Auswertung des Bruchvorgangs zu ermöglichen.

Um 9h21 am 6.Juni 1988 ereignete sich entlang dieser Bergfeste ein Gebirgsschlag durch ein seismisches Ereignis der Magnitude M3,3. Die akustischen Emissionen ("AE") zeigten ein deutliches Bild des Bruchausmaßes und gaben Aufschluß über die Dauer der Aktivität (Abb.30), die sich über 24 Stunden erstreckte. Kurz vor dem M3,3-Ereignis ereignete sich um 5h40 an der Nordkante der Bergfeste ein M2-Vorbeben. Da es oft zu Gebirgsschlägen entlang der Bergfesten kommt (s.a. Kapitel 3.3.2), und die akustischen Emissionen nach dem M2-Ereignis gleich abnahmen, wurde dies nicht als Warnung für einen kurz bevorstehenden größeren Gebirgsschlag gewertet. Die akustischen Emissionen des Hauptereignisses deuteten eine Erstreckung des Bruchvorganges entlang der Bergfeste von etwa 200 m (Abb.31, oben). Das Zentrum der Bergfeste blieb frei von Emissionen (Abb.31, unten). Entlang der Kanten der Bergfeste ließen sich hingegen Emissionen bis in 60 m Tiefe beobachten - in Bereichen also, wo vor dem Ereignis bereits Scherbrüche im Querschlag beobachtet wurden. Es handelt sich in diesem Bereich um eine Reaktivierung von Klüften, die sich durch die Bergfeste gebildet hatten. Der Großteil der Emissionen entstammt aber einem Bereich, der etwa 150 m von der Strebfront entfernt lag. Dadurch kam es auch im Streb zu keinen Schäden, während die Begleitstrecke wieder über 100 m schwer beschädigt wurde.

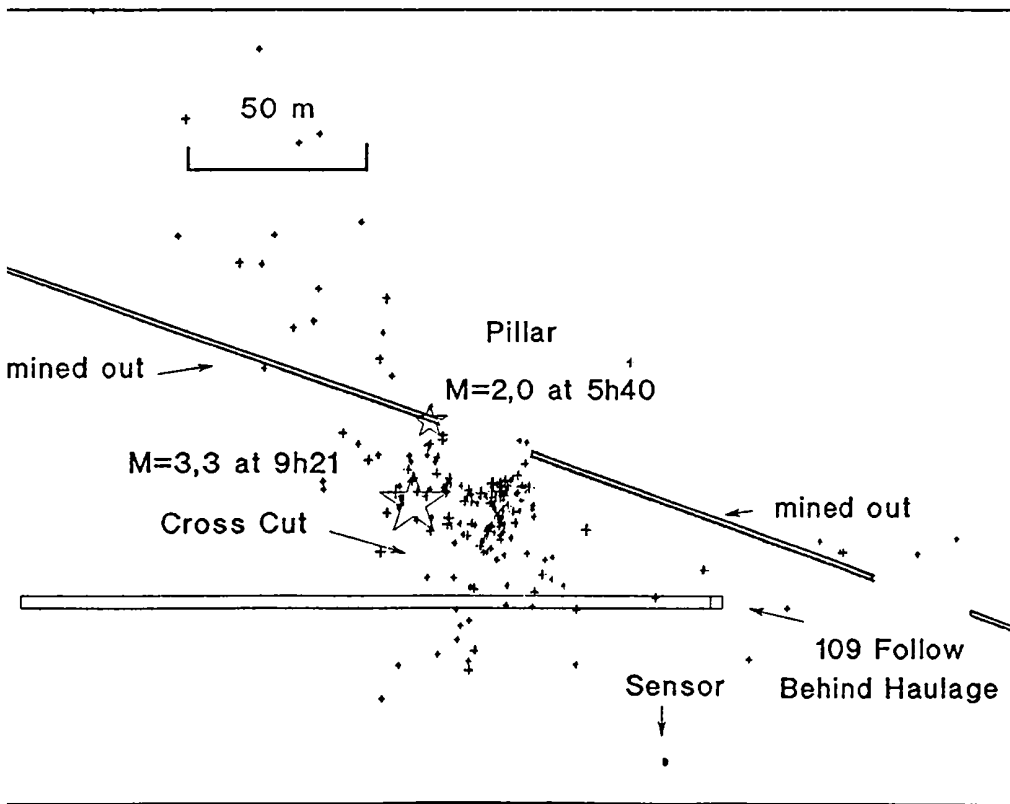
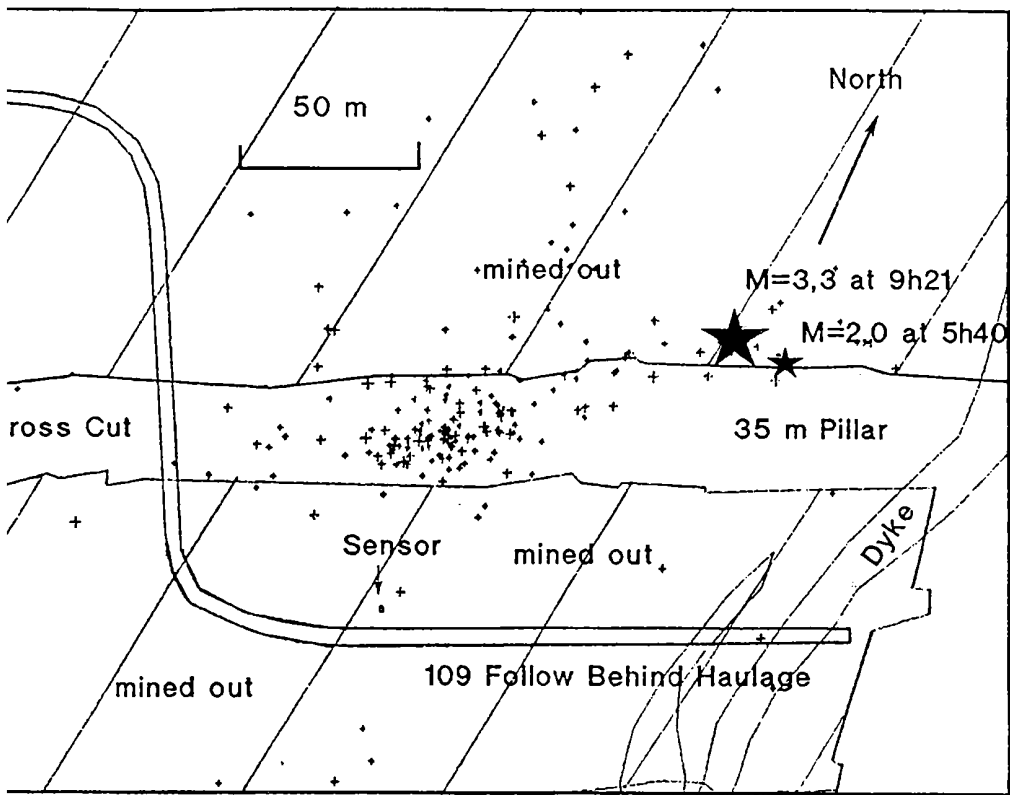


Abbildung 31. Grundriß (oben) und Querschnitt (unten) der "109"-Bergfeste. Seismische Emissionen während der ersten 5 Minuten nach dem Beginn des "foundation-failures" sind durch Kreuze gekennzeichnet. Sterne bezeichnen das Vor- und das Hauptbeben (Lenhardt & Hagan, 1990).

Aus den untertägigen Beobachtungen und der Erstreckung der akustischen Emissionen (W = vertikales Ausmaß der Bruchfläche (50 m), L = Länge der Bruchfläche (200 m), D = Verschiebung (0,05 m), G = Schermodul (36 GPa), λ = Lamé'sche Konstante (26 GPa bei einer Poisson-Zahl von $\nu = 0,21$)) lassen sich der Spannungsabfall und das seismische Moment für den Blattverschiebungs- und den Abschiebungsfall berechnen (Kanamori & Anderson, 1975):

	Blattverschiebung (strike-slip)	Ab- bzw. Aufschiebung (dip-slip)
Spannungsabfall $\Delta\sigma$	$\frac{2 \cdot G \cdot D}{\pi \cdot W}$	$\frac{4 \cdot (\lambda + G) \cdot G \cdot D}{\pi \cdot (\lambda + 2 \cdot G) \cdot W}$
Seismisches Moment M_0	$\frac{\pi \cdot \Delta\sigma \cdot W^2 \cdot L}{2}$	$\frac{\pi \cdot (\lambda + 2 \cdot G) \cdot \Delta\sigma \cdot W^2 \cdot L}{4 \cdot (\lambda + G)}$

Die seismische Energie "Es" (J) ergibt sich aus dem Spannungsabfall $\Delta\sigma$, dem seismischen Moment "Mo" (Nm) und dem Schermodul "G" (N/m²), denn nach Kostrov (1974) und Hussein (1977) gilt

$$E_s = \Delta\sigma \cdot M_0 / (2 \cdot G),$$

Daraus folgt nach Gutenberg & Richter (1956) die Magnitude M:

$$M = (\log_{10}(E_s) - 4,8) / 1,5$$

Aus der vorangegangenen Abschätzung erhält man für ein Beben der Magnitude M3,3 einen außerordentlichen hohen Spannungsabfall zwischen 19 MPa (im Falle der Blattverschiebung) und 24 MPa (im Falle der Auf- bzw. Abschiebung), der bereits in den Bereich der Kohäsion von ungestörtem Gestein hineinragt (für Witwatersrand Quarzit = 20 - 40 MPa). Das bedeutet, daß es sich bei einem "foundation-failure" um einen Neubruch im Gesteinsverband handeln muß. Natürlich ist das obige Resultat abhängig von dem mittleren Verschiebungsbetrag "D". Der Wert wurde aber aus der seismischen Energie zurückgerechnet, um die gerechnete Magnitude der beobachteten anzupassen. Ein mittlerer Verschiebungsbetrag von 5 cm erscheint realistisch, berücksichtigt man das Ausmaß der Bruchfläche und lokale Versetzungsbeträge, die Werte zwischen 10 und 30 cm erreichten (Leach & Lenhardt, 1990).

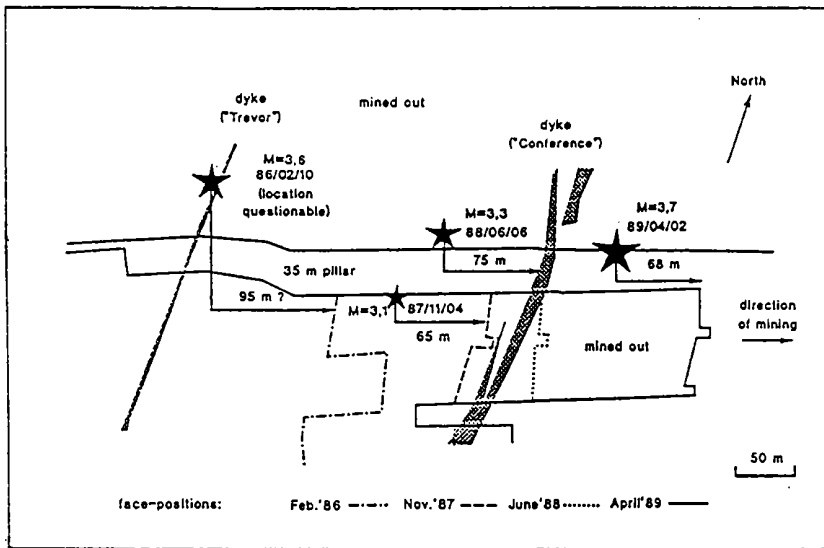


Abbildung 32. Wiederholung von "foundation failures". Grundriß der Abbaugeometrie, Teufe ca. 3100 m (Lenhardt & Hagan, 1990).

Aus der Lokalisierung des M3,3-Ereignisses vom WDL-Meßnetz und der Verteilung der akustischen Emissionen läßt sich schließen, daß zwei Mechanismen - Blattverschiebung und Aufschiebung - eine Rolle spielten, denn der Bruch begann offenbar in der Nähe des Streb und breitete sich entlang der Bergfeste in Richtung "Alter Mann" (= stillgelegter Abbaubereich) aus. Der hohe Spannungsabfall deckt sich mit den Beobachtungen von Bicknell & McGarr (1990). Als Mechanismus muß man demnach annehmen, daß es entlang der Umrisse einer jeden Bergfeste durch den fortschreitenden Abbau zum Überschreiten einer zulässigen Scherspannung kommen kann, die sich durch den besagten Bruch des Untergrundes einer Bergfeste äußert. Allein entlang der "109"-Bergfeste kam es im Zeitraum 1986 bis 1989 zu vier "foundation failures" (Abb.32), wobei sich deren Hypozentren jeweils etwa 70 m vor der Abbaufont in Richtung "Alter Mann" befanden.

Dieser Bruchvorgang involviert etwa 200 m der Bergfeste und findet in 3100 m Teufe im Durchschnitt alle 100 m Vortrieb statt. Steigen die Spannungskonzentrationen an, wie z.B. durch zunehmende Teufe, so ist mit einer Häufung dieser Problematik zu rechnen. Die kritische Scherspannung würde dann z.B. bereits alle 50 m vom Streb entfernt überschritten werden. Das hätte zur Folge, daß bei einem Vortrieb von 50 m bereits mit einem neuen Gebirgsschlag zu rechnen ist, der 100 - 200 m der Infrastruktur beeinträchtigt,

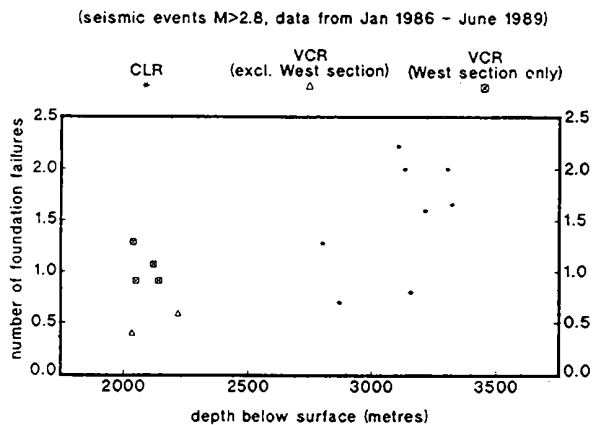


Abbildung 33. Anstieg der "foundation failures" mit der Teufe. Die Anzahl der "foundation failures" bezieht sich auf 100 m Vortrieb (Jantzon et al., 1990).

und die Belegschaft in den Streben, die nun unweit vom Hypozentrum entfernt ist, im höchsten Grade gefährdet. Weitere Untersuchungen an anderen Bergfesten bestätigten (Jantzon et al., 1990), daß dieser Trend mit zunehmender Teufe tatsächlich besteht (Abb.33).

Weiters zeigte sich, daß sich die Magnitude der induzierten Beben dieser Kategorie nicht mit der Breite der Bergfesten korrelieren läßt (Abb.34). Dieser

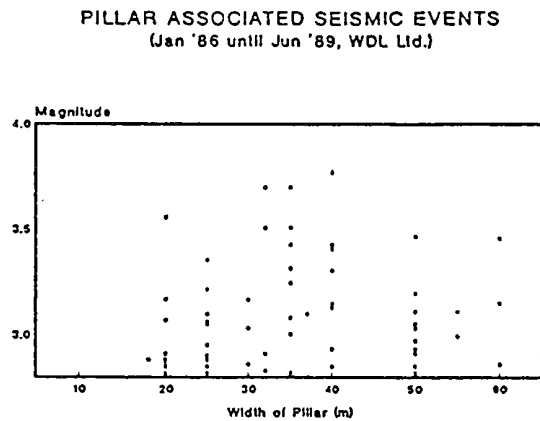


Abbildung 34. Zur Seismizität der Bergfesten. Vergleich der Magnitude mit der Breite von Bergfesten (Jantzon et al., 1990).

Umstand bestätigt das hier anzuwendende ESS-Konzept. Hätte die Querschnittsbreite mit der Magnitude korreliert, so wäre dies ein Hinweis auf einen Kompressionsbruch und das Zutreffen des "mittleren Bergfestendruck"-Konzepts, denn je größer der Querschnitt (Breite * Höhe) ist, desto größer ist die gespeicherte Formänderungsenergie. Die zitierten Untersuchungen (Hagan, 1987 und Lenhardt & Hagan, 1990 sowie Jantzon et al. 1990) zeigten erstmals auf, daß der Bruchvorgang der Bergfesten unabhängig von deren Breite war und daß das Problem in der Überschreitung einer bestimmten Scherspannung entlang der Kante der Bergfesten zu suchen war. Daher auch der "Wiederholungscharakter" dieser Beben. Durch das Fortschreiten des Abbaus wird immer wieder ein "neuer" Teil des Liegenden unterhalb der Bergfeste bis zum Erreichen der Scherfestigkeit belastet.

Bei geringeren Teufen (2000 m Teufe, VCR-Horizont) kam es in bestimmten Fällen aber zu ähnlichen Erscheinungen wie in 3000 m Teufe. Eine Auswertung der Bergschläge entlang von Bergfesten am VCR zeigte regionale Unterschiede (Abb.35), denn vor allem war der westliche Grubenbereich ("49-line") davon betroffen. Die beiden Abbaubereiche unterscheiden sich hauptsächlich durch zwei Eigenschaften:

- a) Unter dem östlichen Teil ("65-line") ist das CLR bereits abgebaut.
- b) Das Liegende des westlichen Teils ("49-line") besteht aus Quarzit, während das Liegende des östlichen Teils aus Schiefer besteht.

Modellrechnungen (Leach & Lenhardt, 1990) zeigten, daß der Abbau des CLR eine Spannungsherabsetzung von etwa 10 - 30 % in den Bergfesten am VCR bewirkt. Anders wirken sich aber die geologischen Verhältnisse aus. Allgemein besteht das Hangende am VCR aus Lava - ein Gebirge, das sich unter großen Gebirgsspannungen kaum verformt. Die Spannungen werden direkt an den darunter liegenden Quarzit oder Schiefer weitergeleitet. Der Schiefer verformt sich

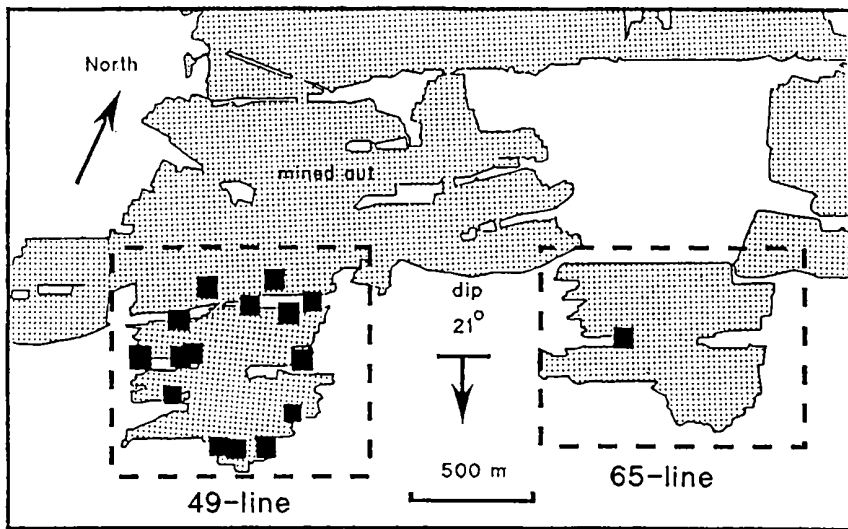


Abbildung 35. Unterschiedliches Verhalten der Bergfesten am VCR. Vergleich der beiden Regionen "49-line" und "65-line". Die gepunktete Fläche bezeichnet den abgebauten Bereich = "mined out" (Leach & Lenhardt, 1990).

sofort, wie sich im östlichen Abbaubereich zeigte ("65-line"). Dort müssen die Zugtrassen regelmäßig erneuert werden, da sich die Sohle hebt. Im westlichen Bereich ist dies hingegen nicht der Fall, und die Gebirgsspannungen können sich im Liegenden erhöhen. Damit sind wieder die Grundvoraussetzungen für einen "foundation failure" geschaffen.

Einer der größten Gebirgsschläge dieser Art (M3,8) ereignete sich am 28. Juni 1989 um 17h05, also während der Sprengzeit. Die Bergfeste war seit Mai desselben Jahres von der Gebirgsschlagsforschungsabteilung unter Beobachtung und wurde regelmäßig vermessen. Zweck der Untersuchung war die Bestimmung des Verlaufs der Konvergenz des Abbauraumes vor und nach einem Bergfesten-Ereignis. Die Ergebnisse zeigten, daß es tatsächlich zu Verschiebungsbeträgen bis 29 cm gekommen war. Weiters stellte sich heraus, daß die Deformationen asymmetrisch auftraten, d.h. an der nach SE gerichteten Seite wurden Verschiebungen von nur etwa 5 cm gemessen

(Abb.36, "station A"), während an der nordwestlichen Seite 29 cm (Abb.36, "station D") beobachtet wurden. Jedoch weder der zeitmäßige Verlauf der Konvergenz, noch die Seismizität der Abbaufont deuteten auf das bevorstehende M3,8-Beben hin.

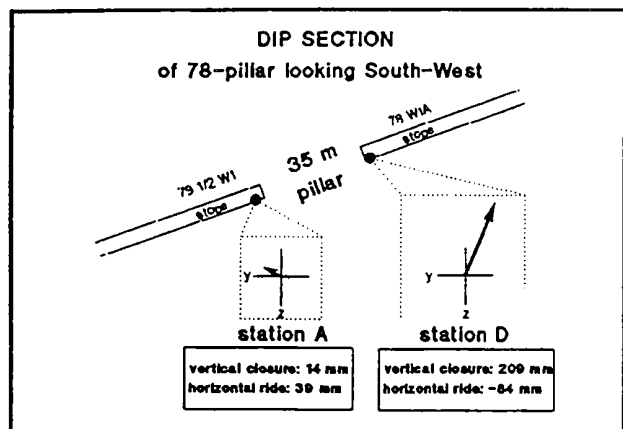


Abbildung 36. Versetzungsbeträge quer zur Bergfeste (Leach & Lenhardt, 1990).

Innerhalb der Gruppe der Bergfesten-Beben ließen sich nach der Auswertung unterschiedener Ereignisse vier Untergruppen definieren, die auf den tiefen Bergbau von WDL Ltd. zutreffen (Abb.37).

Die erste Gruppe beinhaltet Bergfesten, die unter der Auflast brechen. Dieser Mechanismus ist vergleichbar mit dem "pillar burst" nach Hasegawa (Abb.5, in Abb.37 "crush").

Die Mechanismen 2 - 4 beschreiben Scherbrüche. Der einfache Scherbruch ("shear"), wobei nur eine Seite einer Bergfeste betroffen ist, ereignet sich häufig an Stellen, an denen eine Störungszone oder eine Intrusion entlang einer Bergfeste verläuft.

Mechanismus 3, der Stempelmechanismus ("punch"), ereignet sich im ungestörten Gebirge - durch Überschreiten der Scherfestigkeit entlang der Kanten der Bergfeste, wie es auch schon von Wagner & Schümann (1971) in Modellversuchen beobachtet wurde. In diese Gruppe fällt die "109"-Bergfeste, die bereits diskutiert wurde. Durch den Neubruch des Gebirges sind die zu erwartenden Spannungsabfälle in dieser Gruppe besonders hoch.

Die vierte und letzte Gruppe behandelt eine Kettenreaktion von Bergfesten - wie dies manchmal im Örterbau (Abbauverfahren mit kammerartiger Bauweise) beobachtet wird - nur mit dem Unterschied, daß im vorliegenden Fall ein simultaner Scherbruch ("simultaneous shear") entlang der Bergfesten auftritt. Dieser Fall wird selten bei langfrontiger Abbauweise beobachtet, da die einzelnen Strebe stufenweise versetzt sind. Daher kommt es nur unter besonderen Umständen zu einer Situation, in deren Verlauf sich mehrere unmittelbar benachbarte Bergfesten im selben kritischen Stadium befinden. Das eben besprochene M3,8-Ereignis auf dem VCR fällt in diese Gruppe.

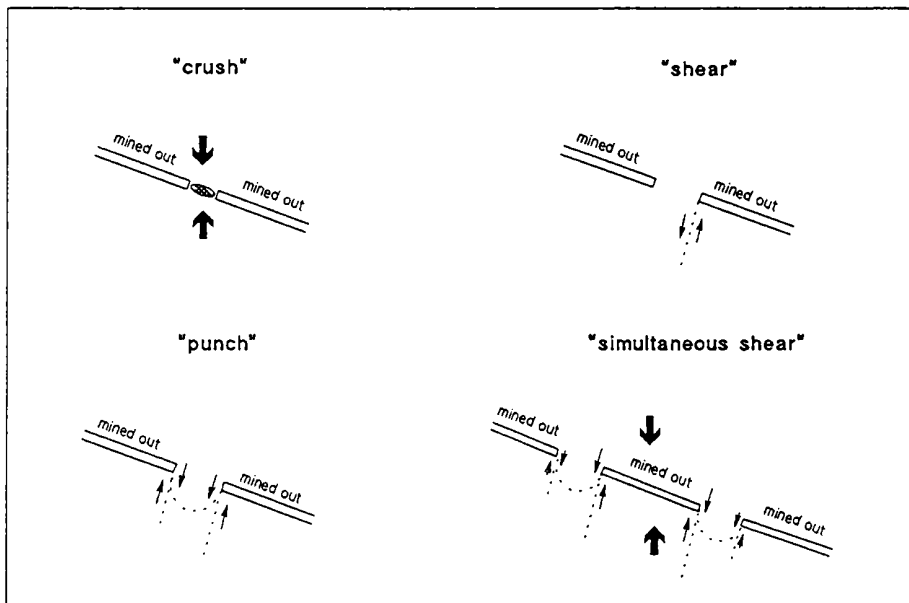


Abbildung 37. Vier Bruchkategorien der Bergfesten (Lenhardt & Hagan, 1990).

3.3.4 Auflagerzonen

Auflagerzonen (engl. "abutment", s.a. Abb.29) sind ebenfalls hohen Spannungskonzentrationen ausgesetzt. Hin und wieder kommt es zu Auflagerbrüchen, die sich seismisch beobachten lassen. Die so entstandenen Beben stellen eigentlich keine Probleme bezüglich der Produktion dar und treten auch vergleichsweise selten auf. Dennoch sind diese Ereignisse von Interesse, da sie auf die Entstehung großer induzierter Bruchflächen hinweisen und die Reichweite der Spannungsumlagerung demonstrieren. Der auslösende Umstand scheint in allen Fällen das Herannahen einer weiteren Abbaufont gewesen zu sein.

Im Zeitraum Juli 1987 - Juli 1989 wurden zehn solcher Ereignisse mit einer Magnitude $M > 2,8$ registriert (Lenhardt, 1990b). Der Großteil dieser Ereignisse fand außerhalb der Sprengzeit statt - ein weiterer Hinweis, daß das Geschehen nicht direkt mit den durch den Abbau bedingten Erschütterungen zusammenhängt, sondern durch die weitreichende Umlagerung der Gebirgsspannungen hervorgerufen wird. Die Entfernung zwischen dem Hypozentrum in der Auflagerzone und der herannahenden Abbaufont betrug im Durchschnitt 130 m. Die meisten Auflagerbrüche (engl. "abutment failures") begannen tief im Liegenden und fanden in 8 von 10 Fällen am Kreuzungspunkt mit einer Störungszone statt, d.h. in einem

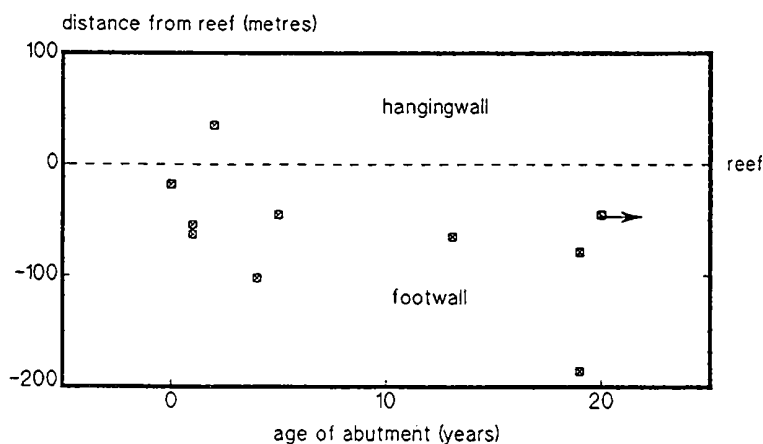


Abbildung 38. Tieferer Streckung der Auflagerbrüche.
Vertikale Entfernung der Hypozentren von der Abbauebene. Die Abszisse bezieht sich auf die Zeitspanne, seit dem die Auflagerzone besteht (Lenhardt, 1990b).

Bereich, in dem die Scherfestigkeit des Gebirges durch die Existenz einer Störungszone bereits deutlich herabgesetzt ist. Das Hypozentrum wurde meist zwischen 50 und 100 m im Liegenden der Lagerstätte lokalisiert (Abb.38). Man kann daher annehmen, daß die vertikale Ausdehnung der Bruchfläche etwa diesem Wert entspricht.

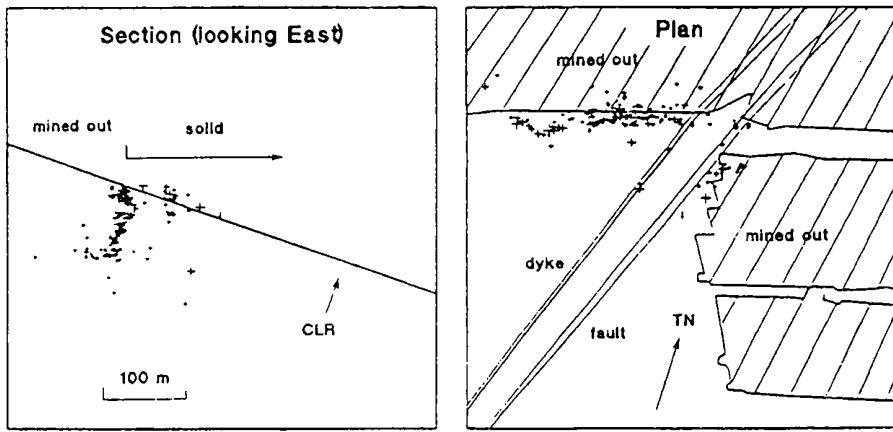


Abbildung 39. Erstreckung eines Auflagerbruches im Querschnitt (links) und Grundriß (rechts).
Kreuze markieren die akustischen Emissionen der ersten 13 Minuten nach dem Beben. TN bedeutet "towards North" und gibt die Nordrichtung an (nach Van Zyl Brink, 1990).

Wie bereits erwähnt wurde, ereigneten sich zwei der zehn Ereignisse nicht an dem Kreuzungspunkt "Auflager - geologische Störungszone", d.h. daß das Bruchgeschehen im intakten Gebirgskörper stattfand. Bereits 1986 wurde dies anlässlich eines M3-Bebens von Van Zyl Brink (1990) mit Hilfe der akustischen Emissionen beobachtet. In Abbildung 39 sind ein Grundriß und ein Querschnitt des CLR-Abbauhorizonts abgebildet. Während eines Zeitraums von 13 Minuten sind deutlich die akustischen Emissionen entlang dem unteren Auflager (Abb.39, rechts), sowie deren Tiefenerstreckung (Abb.39, links) zu erkennen. Das vertikale Ausmaß der Bruchfläche beträgt hierbei offensichtlich etwa 100 m und das horizontale 200 m. Herdflächenlösungen (Lenhardt, 1989a, 1990b) deuteten darauf hin, daß bei dieser Art von seismischem Ereignis ein Aufschiebungsmechanismus entlang einer

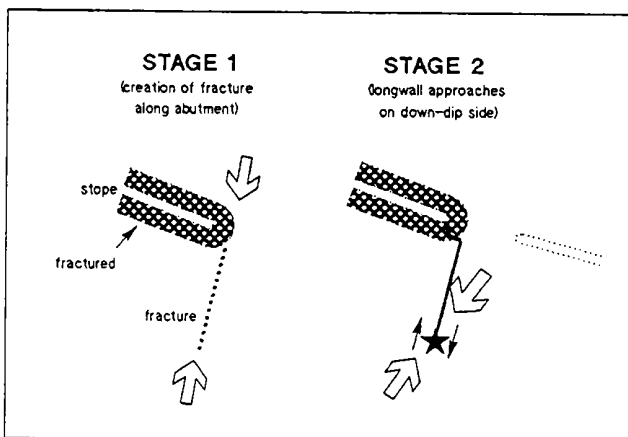


Abbildung 40. Zur Erklärung von Auflagerbrüchen (Lenhardt, 1990b).

vertikalen Bruchfläche ("dip-slip") stattfand. Der Mechanismus ist weiters mit einem "in-plane" Bruchvorgang zu vergleichen, also einem Bruchvorgang, bei dem die Bruchausbreitung mit der Verschiebungsrichtung übereinstimmt (Aki & Richards, 1980).

Aus der Bruchausdehnung und der Magnitude läßt sich wiederum auf den

Spannungsabfall schliessen. Damit erhält man für eine horizontale und vertikale Bruchausdehnung von $L = 200$ m und $W = 100$ m und aus der beobachteten Magnitude M_3 einen mittleren Versetzungsbetrag von $D = 0,025$ m. Der Spannungsabfall beträgt hierbei etwa 9 MPa - er liegt also im oberen Bereich der Spannungsabfälle tektonischer Erdbeben (1 - 10 MPa) und ist damit geringer als bei "foundation-failures". Dies trifft auch auf die mittlere Verschiebung zu, die nur mehr die Hälfte - also 2 bis 3 cm beträgt. Dieser Umstand erklärt auch, weshalb Auswirkungen von "abutment-failures" bei einer Begehung unter Tage meist nicht offensichtlich sind.

Gebirgsmechanisch läßt sich der Vorgang wie folgt erklären: Die maximale Hauptspannungsrichtung weicht durch das Einfallen der Lagerstätte in der Nähe des Auflagers von der Vertikalen ab. In Richtung der maximalen Hauptspannung entstehen Zerrungsbrüche, die sich entlang des Auflagers ausbilden (Abb.40). Durch das Heranbringen der zweiten Abbaufont wird die maximale Hauptspannungsrichtung verändert. Dies löst entlang der induzierten Klüfte einen Scherbruch aus, der sich in einem seismischen Ereignis äußert. Existiert bereits eine Störungszone geologischen Ursprungs, dann kann es zu einem Spannungsabbau entlang dieser Formation und nicht entlang der induzierten Klüfte im Liegenden kommen.

3.3.5 Ortsbrust

Der typische "Gebirgsschlag", der in geologisch ungestörtem Gebiet und bei relativ geringen Spannungskonzentrationen und daher geringen Energiefreisetzungsbeträgen ($ERR < 10$ MJ/m²) an der Ortsbrust (im Abbaubereich) auftreten kann, ist mit entsprechend geringeren seismischen Energien verbunden.

Aus dem folgenden Beispiel eines Gebirgsschlags durch ein $M_{0,7}$ -Beben (Lenhardt, 1989c), das sich in einem "dyke" ereignete, läßt sich eine Abschätzung der seismischen Effizienz η (= Verhältnis der seismischen zur gesamt zu Verfügung stehenden Energie) eines solchen Ereignisses durchführen:

$$\eta = E_s / (V * U)$$

mit	V ...	Volumen (m ³)
	U ...	Energiedichte (J/m ³)
	Es...	seismische Energie (J)

Die seismische Energie ergibt sich nach Gutenberg & Richter (1956) aus der Magnitude zu $E_s = 10^{(1,5 * M + 4,8)}$. Eine Magnitude $M_{0,7}$ entspricht daher einer seismischen Energie von 0,7 MJ. Mit Hilfe der aus Modellrechnungen bestimmten Hauptspannungen σ_1 (= 280 MPa), σ_2 (= 140 MPa), dem Elastizitätsmodul E (= 85 GPa) und der Poissonzahl ν (= 0,25) erhält man nach

$$U = (\sigma_1 * \epsilon_1 + \sigma_2 * \epsilon_2) / 2$$

wobei sich die Dehnungen zu

$$\varepsilon_1 = (\sigma_1 - \nu * \sigma_2) / E = 2,9 \cdot 10^{-3}$$

$$\varepsilon_2 = (\sigma_2 - \nu * \sigma_1) / E = 0,8 \cdot 10^{-3}$$

ergeben. Die daraus resultierende seismische Effizienz beträgt dann bei einem Ausbruchsvolumen 27 m³ (3 m * 3 m * 3 m) immerhin 5,7 %. Dieser Wert ist etwas höher als der von McGarr (1976) berechnete Wertebereich von 0,2 bis 2 % . Dies könnte ein Hinweis sein, daß das effektiv entlastete Volumen tatsächlich um den Faktor 3 - 30 größer als das beobachtete Ausbruchsvolumen der Gebirgsmasse ist.

Induzierte Beben dieser Natur wurden vor allem auf dem VCR, also dem seichterem Grubenbereich, beobachtet und überschritten nie eine Magnitude M2,5. Ihr Mechanismus scheint mit dem "pillar burst" (Horner & Hasegawa, 1978) vergleichbar zu sein. Herdflächenlösungen zeigten meist Dilatationen in diesem Zusammenhang, was auf einen "Implosionscharakter" des Hypozentrums schließen läßt. Unter Implosion versteht man eine plötzliche allseitige Verkleinerung eines Hohlraumes. Auch Wong & McGarr (1990) berichten von diesem Phänomen - führen aber diesen Effekt vor allem auf lückenhafte seismische Beobachtungen zurück. Weiters argumentieren Wong & McGarr, daß die einzige seismische Quelle, die ausschließlich Dilatationen erzeugen kann, der Kollaps einer kugelförmige Kaverne wäre - jedoch gerade diese Hohlraumform ist unter Tage meist die Stabilste.

Sileny (1989) hingegen bediente sich der Amplitudeninversion, um diesen Effekt zu studieren, indem er ein kombiniertes Modell von Scherbruch und "Implosion" einführte. Das Resultat erklärt häufig gemachte Beobachtungen: Steigt nämlich der Anteil der "Implosion" am Bruchvorgang über 20 %, so wären kaum noch Kompressionseinsätze bei der P-Welle zu erkennen. Eine Untersuchung der Abstrahlcharakteristik, die auf P-Wellen alleine beruht, kann daher zu einer "Implosion" führen, obwohl 80 % des Bruchgeschehens von einem Scherbruch beigetragen wurde.

Eine weiterer Bestätigung dieser von natürlichen Erdbeben abweichenden Herdmechanismen wurde von Gibowicz et al. (1990) und von Feignier & Young (1992) dokumentiert. Letztere berechneten die Tensoren der seismischen Momente akustischer Emissionen (Magnituden -4 < M < -2) von Bruchvorgängen, die sich in der Firste eines Stollens ereigneten. Aus den Komponenten des Momenten-Tensors **M** läßt sich der isotrope und der deviatorische Anteil isolieren und das Verhältnis "ξ" nach

$$\xi = \text{tr}(\mathbf{M}) * 100 / (|\text{tr}(\mathbf{M})| + \sum |m_{ij}^*|)$$

mit $\text{tr}(\mathbf{M})$... Spur des Tensors **M**
 m_{ij}^* ... deviatorischer Eigenwert

berechnen. Ein ξ-Wert von +100 steht für eine reine Expansion der Quelle, -100 bedeutet eine reine Implosion und 0 weist auf einen eindeutigen Scherbruchvorgang hin. Von 33 akustischen Emissionen zeigten sieben als vorherrschenden Mechanismus eine Implosion und zwölf eine Expansion (Zerrbruch)

an. D.h., daß die Mechanismen von mehr als der Hälfte der beobachteten akustischen Emissionen aus dem Umgebungsbereich des Stollens vom reinen Scherbruch substantiell abwichen. Diese Methode eignet sich natürlich auch zum Studium der Beben und Gebirgsschläge an der Ortsbrust, war aber auf WDL Ltd. nicht verfügbar, da die Ausrichtung der Horizontalkomponenten der 3-Komponentenaufnehmer des seismischen Meßnetzes unbekannt war.

Weitere Begleitumstände der kleineren seismischen Ereignisse sind am VCR beobachtet worden (Lenhardt, 1992). So zeigte sich, daß oft vor einem Gebirgsschlag die Kontrolle über die Stabilität der Firste verloren wurde. Drei Gründe können dafür genannt werden. Erstens kann eine Undulation der Lagerstätte dazu führen, daß das Sprengbild (Markierung für die Sprenglöcher) zu hoch oder zu niedrig angebracht wird. Dies führt dazu, daß die Bohrlöcher in die Lava, anstelle in den Quarzit, gebohrt werden. Kommt es dabei zum Einbruch der Firste, so erhöht sich infolge der unerwünschten größeren Abbauhöhe die Spannungskonzentration ("ERR"), was wiederum zu einem Gebirgsschlag führen kann. Der zweite Grund kann das Vorhandensein von Klüften sein, die senkrecht zur Verbiehrichtung orientiert sind. Damit ist die Tragfähigkeit des Abbaustoßes herabgesetzt und es kann zum Abplatzen des Gesteins an der Ortsbrust kommen. Der dritte Grund resultiert aus der Verringerung der Effektivität des Ausbaus mit zunehmender Abbauhöhe. In Verbindung mit den zwei anderen Faktoren kann dies ebenfalls zu Gebirgsschlägen führen.

3.3.6 Überblick und Schlußfolgerungen

Wie sich zeigte, lassen sich die einzelnen seismischen Ereignisse verschiedenen Gruppen zuordnen (Lenhardt, 1992). Die Eigenschaften jeder Gruppe erlauben eine Klassifizierung anhand des Schadensausmaßes und die auf den Abbauhizont bezogenen Herdtiefe (Abb.41). Dies ist besonders dann hilfreich, wenn kein seismisches Meßnetz zur Verfügung steht oder Unschlüssigkeit über die Ursache eines Gebirgsschlages besteht. Natürlich gelten die angeführten Gruppen nur für den tiefen Bergbau, in dem sich die gebirgsmechanischen Eigenschaften der Lagerstätte nicht wesentlich vom Umgebungsgestein unterscheiden. Daher treffen die beschriebenen Beobachtungen und Mechanismen nur teilweise auf den Kohlebergbau zu.

Während es also im Tagebau und in Grubenbauen geringer Teufe vor allem zur Reaktivierung bereits bestehender Störungszonen kommt, so ist im tiefen Bergbau die Möglichkeit der neuen Scherbruchbildung gegeben (Ortlepp, 1984). Beispiele dieser induzierten Scherbrüche stellen die zwei Hauptgruppen der Bergfesten (Abb.41, "pillar") und der durch Spannungsansammlungen in Auflagerzonen (Abb.41, "abutment") aufgetretenen Beben dar. Während die letzte Gruppe aufgrund ihrer verhältnismäßig großen Distanz vom Abbauraum kaum zu Schäden führt, trifft dies auf die andere Gruppe - die Bergfesten - nicht zu. Ausschlaggebend

CLASSIFICATION CHART OF MINING INDUCED SEISMIC EVENTS

(based on data from WDL Ltd., 1985 - 1989)

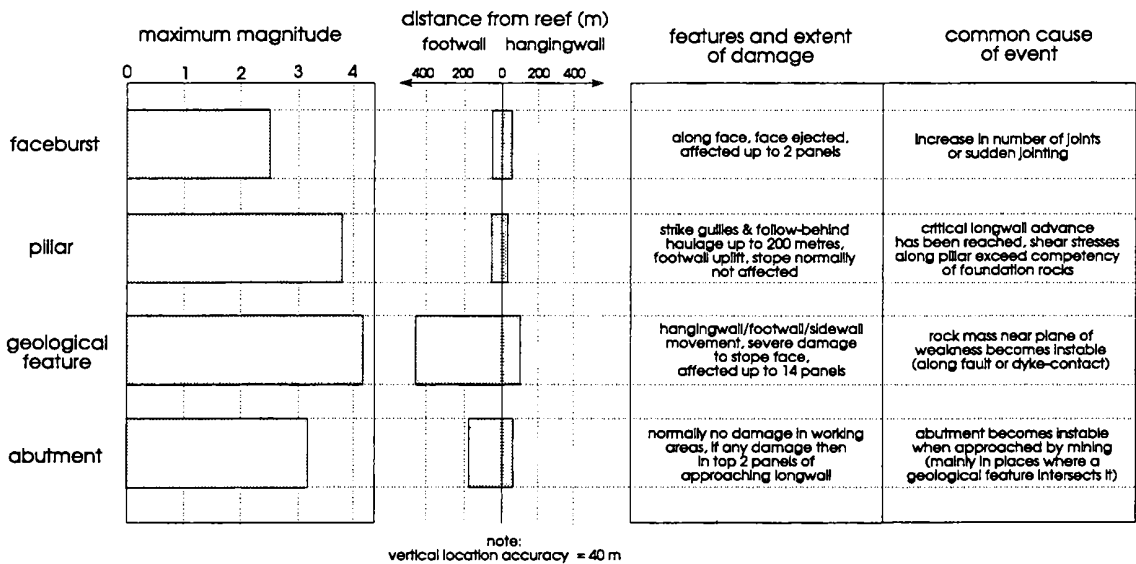


Abbildung 41. Kategorien induzierter Beben im tiefen Bergbau.

Das linke Diagramm gibt die maximale Magnitude an, die im Beobachtungszeitraum 1985 - 1989 auf WDL Ltd. in den einzelnen Gruppen auftrat. Das Diagramm in der Mitte verdeutlicht die Herdtiefe, bezogen auf die Abbauebene. Die rechte Tabelle beschreibt das Ausmaß und die mögliche Ursache des induzierten Bebens (Lenhardt, 1992).

für das Auftreten seismischer Probleme von Bergfesten ist, wie bereits erwähnt, die Geologie des Gebirges und die Teufe.

Die größte Bedeutung kommt den bereits vorhandenen Störungszonen, wie Bruchformationen und Intrusionskörpern (Abb.41, "geological feature"), zu. Gerade im langfrontigen Abbau gestaltet sich die Vorerkundung der Störungszonen als schwierig und kann oft nur durch Bohrungen bewerkstelligt werden. Die Anwendung geophysikalischer Methoden ist durch produktionsbedingte Einflüsse nur mit Einschränkungen möglich und brachte auf WDL keine lohnenswerten Resultate (Lenhardt, 1990c), da die Schallhärteunterschiede zwischen Intrusionen und dem Umgebungsgestein nicht genügend stark ausgeprägt sind.

Der "klassische" Gebirgsschlag hingegen (Abb.41, "faceburst"), wird durch eine lokale Überlastung des Gesteins hervorgerufen. Das durch den Bruchvorgang resultierende seismische Ereignis erreichte Magnituden bis M2,5 und war damit von den größeren Ereignissen entlang von Brüchen, Intrusionen und Bergfesten schon allein durch ein Magnituden-Auswahlkriterium leicht zu selektieren.

Der direkte Wirkungsbereich eines seismischen Ereignisses der Magnitude M3,7 bzw. M4,2, indem es noch zu Nachbeben kommen kann, scheint in der Größenordnung von 700 m bei M3,7 bzw. 1000 m bei M4,2 zu liegen. Die akustischen Emissionen umrissen das Ausmaß der Bruchfläche, ließen aber keine Rückschlüsse

auf eine zukünftige Haupt- oder Nachbeben­­tätigkeit zu. Dieser Effekt kann durch das extreme Sprödbruchverhalten des Witwatersrand Quarzits bedingt sein. Weiters stellte sich heraus, daß Beben­­sequenzen, sowie deren Nachbeben, nicht durch die lokale Schwinggeschwindigkeit, und damit durch dynamisch induzierte Spannungsänderungen hervorgerufen werden, sondern durch großräumige Veränderungen des Gebirgsspannungsfeldes. Diese zum Gebirgsschlag führenden Spannungsänderungen müssen sich daher abschätzen lassen, denn sie sollten die dynamisch induzierten Spannungen übersteigen. Da der Großteil der seismischen Energie in Scherwellen abgestrahlt wird, genügt es daher, die dynamisch induzierten Spannungen aus dem Scherwellenanteil zu berechnen. Nach StJohn & Zahrah (1987) gilt für die durch die Scherwelle maximal induzierte Normalspannung

$$\sigma_{N\text{dyn}} = E * PGV / ((1 + \nu) * (1 - 2 * \nu) * 2 * v_s)$$

und die maximal induzierte Scherspannung

$$\sigma_{S\text{dyn}} = G * PGV / v_s$$

mit	E ...	Elastizitätsmodul (85 GPa)
	G ...	Schermodul (36 GPa)
	ν ...	Poisson Zahl (0,19)
	PGV...	Schwinggeschwindigkeit der Scherwelle (engl. "peak ground velocity", in m/s)
	v_s ...	Scherwellengeschwindigkeit (3650 m/s)

Da die Nachbeben eines Magnitude M4-Bebens bis 1000 m, bei einem M3,7-Beben bis 700 m und bei einem M3,4-Beben bis zu 400 m Entfernung vom Hypozentrum des Hauptbebens beobachtet werden konnten, ergibt sich nach McGarr et al. (1981) einheitlich eine Schwinggeschwindigkeit von 0,17 m/s durch die eintreffenden Wellen des Hauptbebens an der Peripherie der Nachbeben­­tätigkeit. Die dadurch induzierte dynamische Normalspannung beträgt 2,5 MPa und die Scherspannung 1,7 MPa. Diese Werte stellen daher die Untergrenze der durch die Spannungsumlagerung bedingten induzierten statischen Spannungen dar. Andernfalls wäre es jedesmal nur innerhalb von Sekundenbruchteilen nach dem Hauptereignis - beim Eintreffen der seismischen Welle - zur Auslösung von Nachbeben gekommen. Der gesamte Vorgang der Spannungsumlagerung erstreckte sich aber bei Beben mit einer Magnitude $M > 3$ über einige Minuten bis Stunden.

Die durch die Spannungsumlagerung bedingte maximale induzierte Scherspannung $\sigma_{S\text{stat}}$ läßt sich aus dem allgemeinen Fall (Jaeger & Cook, 1969) ableiten und ergibt für die Menge aller Punkte, die von beiden Bruchenden gleich weit entfernt sind:

$$\sigma_{S\text{stat}} = \sigma_{\text{Hyp}} * (\phi + \sin(\phi)) / \pi$$

wobei

$$\phi = 2 \cdot \arctan(L / (2 \cdot R)),$$

mit σ_{Hyp} ... Scherspannungsänderung im Hypozentrum
 L ... Bruchlänge
 R ... Entfernung senkrecht zur Bruchrichtung

Für L = 200 m und R = 700 m (s.a. Abb.42) ergibt sich für die induzierte Scherspannung demnach (da $\phi = 16^\circ$)

$$\sigma_{Sstat} = 0,09 \cdot \sigma_{Hyp}$$

d.h. das σ_{Sstat} am Rande der beobachteten Einflußgrenze etwa 9 % des Scherspannungsänderung am Herd " σ_{Hyp} " entspricht. Wählt man einen hohen Spannungsabfall von 20 MPa, so beträgt die induzierte statische Scherspannung in 700 m Entfernung von einem M3,7-Beben etwa 1,8 MPa. Aus dem geringen Unterschied zwischen der dynamisch und statisch induzierten Scherspannung ist zu erkennen, daß langsam aufgebrachte Spannungsänderungen (~ "statisch") einen wesentlich größeren Einfluß auf die Instabilität von Brüchen als dynamische Belastungen gleicher Größenordnung ausüben dürften, denn sonst würde es nicht zu einer "verspäteten" Nachbebenentstehung kommen.

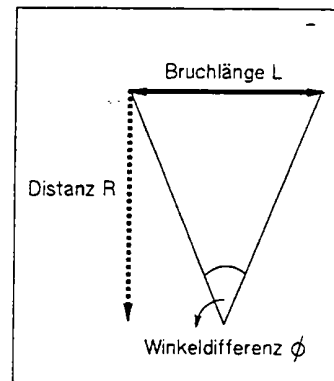


Abbildung 42. Zur Begriffsdefinition der Winkeldifferenz.

Dieses Resultat deutet weiters darauf hin, daß beim Bruchvorgang offenbar nicht nur die Scherspannung, sondern auch die Normalspannung abfallen dürfte. Dieser Effekt sollte bei Bruchmodellen bergbau-induzierter Beben nicht außer acht gelassen werden. In diesem Aspekt können sich die Bruchmodelle von denen tektonischer Erdbeben unterscheiden.

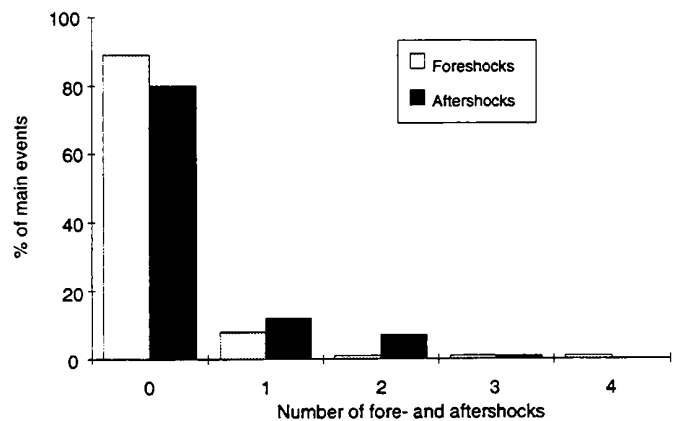


Abbildung 43. Häufigkeit von Vor- und Nachbeben für Magnituden $M > 0$. Gesamtanzahl der Hauptereignisse: 112 (Lenhardt, 1989c).

Die vorangegangenen Beobachtungen und Überlegungen bestätigen die Beobachtung, daß Nachbeben wieder entlang von "Schwächezonen" auftreten

müssen, da die induzierten Spannungen viel zu gering sind, um in Entfernungen, die der Bruchlänge entsprechen, neue Brüche zu generieren.

Etwa 80 - 90 % der Beben im tiefen Bergbau von WDL Ltd. treten als Einzelereignisse auf, d.h. sie verursachen keine nachweisbaren Nachbeben (Abb.43). Der Entspannungsprozeß eines Bruchsystems erfolgt bei induzierten Beben bis M3-Magnituden offenbar in einem Fortgang. Da die parallelen Bruchsysteme auf WDL Ltd. durchschnittlich 100 m voneinander entfernt liegen, reichen die umgelagerten Spannungen oft nicht aus, um an benachbarten Brüchen auch "Nachbeben" zu erzeugen. Damit wird auch verständlich, weshalb Nachbeben verhältnismäßig selten im Bergbau von WDL Ltd. beobachtet werden. Dasselbe trifft auch auf die Vorbebenstätigkeit zu, die oft als Indikator für die Erdbebenvorhersage Verwendung findet. Dies ist einer der Gründe, weshalb auf WDL Ltd. für diesen Zweck mit der Beobachtung von akustischen Emissionen begonnen wurde, da man von der begründeten Annahme ausging, daß kurz vor einem Bruchvorgang akustische Emissionen freigesetzt werden.

3.4 Andere seismische Beobachtungen

3.4.1 Oberflächennahe Erdbeben

Ebenfalls zur induzierten Seismizität kann das Beben geschehen gezählt werden, das in der Umgebung von Abraumhalden nahe der Oberfläche auftritt. Wie bereits erwähnt, wird das abgebaute Gestein zur Oberfläche gefördert, vom tauben Gestein getrennt und auf Halden gelagert. Diese Abraumhalden (engl. "mine dump") stellen beträchtliche Massen dar. Auf WDL Ltd. kam es im Laufe von 5 Jahren viermal nahe der Oberfläche zu Beben, - drei davon fanden in unmittelbarer Nähe von Abraumhalden statt (Lenhardt, 1992).

In Abb.44 sind drei dieser Ereignisse auf einem geologischen Plan der Oberfläche von WDL Ltd. eingezeichnet. (Das vierte Beben fand etwa 2,5 km nordöstlich von Abraumhalde A unterhalb der Abraumhalde B (nicht ersichtlich in Abb.44) statt). Aus dem geologischen Plan ist erkennbar, daß sich alle drei Beben entlang einer Bruchzone ("fault") ereigneten. Die Herdtiefen betragen etwa 340 m für das M3,5 Beben (Dienstag, 9.Juni 1987, 16h16), 125 m für das darauf folgende Beben (M2,8 , Sonntag, 3.März 1988, 15h25) und 225 m für das stärkste Beben (M3,8 , Mittwoch, 10.Jänner 1990, 1h45). Ein Zusammenhang mit den in 2000 - 3000 m Teufe stattfindenden Sprengungen und deren etwaigen Auswirkungen durch ausgelöste Gebirgsschläge kann aufgrund der Herdzeiten bis auf das M3,5 Beben ausgeschlossen werden.

Die Herdflächenlösungen von zwei der drei "Abraumhalden"-Ereignisse (Abb.44) ergaben, daß es sich um einen rechtsdrehenden Blattverschiebungsmechanismus

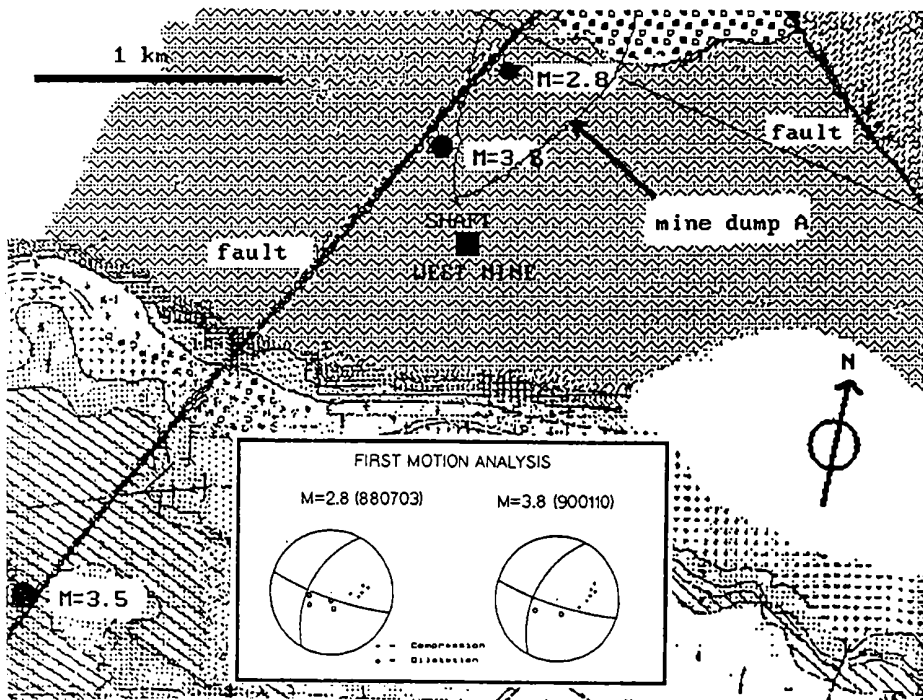


Abbildung 44. Geologie und Erdbeben in der Nähe der Abraumhalde "A" (Lenhardt, 1992).

handelte. Damit waren frühere Vermutungen des Autors, daß es sich um Beben durch Einstürze von Dolinen handeln könnte, widerlegt. Die erste Erklärung - ein Einsturzbeben infolge der Auflast durch die Abraumhalde - war anfänglich nicht von der Hand zu weisen, da der Kollaps von "sinkholes" im Dolomit im West-Rand Gebiet eine häufige Erscheinung darstellte und sich die Beben an der Oberkante des Dolomits ereigneten.

Damit stellt sich die Frage nach der Ursache dieser Beben. Offensichtlich finden solche Beben entlang von geologischen Störungen statt. Es handelt sich um Beben geringer Herdtiefe, die in zwei nachgewiesenen Fällen einem Blattverschiebungsmechanismus folgen und meist - mit einer Ausnahme - an die unmittelbare Umgebung einer Abraumhalde gebunden sind. Gebirgsmechanisch läßt sich aus der Blattverschiebung schließen, daß die mittlere Hauptspannung vertikal orientiert sein muß, während normalerweise nahe der Oberfläche die kleinste Hauptspannung vertikal ausgerichtet ist, - es sei denn, es handelt sich um ein Zerrungsgebiet. Das bedeutet, daß durch das Vorhandensein der Abraumhalde der vertikale Gebirgsdruck soweit erhöht wurde, daß er die kleinste horizontale Hauptspannung überstieg. Da die Höhe einer Abraumhalde etwa 50 m und die durchschnittliche Dichte des aufgeschütteten Gesteins 2000 kg/m^3 beträgt, dürfte der durch die Abraumhalde bewirkte zusätzliche vertikale Gebirgsdruck maximal 1 MPa betragen haben.

Weiters läßt sich aus der Herdflächenlösung auch die Richtung der maximalen horizontalen Hauptspannung abschätzen: sie dürfte senkrecht zum Streichen der Lagerstätte - also NW-SE orientiert sein. Beobachtungen von symmetrischen Wandabplatzungen (engl. "scaling" oder "dog-earring") in Schächten scheinen diese Anisotropie des horizontalen Spannungsfeldes zu bestätigen (A. Banning, Elandsrand Gold Mine, pers. Mitteilung). Weiters wurden bei einer Untersuchung des Spannungsfeldes in den Gruben von Klerksdorp (50 km westlich von WDL Ltd.) von Gay et al. (1984) deutliche Hinweise gefunden, daß die größte Komponente des horizontalen Spannungsfeldes senkrecht zum Streichen der Lagerstätten und die kleinste Komponente in deren Streichrichtung weist. Die Mittelwerte der Spannungsmessungen aus etwa 2200 m Teufe in vier Gruben des Klerksdorp-Distrikts ergaben Gebirgsspannungen in den drei Richtungen (x: in Streichrichtung der Lagerstätte, y: normal dazu, z: vertikal) entsprechend ihrer Größe von:

$$\sigma_z : \sigma_y : \sigma_x = 62 : 53 : 35 \quad (\text{in MPa})$$

Im Unterschied zu den Horizontalspannungen verschwindet σ_z an der Oberfläche. Das heißt, daß eine induzierte seismische Aktivität nahe der Oberfläche unter der Voraussetzung, daß das Verhältnis der beiden Horizontalspannungen gleich bleibt, Rückschlüsse auf die Größenordnung der Horizontalspannungen erlauben. Die vertikale Gebirgsspannung σ_z ergibt sich dann aus der Herdtiefe von 225 m (~ 5 MPa bei einer Dichte von 2500 kg/m³) und durch die zusätzliche Auflast (1 MPa). Aufgrund des Blattverschiebungskriteriums (die vertikale Gebirgsspannung wird zur mittleren Hauptspannung) lassen sich dann die Horizontalspannungen abschätzen:

$$\sigma_x < 6 \text{ MPa} < \sigma_y$$

Die horizontalen Spannungen wären demnach in Streichrichtung kleiner als 6 MPa und senkrecht dazu größer als 6 MPa. In diesem Fall wurde angenommen, daß die Achsen des x,y,z-Koordinatensystems mit den Hauptspannungsrichtungen zusammenfallen, - eine Annahme, die durch die Beobachtungen von Gay et al. (1984) und den Herdflächenlösungen aus diesem Gebiet gerechtfertigt erscheint.

Wie bereits erwähnt wurde, handelt es sich hierbei nur um eine Abschätzung und keineswegs um einen Meßwert. Sie zeigt aber, daß die tektonischen Gebirgsspannungen im Bereich von WDL Ltd. nahe der Oberfläche gering sein müssen und in der Größenordnung liegen, wie sie in Europa beobachtet wurden (z.B. Becker & Paladini, 1990, Herstus, 1990) - und daß Abraumhalden durchaus als Ursache für oberflächennahe induzierte Seismizität in Frage kommen können.

3.4.2 Absorption und Anisotropie

Weitere Untersuchungen von seismischen Wellen aus dem Grubenbereich von WDL Ltd. wurden u.a. von Cichowicz et al. (1988) durchgeführt. Mit Hilfe der Auswertung von Coda-Wellen konnten Bereiche, in denen es zur verstärkten Absorption seismischer Wellen kam, eingegrenzt werden. Weiters wurden die Größenordnungen der Störkörper, die zur Streuung des seismischen Signals beitragen, und der seismische Qualitätsfaktor des Gebirges in der Umgebung des Abbaubereichs bestimmt (Cichowicz & Green, 1989). Damit war erstmals auf WDL Ltd. das Gebirge mit seismologischen Parametern erfaßt worden, die Auskunft über das Ausmaß der natürlichen und der durch den Abbau verursachten Klüfte gaben. Wie sich bei der Untersuchung von akustischen Emissionen aus einem Streb in 3200 m Teufe herausstellte, reicht die abbaubedingte Zerrüttung des Gebirges 15 bis 20 m weit in das "unverritzte" Gebirge. Der seismische Qualitätsfaktor "Q" beträgt 30 - 100 im Strebbereich und steigt im unverritzten Gebirge auf $Q = 300$ an. Hauptsächlich Inhomogenitäten, deren Größenordnung weit unter 1 m liegt, führen zur Absorption seismischer Signale (z.B. quarzitgefüllte Klüfte und sedimentäre Schichtfolgen variabler Mächtigkeit). Diese Resultate sind unter anderem für die Planung von Bohrlöchern, in denen die seismischen Aufnehmer untergebracht werden, von großer Bedeutung. Somit kann durch geeignete Positionswahl verhindert werden, daß Spektralanteile der seismischen Signale in unmittelbarer Nähe des Bohrlochs durch übermäßige Absorption im geklüfteten Gebirge verloren gehen.

Ein weiterer Aspekt betraf die Beobachtung zweier deutlicher Scherwelleneinsätze (engl. "shear wave splitting"). Sie führten zu Fehlern bei deren Lokalisierung der akustischen Emissionen ("AE's"), da die Distanz der AE's vom Sensor aus der

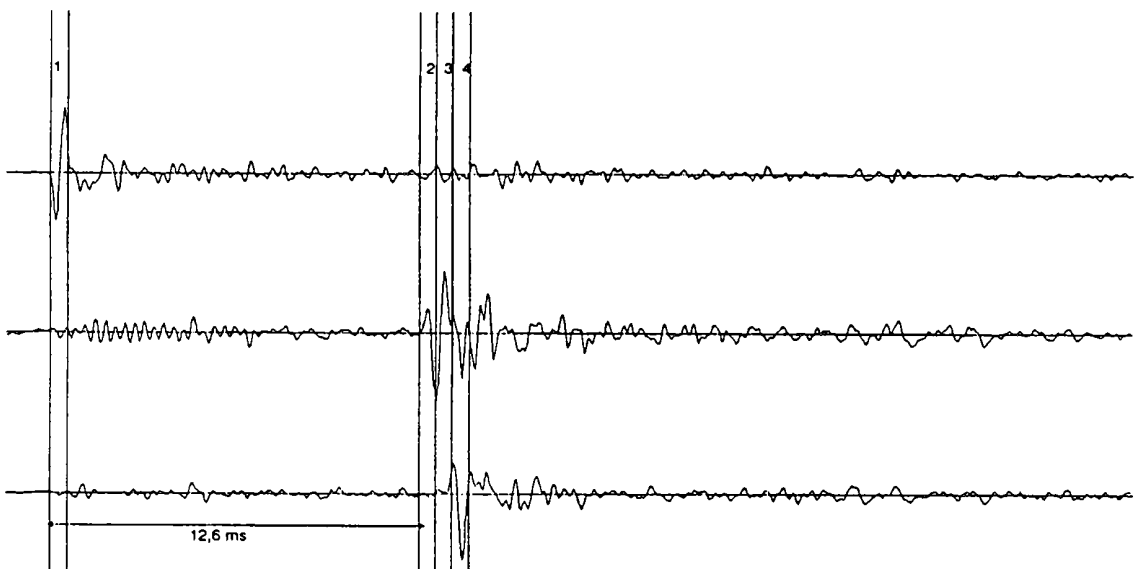


Abbildung 45. Doppelter Scherwelleneinsatz einer akustischen Emission ("AE"). Transformierte 3-Komponenten-Registrierung einer AE. Bereich "1" beinhaltet die P-Welle, Bereiche "2" und "3" die erste Scherwelle und Bereich "4" den zweiten Scherwelleneinsatz (Van Zvi Brink, 1990).

Zeitdifferenz der Ankunftszeiten der Kompressions und der Scherwelle berechnet wird. An einem Beispiel demonstrierte Van Zyl Brink (1990), wie deutlich sich die zwei S-Phasen durch geeignete Transformation von einander unterscheiden lassen (Abb.45).

Ein Anwendungsgebiet der Beobachtung der verschiedenen Scherwelleneinsätze, die durch anisotrope Eigenschaften des Gebirges hervorgerufen werden (z.B. im Schiefergestein), findet sich auch in der Gebirgsschlagvorhersage. Crampin (1987) befaßte sich mit diesem Phänomen und kam zu der Schlußfolgerung, daß diese Effekte auf das Dilatanzverhalten des Gesteins schließen lassen - ein Kriterium, das für die Erdbeben- und Gebirgsschlagvorhersage wichtig sein kann (s.a. Casten & Fajklewicz, 1989). Allerdings müssen für solch geartete Versuche die wirklichen Herdkoordinaten der akustischen Emissionen bekannt sein, da sonst relative Veränderungen der zwei Scherwellengeschwindigkeiten nicht aufgelöst werden können. Diese Möglichkeit war aber nicht gegeben, und deshalb konnten entsprechende Auswertungen auch nicht durchgeführt werden.

3.4.3 Auswirkungen an der Oberfläche

Der Großteil der seismischen Ereignisse wird an der Oberfläche nicht verspürt, da deren Magnitude viel zu gering ist. Beobachtungen auf WDL Ltd. haben gezeigt, daß Beben einer Magnitude $M_{0,8}$ aus einem Teufenbereich zwischen 1500 und 3500 m gerade noch an der Oberfläche von vereinzelt Personen im Epizentrum verspürt wurden, was einer Epizentralintensität "Io" nach Mercalli-Sieberg vom Grad II entspricht. $M_{1,5}$ -Ereignisse wurden bereits von vielen Personen wahrgenommen (Io=III). Beben der Magnitude $M_{2,2} - 2,9$ wurden bereits deutlich von allen wahrgenommen, Lampen pendelten und freistehende Bücher fielen um (Io=IV-V). $M_{3,6}$ -Ereignisse ließen Bilder von den Wänden fallen, verschoben Bürostühle, unterbrachen teilweise die Stromversorgung und führten bereits vereinzelt zu Ribildungen im Mauerverputz (Io=VI). Magnituden von $\sim M_{4,2}$ verursachten an vielen Gebäuden Mauerschäden, Dachkonstruktionen mußten repariert werden, vereinzelt barsten Rohrleitungen (Io=VII).

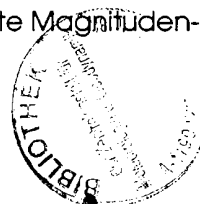
Die aus diesen Werten abzuleitende Beziehung zwischen lokaler Magnitude und Epizentralintensität (Abb.46) führt damit zu

$$I_o = 1,43 * M + 0,86$$

oder

$$M = 0,7 * I_o - 0,6.$$

Diese Beziehung ist nur gültig für Beben aus einem Teufenbereich von 1500 bis 3500 m (im Mittel 2500 m). Wählt man als mittlere Herdtiefe 2500 m und vergleicht man diese Relationen mit jenen von Karnik (1969), Aric et al. (1976) und Drimmel (1980), so stellt man fest, daß die beobachtete Magnituden-Intensitäts-Beziehung



der von Karnik am nächsten liegt. Erweitert man die obige Beziehung mit stärkeren Beben verschiedener Herdtiefe, so läßt sich der Einfluß der Herdtiefe abschätzen:

So verursachte ein induziertes Beben der Magnitude M5,1 mit einer Herdtiefe von etwa 2000 m im Dezember 1976 im Oranje Freistaat (Südafrika) Gebäudeschäden und den Einsturz eines siebenstöckigen Gebäudes im Epizentrum der Stadt "Welkom" (Ortlepp et al., 1986), was etwa dem Grad Io = VII-VIII entspricht. Der Grubeneinsturz am 13. März 1989 in Völkershausen (Kalisalzbergbau bei Werra, Thüringen, Deutschland) verursachte Beben bis zur Magnitude M5,6. 3200 Pfeiler des Kammerbaus gingen in 700 bis 900 m Teufe innerhalb von 5 Sekunden zu Bruch und verursachten Schäden an der Oberfläche, die einer Epizentralintensität vom Grad VIII-IX entsprachen (Knoll, 1990).

Berücksichtigt man diese Beobachtungen in der obigen Intensitäts-Magnituden-Relation, so erhält man für Herdtiefen bis etwa 4000 m:

$$I_0 = 1,43 * M + 1,64 - 0,23 * \log(z)$$

bzw.

$$M = 0,7 * I_0 - 1,15 + 0,16 * \log(z)$$

mit z... Herdtiefe (m)

Daraus ist zu sehen, daß der Unterschied zwischen einer Herdtiefe von 1500 und 3500 m nur einem Intensitätsunterschied im Epizentrum von etwa 1/10 Grad entsprechen würde. Ein Beben, das sich im VCR ereignet (1500 - 2500 m Teufe) führt an der Oberfläche zu denselben makroseismischen Effekten, wie ein Beben der gleichen Magnitude im CLR (2500 - 3500 m).

Obwohl die oben genannten Beziehungen dem seismischen Moment und dem Spannungsabfall keine Rechnung tragen, werden die angeführten Beispiele gut angenähert. Die angeführte Magnituden-Intensitäts-Beziehung kann daher vor allem zur Abschätzung der Magnitude seichter Erdbeben (z < 4000 m) dienen, wenn nur makroseismische Daten (Intensitäten) vorliegen.

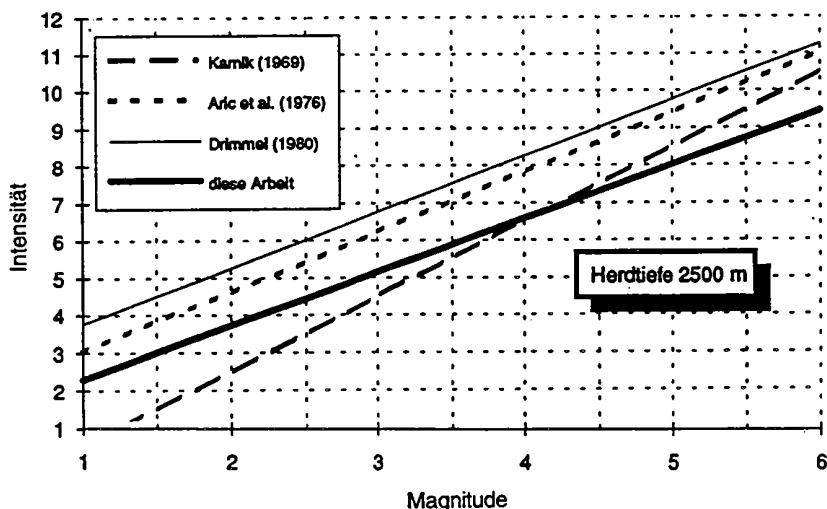


Abbildung 46. Intensität und Magnitude

3.5 Maßnahmen zur Gebirgsschlagverhütung und Schadensminderung

Um die Gebirgsschlaggefahr zu vermindern, bieten sich mehrere Möglichkeiten an. Je nach Problemstellung können bestimmte Maßnahmen und/oder Methoden zur Anwendung gebracht werden, die sich in drei Hauptgruppen gliedern lassen:

- 1) lokale Maßnahmen,
- 2) regionale Maßnahmen und
- 3) Vorhersage.

Lokale Maßnahmen konzentrieren sich auf ein gebietsspezifisches Problem, wie z.B. Festigkeitsunterschiede des Gebirges und Unterschiede im Klüftungsgrad. Diese Faktoren können zu lokalen Instabilitäten an der Ortsbrust führen, die sich in kleinen bis mittleren Beben ($M < 2,5$) äußern.

Anders verhält es sich mit regionalen Maßnahmen, die sich in der generellen Grubenplanung niederschlagen. Dazu zählen die "Bergfesten"-Strategien, Ausrichtung der Langstrebe, Versatzeinbringung und Planungskriterien, wie z.B. der maximale zulässige Energiefreisetzungsbetrag ("ERR") bzw. der Sicherheitsabstand zu geologischen Störungszonen.

3.5.1 Lokale Maßnahmen

Im Abbaubereich sind vor allem die Belastungen durch Gebirgsschläge, denen der Ausbau in extremen Situationen ausgesetzt sein könnte, von großem Interesse. Eine dieser Extremsituationen ist durch das Auftreten von Beben an der Ortsbrust gegeben. Die Beschleunigungen vor Ort können mehrere g ($1 g = 9,81 \text{ m/s}^2$) erreichen. Roberts & Brummer (1988) führen als Beispiel $5,7 g$ an. Schwinggeschwindigkeiten können 1 m/s weit übersteigen. Die im Strebausbau in großen Teufen verwendeten hydraulische Stempel können bei richtiger Platzierung nur die Auswirkungen dieser Beben vermindern - den Gebirgsschlag verhindern können sie nicht.

Dafür bietet sich die Methode der Entlastungssprengung an. Hierbei wird von der Überlegung ausgegangen, daß geklüftetes Gestein weniger Formänderungsenergie speichern kann als ungeklüftetes Gestein. Stellt sich während dem Auffahren eines Strebes heraus, daß sich das Gebirge extrem spröde verhält, so kann diese Methode angewendet werden, um eine Spannungsansammlung zu vermindern. Allerdings muß dabei beachtet werden, daß die Vorbereitungen zu einer Entlastungssprengung bereits in einem potentiellen Gefahrenbereich stattfinden.

Um diesen Umstand zu umgehen, kann die Methode der Vorbereitungssprengung (engl. "preconditioning blast") angewendet werden. Diese unterscheidet sich nur insofern von der Entlastungssprengung, als sie planmäßig in jedem Streb kontinuierlich stattfindet. Brummer & Rorke (1990) stellen zwei Optionen für den langfrontigen Abbau vor (Abb.47). Option A beinhaltet zwei extrem lange

Bohrlöcher, die parallel zur Strebfront verlaufen. Option B besteht aus vielen kurzen Bohrlöchern, die in Verhiebrichtung aufgeföhren werden. Beide Methoden haben ihre Vor- und Nachteile:

Vorteile:

Option A: nur wenige Bohrlöcher sind aufzuföhren, Bohrgerät bleibt stationär, die Produktion wird kaum behindert, günstige Ausrichtung der sprenginduzierten Klüfte;

Option B: gute Kontrolle der Bohrgeräuigkeit.

Nachteile:

Option A: unter hohem Gebirgsdruck ist es schwierig z.B. 30 m lange Bohrlöcher zu bohren und aufrechtzuerhalten, Bohrgeräuigkeit ist gering, Fehlzündungen können ein Problem darstellen;

Option B: oftmaliger Stellungswechsel der Bohrmaschine, eher ungünstige Ausrichtung der sprenginduzierten Klüfte;

Eine weitere Methode besteht darin, die Verhiebrichtung so zu orientieren, daß sie mit der vorherrschenden Kluftrichtung einen Winkel von etwa 45 Grad bildet. Dadurch wird verhindert, daß sprenginduzierte Klüfte (in Verhiebrichtung) und Entspannungsklüfte (normal zur Verhiebrichtung und parallel zur Ortsbrust) mit den geologischen Klüften zusammenfallen.

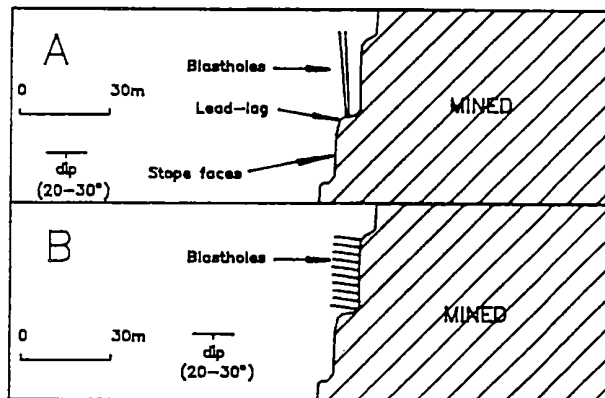


Abbildung 47. Optionen für Vorbereitungssprengungen. Verhiebrichtung nach links (Brummer & Rorke, 1990).

3.5.2 Regionale Maßnahmen

Zu den regionalen Maßnahmen zählen alle strategischen Schritte und planungsmäßigen Grundsatzentscheidungen, die für große Teile des Bergwerks Gültigkeit besitzen. Vorgegeben durch die geologischen Verhältnisse von WDL Ltd. wurde die langfrontige Abbauweise adaptiert. Wie bereits erwähnt wurde, war es hierbei notwendig Bergfesten in festgelegten Abständen zurückzulassen, damit der Energiefreisatzbetrag "ERR" an der Ortsbrust 30 MJ/m² im Regelfall nicht

überschreitet. Abgesehen von logistischen Vorteilen für die Ventilation und zum Teil verbesserte Vortriebsraten kam es zu einem Transfer der Seismizität von der Ortsbrust in Richtung "Alter Mann". Wie bereits gezeigt wurde, stellen Bergfesten aber selbst ein Gefahrenpotential dar, da sie parallel zu, und nur 20 - 30 m von den Förderstrecken entfernt verlaufen. Da das seismische Potential offenbar nicht von der Breite der Bergfeste, sondern von der Teufe und der kritischen Scherspannung entlang deren Kante abhängt, muß ein Weg gefunden werden, Bergfesten zu entlasten. Dies kann mit Hilfe von Spülversatz in den Streben erreicht werden (Jantzon et al., 1990). Da der Spülversatz aber erst durch die fortschreitende Konvergenz des Strebes verdichtet werden muß, um effektiv Last übernehmen zu können, gilt dies insbesondere für Grubenbereiche großer Teufe (> 3000 m) - gerade dort, wo "foundation failures" am häufigsten auftreten.

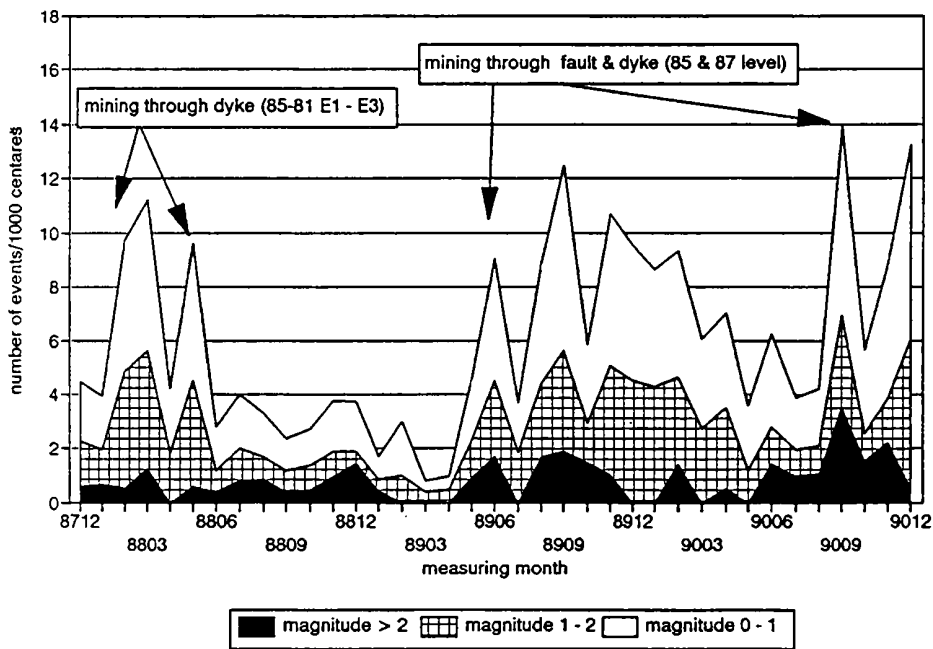


Abbildung 48. Seismizität einer Abbaufont mit Spülversatz. Die Seismizitätsraten zeigen Maximalwerte, wenn der Abbau durch geologische Störungszonen fortschreitet (Lenhardt, 1992).

Das größte regionale Problem auf WDL stellen aber die geologischen Störungszonen dar. Eine Untersuchung, inwieweit Spülversatz die Seismizität entlang solcher Instabilitäten beeinflusst, zeigte keine Verbesserung der Situation (Lenhardt, 1992). Eine Abbaufont wurde hierbei während eines Zeitraums von drei Jahren auf ihre Seismizität und ihr Produktionsverhalten untersucht. Die Abbaufont stieß während dieser Zeit durch mehrere Störungszonen in einer Teufe von 2500 m vor, wobei es in jedem Fall zu einer drastischen Erhöhung (Faktor 3 - 4) der Seismizitätsrate (Anzahl der Ereignisse pro 1000 m² abgebauter Fläche und pro Monat) kam, die sich in allen Magnitudenbereichen äußerte (Abb.48). Wie sich herausstellte, wurde die gesamte Abbaufont nur dann mit Spülversatz hinterfüllt, solange die Firse stabil war. Sobald ein Streb eine Störungszone anfuhr, mußte aus

Gründen der Sicherheit auf hydraulischen Stempelausbau umgestiegen werden. Dazu kam, daß die Konvergenzrate in den Streben in 2500 m Teufe zu gering war, um den Versatz hinreichend zu komprimieren, sodaß dieser Auswirkungen auf die Stabilität von Störungszonen zeigen könnte.

Tomographische Methoden, die geologische Störungszonen anzeigen sollen, sind im langfrontigen Abbau nicht praktikabel, da der Ortsbereich des Interesses nicht vollständig mit Sensoren umgeben werden kann. Es wäre ständig notwendig, Bohrlöcher von hunderten von Metern Länge zu bohren, um die entsprechende Durchschallungsgeometrie zu schaffen.

Somit bleibt das ESS-Kriterium (Ryder, 1988), um die Stabilität einer geologischen Struktur abzuschätzen. Die Methode, wenn auch mit großen Unsicherheiten durch die Unkenntnis einiger Gebirgsparameter behaftet, bietet die Möglichkeit verschiedene Planungsstadien mit variierenden Parametern zu simulieren. Die sicherheitstechnisch optimale Abbaugeometrie kann somit ermittelt werden.

3.5.3 Vorhersage

Das Projekt der Gebirgsschlagvorhersage von WDL Ltd. geht auf das Jahr 1970 zurück, als mit der Entwicklung des akustischen Emissionen-Detektors begonnen wurde. Ziel dieses Projektes war die Untersuchung von Bruchvorgänge und Anomalien in den Signalen, die vor einem Gebirgsschlag auftreten. Diese Untersuchungen beinhalteten anfangs geläufige Parameter, wie Energie, Eckfrequenz und Herdkoordinaten. Später wurde bereits das Langzeitverhalten des Gesteins mit Hilfe von sogenannten b-Wert-Analysen von sprenginduzierten Emissionen ausgewertet.

b-Wert Untersuchung

Da während und nach der Sprengung eine Vielzahl von Emissionen (~ 1000) registriert werden, lag es nahe, diese Signale näher zu untersuchen. Aus dem Verhältnis der Anzahl energetisch stärkerer zu schwächeren Emissionen ("b-Wert") sollte auf den Spannungszustand geschlossen werden. Die Analogie kam aus Erdbebenbeobachtungen, wo Gebiete geringen "b-Werts" normalerweise seismotektonisch stark beanspruchte Gebiete darstellen (Karnik, 1964). Da die Genauigkeit der Berechnung des "b-Werts" vom Datenumfang abhängen kann, wurde jeweils ein Datensatz von je 100 Ereignissen verarbeitet. Damit war gewährleistet, daß die statistische Aussagekraft der Korrelation

$$\log N = a - b * M,$$

wobei	N ...	Anzahl der Beben mit einer Magnitude $\geq M$
	a ...	regionale Konstante
	b ...	Steigung der N-M Beziehung (= "b-Wert")
	M ...	Magnitude

gleich blieb. Dadurch ergaben sich aber unterschiedliche Zeitfensterlängen, da die Aktivität der akustischen Emissionen, die durch die Produktionssprengung ausgelöst wurden, nach der Sprengung schnell zurückging. Ca. 15 Minuten nach der Produktionssprengung wurden meistens bereits weniger als 10 Ereignisse/Minute registriert. Weiters schien es notwendig, einen sogenannten "R"-Faktor (s.a. Abb.49, "risk")

$$R = C / (b * M_{\max})$$

mit C ... Konstante (in diesem Fall C = 1)
M_{max}... größte Magnitude im Zeitfenster
b ... "b-Wert"

zu definieren, der es erlaubte, mit der eingetroffenen maximalen Magnitude "M_{max}" schrittzuhalten. Ein geringer "b-Wert" führt daher zu einem Anstieg des R-Faktors ("hohe Eintrittswahrscheinlichkeit"), - dieser wird aber durch die größte Magnitude ("M_{max}") im Zeitfenster kompensiert. Ist die Magnitude "M_{max}" sehr klein, so erhöht sich der "Risikofaktor", denn das zu erwartende stärkere Beben ist noch ausständig. An die 30 Sequenzen von akustischen Emissionen, die durch die Produktionssprengungen ausgelöst wurden, konnten auf dieser Basis ausgewertet werden. Ein Beispiel des Autors eines Zeitverlaufs des R-Faktors ist in Abb.49 zu sehen (aus Siwitza, 1986):

Die Sprengung erfolgte am 3.März 1986 um 16h13. Während eines Zeitraums von etwa 5 Minuten nach der Sprengung variierte der R-Faktor kaum. Dann, bei Punkt "C" ereignete sich ein Sprung, der aber bedeutungslos ist, da er durch ein größeres Ereignis entstand, das das Datenfenster verließ (100 Daten Maximum). Dann, von Punkt "A" an, stieg der "R"-Faktor an, bis etwa 2 Minuten später (Punkt "B") wieder ein größeres Ereignis stattfand (und damit der "R"-Faktor abrupt absank). Gleich danach steigt der "R"-Faktor wieder an und pendelt sich auf einen konstanten Wert ein.

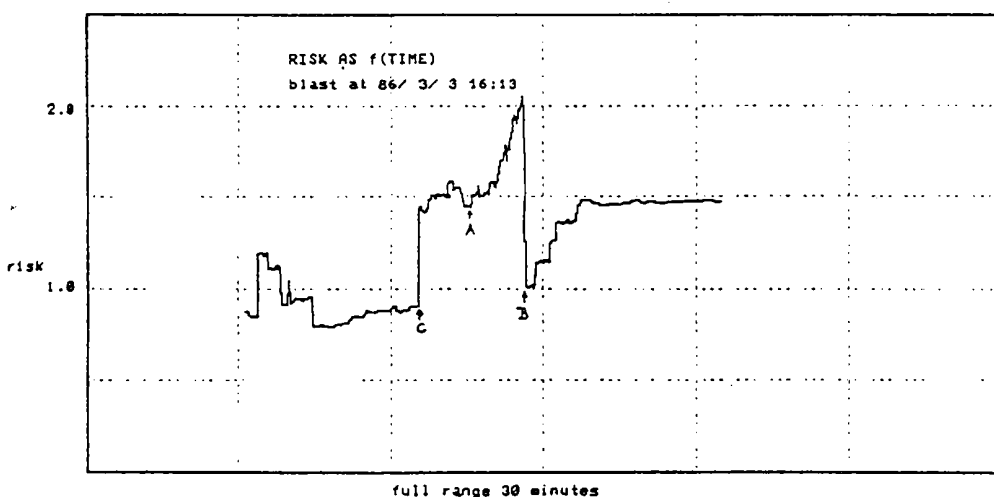


Abbildung 49. Zeitliche Variation des R-Faktors.
Die dargestellte Variation des R-Faktors überdeckt eine Zeitspanne von etwa 15 Minuten (aus Siwitza, 1986, nach einer Untersuchung des Autors).

Weitere Versuche mit Daten aus dem gleichen Streb ließen aber keine Systematik für eine Vorhersagepraxis erkennen. Ein Grund dafür mag der Umstand gewesen sein, daß der Streb in den Bereich einer Störungszone vorgetrieben wurde und damit andere Faktoren, wie z.B. Schwankungen im Klüftungsgrad, die Emissionsaktivität beeinflusste.

Anhand dieses Beispiels wird deutlich, daß der Zeitraum, aus dem der M_{max} -Wert gewählt wurde, nicht nur unterschiedlich lang ist (um jeweils 100 Daten zu beinhalten), sondern daß dem "Gedächtnis" des Gebirges keine Rechnung getragen wurde. Die größte Magnitude M_{max} im Zeitfenster sollte durch einen Wert ersetzt werden, der nicht nur der unterschiedlichen Zeitfensterlänge Rechnung trägt, sondern auch vom Wert M_{max} selbst abhängig ist. Damit könnten u.U. zeitverzögerte Prozesse des Gebirges nachgebildet werden, und somit aus Produktions-sprengungen - so zu sagen als Nebenresultat - ein mögliches Indiz der Gebirgsschlaggefährdung vor Ort abgeleitet werden.

Aktive Vorhersage

Eine praktische Anwendung der Gebirgsschlagvorhersage beschrieb Van Zyl Brink (1990) aus dem selben Abbaugebiet. Es handelte sich dabei um 4 Strebe, die nach NW (= linke Richtung in Abb.50) vorgetrieben wurden. Dabei näherte man sich einer Grabenstruktur, die durch zwei Störungszone ("fault", "dyke") begrenzt ist.

Das Management von WDL Ltd. gestattete der Gebirgsschlagvorhersage-abteilung für diesen bestimmten Abbaubereich aktiv die Vorhersage zu betreiben. Dies bedeutete, daß die Abteilung direkt mit dem Streb telefonisch verbunden war und die Bergleute jederzeit auffordern konnte, ihren Arbeitsbereich zu verlassen. Bevor die Schicht einfuhr, wurden sämtliche seismische Ereignisse ausgewertet. Bei Schichtwechsel (3h00 - 4h00 morgens und 19h00 - 20h00 abends) wurde die Entscheidung getroffen, ob die nächste Schicht einfahren durfte.

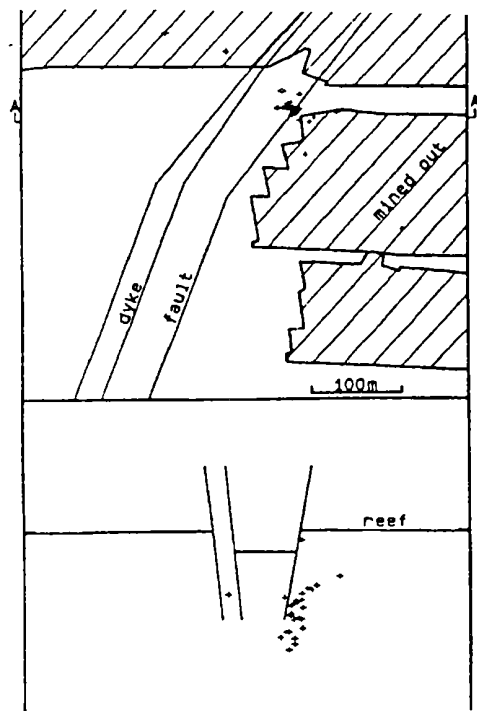


Abbildung 50. Akustische Emissionen des M0,6-Bebens. (oben Grundriß, unten Aufriß - Van Zyl Brink, 1990).

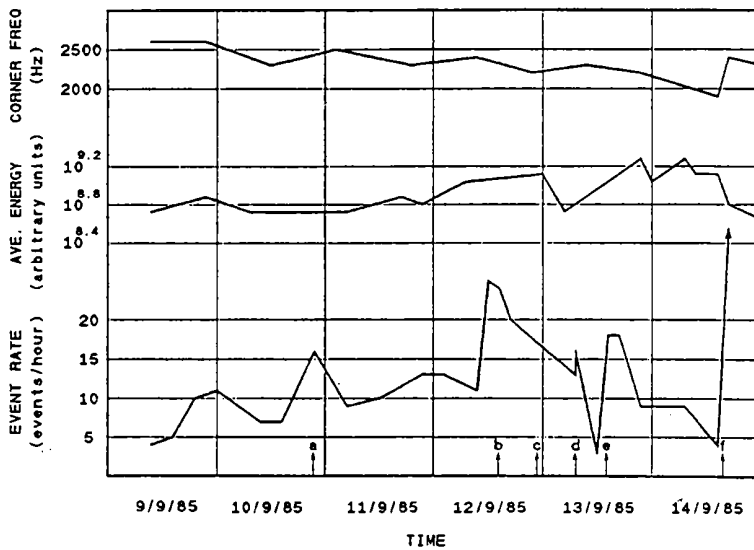


Abbildung 51. Seismizität vor einem M2,4-Beben.
Die Punkte "a" - "f" werden im Text diskutiert (Van Zyl Brink, 1990).

Am Freitag, den 23. August 1985, wurden die Bergleute informiert, daß sie bis auf weiteres nicht zu ihrem Streb einfahren dürften, da dort auf Grund der seismischen Auswertungen immanente Gebirgsschlaggefahr bestand. Das seismische Geschehen wurde ohne Unterbrechung während dem Wochenende registriert und ausgewertet. Es fand jedoch kein Gebirgsschlag statt. Am Montag wurde den Bergleuten erlaubt, zu ihrem Streb einzufahren. Am Nachmittag des 26. August 1985 ereignete sich ein Beben der Magnitude M2,5 - unmittelbar dort, wo auch die akustischen Emissionen stattfanden (in Abb.50), die aber durch ein anderes Beben hervorgerufen wurden (siehe nachfolgende seismische Sequenz).

Im weiteren führt Van Zyl Brink (1990) an, wie sich ein Gebirgsschlag innerhalb einer Woche ankündigte:

- Montag, 9. September 1985: Die Ereignisrate beginnt nach der Produktionssprengung anzusteigen. Die Eckfrequenz und die freigesetzte seismische Energie zeigen kein anomales Verhalten.
- Dienstag, 10. September, 1985: Alle Parameter verhalten sich normal. Ein kleines Ereignis (M0,3) ereignet sich um 21h11 (Pfeil "a", Abb.51).

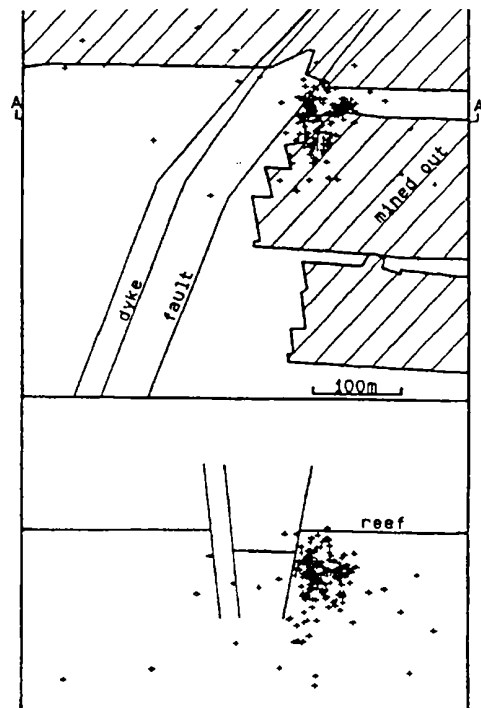


Abbildung 52. Akustische Emissionen des M2,4-Bebens (Van Zyl Brink, 1990).

Mittwoch, 11. September, 1985: Die Ereignisrate und die freigesetzte seismische Energie beginnen anzusteigen.

Donnerstag, 12. September, 1985: Ein Beben ($M_{0,6}$, Abb.50 und Pfeil "b" in Abb.51) ereignet sich während der Tagesschicht um 11h32. Die akustischen Emissionen ("AE") der folgenden 4 Minuten zeigen, daß das Geschehen tief im Liegenden - möglicherweise entlang des Bruches stattfindet (Abb.50 im Aufriß). Da weder die mittlere seismische Energie noch die Eckfrequenz bis 20h00 (Schichtwechsel) abnimmt, wird den Bergleuten die Einfahrtserlaubnis verweigert.

Freitag, 13. September, 1985: Um 4h00 wird auch die Tagesschicht nicht zum Arbeitsplatz zugelassen. Um 6h37 ereignet sich ein kleines Beben ($M_{0,2}$, Pfeil "d", Abb.51). Um 11h30 folgt noch ein kleines Beben ($M_{0,3}$, Pfeil "e", Abb.51). Um 20h00 wird entschieden, daß die Wahrscheinlichkeit eines größeren Bebens gering ist und daß mindestens eine weitere Produktionssprengung notwendig ist, um ein größeres Ereignis auszulösen. Die Nachtschicht darf einfahren.

Samstag, 14. September, 1985: Um 4h00 fährt die Tagesschicht ein um die Sprengung vorzubereiten. Um 12h56 wird gesprengt und 2 Stunden später (15h34, Pfeil "f", Abb.51) ereignet sich ein $M_{2,4}$ -Beben. Die akustischen Emissionen (insgesamt 247) der ersten 4 Minuten sind in Abb.52 abgebildet.

Ähnlichen Situationen wurde auch bei anderen Vorhersageversuchen begegnet. In vielen Fällen schien es zwar möglich Abbaubereiche zu lokalisieren, in denen eine erhöhte Gebirgsschlaggefahr besteht - eine brauchbare Vorhersage des Zeitpunkts des Gebirgsschlages stellte sich aber als viel schwieriger heraus, als man ursprünglich annahm.

3.5.4 Vorkehrungen - ein Überblick

Zu den Vorkehrungen, die zur Erhöhung der Sicherheit im Bergbau dienen, zählt bereits die Planung des Abbaus. Aus dem Diktat der geologischen Verhältnisse resultiert eine bestimmte Abbauweise, die ständig auf ihre Zweckmäßigkeit überprüft wird. Die regionalen Maßnahmen gehen hierbei mit der Abbauplanung konform. Kommt es zu lokalen Instabilitäten, so sind lokale Maßnahmen unter Berücksichtigung der regionalen Abbaustrategie zu wählen. Darin äußert sich bereits die Komplexität der Bergbauplanung.

Tabelle 2. Vorhersagezeiträume

Vorhersagetyp	induzierte Beben	tektonische Beben	Maßnahmen
kurzfristig	Minuten-Stunden	Tage-Wochen	Evakuierung
langfristig	Wochen-Monate	Jahre-Jahrzehnte	Planung & Bau

Maßnahmen, die lokal zielführend sein können, erschweren auf Dauer den Abbau (wie z.B. Entlastungssprengungen) oder können selbst einen Gebirgsschlag auslösen. Ist die Vermeidung oder gezielte Auslösung eines Gebirgsschlages nicht mehr möglich, so bietet sich als Alternative nur mehr die Vorhersage von Gebirgsschlägen an. Aber schon die Anforderungen an die Vorhersage von induzierten Beben und Gebirgsschlägen unterscheiden sich bereits grundsätzlich von den tektonischer Erdbeben (s.a. Tab.2). Während bei tektonischen Erdbeben unter kurzfristigen Vorhersagen ein Zeitraum von Tagen bis Wochen verstanden wird, der für die Evakuierung der betroffenen Menschen notwendig ist, so steht im Bergbau nur ein Zeitraum von wenigen Minuten bis Stunden zur Verfügung. Entsprechend schnell ändern sich aber auch die Gebirgsspannungen. Tektonische Erdbeben sind ein Resultat von jahrelangen Spannungsansammlungen - im Bergbau hingegen werden die Grenzwerte innerhalb von wenigen Wochen erreicht. Dies bedeutet, daß die Auswertung für die kurzfristige Gebirgsschlagvorhersage weniger als eine Minute dauern darf. Damit sind immense Anforderungen an Computer, Datenleitungen und Auswertung verbunden. Selbstverständlich müssen auch direkte Kommunikationswege zu den betroffenen Abbaubereichen bestehen. In der Praxis stellen gerade diese Datenleitungen und Kommunikationswege ein nicht zu unterschätzendes Problem dar, da sie im Rahmen der Abbautätigkeit oft beschädigt werden und sich die Fehlersuche meist sehr aufwendig gestaltet.

In Tabelle 3 sind verschiedene Maßnahmen angeführt, die im tiefen Bergbau Anwendung finden. Die erste Spalte führt die verschiedenen auf WDL Ltd. beobachteten seismischen Ereignistypen an. In der zweiten Spalte wird die Frage gestellt, ob eine kurzfristige Vorhersage bei einem bestimmten Gebirgsschlagtyp möglich sein könnte und ob dessen Vorhersage praktikabel ist, da jede Vorhersage mit einer aufwendigen Instrumentierung und Datenverarbeitung verbunden ist.

Der Gebirgsschlag, der in Folge eines Bebens an der Abbaufont oder Ortsbrust stattfindet ("faceburst"), ohne daß eine geologische Störungszone präsent ist, stellt

Tabelle 3. Maßnahmen

Induzierter Bebentyp	Kurzfristige Vorhersage sinnvoll ?	Maßnahmen zur Verhütung oder Schadensminderung
Ortsbrust	Ja	Vorbereitungssprengungen
Bergfeste	Ja	Einbringung von Versatz
Auflagerzone	bedingt	Umleitung von Querschlägen
Geologische Störungszone	Ja	Abbaugeometrie, Ausbau
Abraumhalde	Nein	Standortwahl der Halde

das größte Problem dar, da praktisch der gesamte Grubenbereich permanent seismisch überwacht werden müßte. Die Entwicklung kostengünstiger und robuster Aufnahmegeräte, Datenträger und entsprechender Datenleitungen ist hier von vorrangiger Bedeutung, um zeitgerecht Vorbereitungsmaßnahmen oder Evakuierungsmaßnahmen veranlassen zu können.

Seismische Ereignisse an Bergfesten ("pillars") sind meist in regelmäßigen Abständen zu erwarten, wenn sich die geologischen Gegebenheiten nicht ändern. Generell sollte aber von der Möglichkeit des Versatzes in Bereichen hoher Konvergenz Gebrauch gemacht werden. Dies schließt Bereiche, wie das Ventersdorp Contact Reef auf WDL Ltd. aus, wo einerseits die Abbauhöhe größer ist als am tiefer liegenden Carbon Leader Reef und andererseits, bedingt durch die geringere Teufe, die Konvergenz kleiner ist. D.h., daß am VCR der Vorhersage von "Bergfesten" - Gebirgsschlägen sehr große Bedeutung zukommt.

Seismische Ereignisse im Bereich von Auflagern ("abutments") sind einerseits selten und andererseits meist an das Vorhandensein einer geologischen Störungszone gebunden. Das Schadensausmaß ist meist gering und kann durch die Umleitung von Querschlägen, die Zonen erhöhter Spannungskonzentration oder geringer Scherfestigkeit nicht kreuzen sollen, weiter vermindert werden. Nur wenn sich in der Nähe (~ 100 m) untertägige Sicherheitswarten und Sammelplätze befinden, ist eine Unterstützung durch eine kurzfristige Vorhersage zu empfehlen.

Geologische Störungszonen sollten auf jeden Fall seismisch beobachtet werden, da das Datenmaterial nicht nur zur Vorhersage verwendet werden kann, sondern auch Aufschluß über Zonen erhöhter Scherfestigkeit ("hoher Spannungsabfall"), Klüftung ("Absorption" und "Polarisation") und den Verlauf und das Ausmaß der Störungszone liefert. Oft ist durch die geeignete Wahl der Abbaugeometrie die induzierte Seismizität auf die Hälfte zu reduzieren. Dies zeigte sich auf WDL Ltd. bei einem Vergleich von Abbausektionen, die geologische Störungszonen unter verschiedenen Winkeln querten (Lenhardt, 1989d). Dennoch lassen sich große Gebirgsschläge durch diese Maßnahme nicht verhindern. Das Gefahrenpotential für den Bergmann ist hier ganz besonders hoch, da sich diese induzierten Beben in unmittelbarer Nähe des Arbeitsplatzes ereignen und zu Gebirgsschlägen führen können. Deshalb ist hier die kurzfristige Vorhersage von ganz besonderer Bedeutung.

Beben, die durch die Auflast von Abraumhalden ausgelöst werden, lassen sich durch geeignete Standortwahl der Halde vermeiden. Selbst wenn es dennoch zu einem Beben kommt, weil z.B. kein besserer Standort für die Halde gefunden werden konnte, so verursachen diese Beben an der Oberfläche keine Gebäudeschäden. Da weder Personal noch Sachgut direkt gefährdet sind, erscheint auch eine Vorhersage dieser seltenen Ereignisse nur unter besonderen Umständen notwendig.

4 INDUZIERTE UND TEKTONISCHE ERDBEBEN - EIN VERGLEICH

Der tiefe Bergbau (Teufe > 3000 m) erreicht heute Bereiche der Erdkruste, in denen bereits natürliche Erdbeben vorkommen können. So zeigt eine Herdtiefenverteilung Österreichs (1900 - 1993, basierend auf Daten der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien) zwei Maxima auf - eines bei 5 km und eine zweite seismisch aktive Tiefenstufe bei etwa 7 km (Abb.53). Da Bruchvorgänge nur unter bestimmten Druck- und Temperaturbedingungen stattfinden können (Meissner & Strehlau, 1982), ist das Doppelmaximum der österreichweiten Statistik ein Hinweis auf regionale Unterschiede der Erdbebenaktivität, die sich vor allem dann bemerkbar machen, wenn man die einzelnen seismischen Regionen getrennt untersucht. Im Bergbau würde ein solcher Rückschluß nicht möglich sein, denn die seismische Aktivität ist eher von Faktoren wie Produktionsausmaß, Teufe, lokalen Störungszonen, Stratigrafie und der Abbaugeometrie abhängig.

Weitere Faktoren, die das tektonische Erdbebengeschehen und die induzierte Seismizität beeinflussen können, stellen die Primärspannungen des Gebirges dar. Im Bergbau ist für die Planung des Abbaus die Kenntnis des Gebirgsspannungszustandes unerlässlich. Ähnlich verhält es sich mit dem Verständnis von Erdbebenmechanismen. Jedes Erdbeben kann als Ereignis angesehen werden, das zur indirekten Erfassung des tektonischen Spannungsfeldabbaus beiträgt. In-situ Messungen von Gebirgsspannungen (Kohlbeck et al., 1981, Becker & Paladini, 1990) ergänzen ihrerseits wesentlich die Kenntnis der alpinen Tektonik. Sie erlauben weiters regionale Spannungsanomalien zu orten, die durch die Geländetopografie hervorgerufen werden, um somit einer Fehlinterpretation des regionalen tektonischen Spannungsfeldes entgegen zu wirken (Kohlbeck et al., 1979). Zusätzliche Informationen über das Spannungsfeld durch Bohrlochausbrüche oder Klufforientierungen ergänzen das Wissen um die Verteilung von Gebirgsspannungen im obersten Erdkrustenbereich. Deformation und Ablenkung von Bohrlöchern beinhalten nicht nur Informationen über die Stratigrafie, sondern auch über die teufenabhängige Orientierung der Minimal- und Maximalspannungen, die in der Ebene normal zur Bohrlochachse liegen. Solche Bohrlochmessungen sind insbesondere dann interessant, wenn verschiedene geologische Einheiten durchteuft werden. Ähnlich der Kontaktzone zwischen Intrusions- und Nebengestein, kommt es beim Übergang von einer Sedimentschicht zur nächsten durch deren unterschiedliche

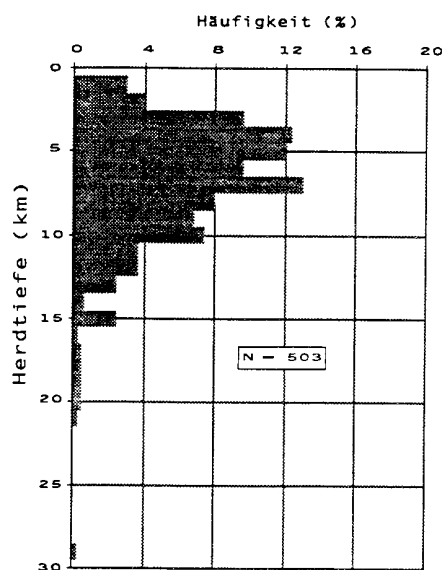


Abbildung 53. Herdtiefenverteilung in Österreich.

gebirgsmechanische Eigenschaften zu einer Reorientierung des Spannungsfeldes (s.a. Marsch et al., 1990).

Wie sich im Bergbau zeigte, unterscheiden sich die verschiedenen Arten von induzierten Beben unter anderem auch durch ihre Spannungsabfälle und die maximalen Magnituden. Obwohl auch bei tektonischen Beben beachtliche Unterschiede in den Spannungsabfällen (0,1 - 10 MPa) zu beobachten sind (Scholz, 1990), neigen induzierte Beben in großer Tiefe zu durchschnittlich höheren Spannungsabfällen, da dort Neubruchbildungen des Gebirges häufiger auftreten.

Die maximal freigesetzte seismische Energie ist bei bergbau-induzierten Beben deutlich geringer als bei tektonischen Beben, denn M5-Magnituden werden von induzierten Beben nur selten überschritten. Der Grund hierfür liegt im wesentlich kleineren Gebirgsvolumen und den daraus resultierenden kleineren Bruchflächen, entlang denen sich induzierte Spannungen abbauen können. Der Hohlraum verursacht eine fortwährende Reaktion des Gebirges durch die Spannungskonzentrationen an der Peripherie des Hohlräumens. Diese Reaktion ist umso größer, je geringer die Festigkeit und der Scherwiderstand des Gebirges ist. Kurzfristig auftretende Spannungskonzentrationen im Ausmaß, wie sie im Bergbau vorkommen, treten im allgemeinen in der Natur nicht auf. Deshalb eignet sich besonders die bergbau-induzierte Seismizität zum Studium aller Vorgänge, die vor einem Hauptbeben auftreten, - da langfristige Einflüsse (z.B. Klima, Gezeiten etc.) eindeutig von den kurzfristigen (bergbaulichen) Einflüssen zu trennen sind.

So, wie im Bergbau Beben mit hohen Spannungsabfällen auf Bruchzonen mit erhöhter Scherfestigkeit hinweisen, - so trifft dies auch auf seismo-tektonisch aktive Bruchzonen zu. Eine kartenmäßige Darstellung der Spannungsabfälle und der seismischen Momente tektonischer Beben sollte es gestatten, die maximal mögliche Erdbebenbelastung genauer zu bestimmen als dies bis jetzt möglich ist, und regionale Unterschiede der Erdbebenvorgänge verbessert zu verstehen. Unter Zuhilfenahme geologischer Informationen, sowie historischer und makroseismischer Bebenaufzeichnungen, ließen sich die für die Erdbebengefährdungsberechnungen notwendigen langen Zeiträume unter dem Gesichtspunkt der Herdparameter rekonstruieren und damit genauere Aussagen über das Eintrittswahrscheinlichkeit von Erdbeben und deren Auswirkungen treffen.

Sogenannte Skalierungsgesetze, wie sie in der Seismologie Eingang gefunden haben, treffen nur begrenzt auf die induzierten Beben zu. "Bruchlängen" - die erkennbaren horizontalen Ausmaße eines Bruchgeschehens - der induzierten Beben einer bestimmten Magnitude stimmen nur bedingt mit den von Erdbeben bekannten Relationen überein. Die "Bruchlängen" im Bergbau erscheinen um etwa die Hälfte kürzer, als die vergleichbarer tektonischer Beben (z.B. Shimazaki, 1986). Die Ursache hierfür könnte in den durchschnittlich größeren Verschiebungsbeträgen und Spannungsabfällen im Bergbau liegen.

Ähnlich verhält es sich mit der Abschätzung der Effekte von seismischen Wellen auf untertägige Bauwerke. Eigene Beziehungen existieren hier für den Umkreis von wenigen Kilometern von einem induzierten Beben. Diese Schwinggeschwindigkeits-

und Beschleunigungsbeziehungen, die ihre Gültigkeit bis zu einer lokalen Magnitude von etwa M5 besitzen, widersprechen scheinbar den Beobachtungen, die in Vergleichsstudien bezüglich der Auswirkung von Erdbeben auf untertägige Hohlräume gemacht wurden (Berger, 1987): Während Bicknell & McGarr (1990) keine generellen Unterschiede zwischen Registrierung unter oder über Tage feststellen konnten, so berichtet Berger (1987), daß die seismischen Bodenbewegungen unter Tage etwa die Hälfte der Werte an der Oberfläche betragen. Diese Diskrepanz könnte seine Ursache in den unterschiedlichen Beobachtungsbereichen haben. Bicknell & McGarr's (1990) Messungen der Schwinggeschwindigkeit und der Bodenbeschleunigung durch induzierter Beben fanden im unmittelbaren Bereich statt, wobei Raumwellen registriert wurden. Die Autoren stellten weiters fest, daß bis Magnituden M~3 untertägige Messungen höhere Beschleunigungs- und Schwinggeschwindigkeitswerte als an der Oberfläche erbrachten. Für Beben mit Magnituden $M \geq 3$ zeigen dann die Messungen an der Oberfläche höhere Werte.

Berger's (1987) erwähnte Beobachtungen von Erdbebeneinwirkungen auf untertägige Hohlräume basieren hingegen auf Erdbeben, deren Epizentraldistanz meist viel größer als die Herdtiefe war. Dies deutet darauf hin, daß die seismische Belastung durch Oberflächenwellen, deren Amplitude mit der Teufe wesentlich abnimmt, hervorgerufen wurde. In den dokumentierten Fällen (Dowding & Rozen, 1978, Tamura et al., 1969) betrug die Bodenbeschleunigung in Teufen zwischen 67 und 300 m etwa die Hälfte der an der Oberfläche gemessenen. Interessant ist in diesem Zusammenhang die Erfahrung, daß eine Lokalintensität z.B. vom Grad VIII (nach Mercalli-Sieberg) an der Oberfläche, die bereits für substantiellen Gebäudeschäden steht, unter Tage zwei Grade weniger erreicht, also nur etwa Grad VI (vereinzelt neue Rißbildungen). Dies entspräche aber weniger als einem Viertel der Bodenbeschleunigung an der Oberfläche, während die Abschwächung der Bodenbeschleunigung durch die Teufe nur die Hälfte beträgt. Das bedeutet, daß Tunnelanlagen viel robuster auf den dynamischen Lastfall reagieren. Das ist auch nicht verwunderlich, da untertägige Hohlräume zum Unterschied von freistehenden Bauwerken kaum zu freien Schwingungen oder Resonanzen neigen. Die gängigen Intensitäts-Bodenbeschleunigungs-Beziehungen, die aus Bauschäden an der Oberfläche abgeleitet wurden, gelten demnach nicht für untertägige Bauwerke.

Ein weiterer Unterschied zwischen induzierten und tektonischen Beben deutet sich in der Vor- und Nachbebenfähigkeit an. Induzierte Beben im tiefen Bergbau von WDL Ltd. verursachen nur selten Nachbeben und werden noch seltener von Vorbeben begleitet. Dies könnte seinen Grund in den dortigen Gesteinseigenschaften haben. Denn der Quarzit, das Intrusionsgestein und die Lava sind in den großen Teufen von WDL Ltd. extrem spröde, sodaß es offenbar nur zu einem einzigen - plötzlichen - Bruchvorgang kommt. Dies ist ein Phänomen, daß sich sehr ungünstig auf die Gebirgsschlagvorhersage auswirkt, solange diese allein auf seismischen Beobachtungen beruht. Dennoch wurden Vorhersageversuche

durchgeführt, die sich einerseits mit Abbaugeometrien und andererseits mit der Beobachtung akustischer Emissionen befaßten. Das Studium der akustischen Emissionen erwies sich als äußerst informativ, da sich durch sie auf das Ausmaß der Bruchfläche und deren Orientierung schließen ließ und damit zur Bestimmung der Herdmechanismen substantiell beitrug. Ähnliche Informationen sind auch bei tektonischen Erdbeben von epizentralnahen seismischen Stationen (Beschleunigungsaufnehmer - "strong motion") zu erwarten. Damit können Bruchflächen, Tiefenerstreckungen und seismische Lücken erfaßt werden. Wurden Nachbeben im tiefen Bergbau beobachtet, so ereigneten sich diese wiederum an Störungszonen. Auch bei tektonischen Beben handelt es sich meist um eine Aktivierung bestehender Schwächezonen.

Im Bergbau hat die Beobachtung von "Dilatationsbeben" zur Postulierung eines kombinierten Modells - Scherbruch + Implosion - geführt, womit es Rudajev & Sileny (1985) gelang, anomale P-Wellen Einsatzrichtungen zu erklären. Dieses Modell beinhaltet einen Scherbruch, der, wenn aktiviert, an einem seiner Enden eine Implosionskomponente durch das Vorhandensein eines untertägigen Hohlraums (z.B. Streb) besitzt. Der umgekehrte Fall, der ebenfalls zu einer anomalen Abstrahlcharakteristik der seismischen Wellen führt, berücksichtigt anstelle einer "Implosion" (Einsturz) eine "Expansion" (Zerrbruch, Sileny et al., 1986). Daß neben Scherbruchmechanismen auch Implosionen und Expansionen beim Bruchvorgang im Bergbau vorkommen, bestätigten die Beobachtungen von Feignier & Young (1992), die die seismo-akustischen Emissionen in der Firste eines Tunnels untersuchten und in der Mehrheit der Fälle große Abweichungen vom gängigen Scherbruchmechanismus feststellten.

Vergleichbare tektonische Vorgänge, d.h. Kombinationen von Zerrung und Scherung, sind im Bereich von Beckenbildungen, wie dem Komplex "Lavanttal" (Zerrung) - "Mur-Mürztal" (Scherung) - "Wr.Becken" (Zerrung) denkbar (Gutdeutsch & Aric, 1987). Herdflächenlösungen aus dem Übergangsbereich Zerrung-Scherung sollten anomale Abstrahlungen ergeben. Dennoch ist zu bemerken, daß sich die Mechanismen bergbau-induzierter Beben grundsätzlich von denen anderer Erdbeben (tektonischen oder induzierten Ursprungs - wie z.B. Staudamm-induziert) unterscheiden, da nur im ersten Fall der Hohlraum auch eine Änderung der Normalspannung, die auf eine Bruchfläche stabilisierend wirkt, ermöglicht.

5 ZUSAMMENFASSUNG

Erdbeben, die durch die Eingriffe des Menschen in die Natur entstehen, sind durch die zunehmende Verbesserung der seismischen Aufzeichnungsgeräte und die daraus resultierende Information immer mehr in das Blickfeld des Interesses gerückt. Besonders in Ländern mit ausgeprägtem Bergbau stellt das Auftreten von induzierten Erdbeben einen oft nicht unbeträchtlichen Beitrag zur Gesamtseismizität einer Region dar - insbesondere dann, wenn ein Gebiet als seismo-tektonisch inaktiv zu bezeichnen ist. Das Problem der reservoir-induzierten Seismizität (Talsperren) ist vergleichsweise gering - stellt aber dennoch ein seismisches Risiko dar. Auch sind Parallelen zwischen scheinbar unterschiedlichen Gruppen der induzierten Seismizität festzustellen. Dies ließ sich am Beispiel der auflastbedingten Erdbeben zeigen, deren Mechanismus mit den der reservoir-induzierten Erdbeben vergleichbar ist. Die Gruppe der bergbau-induzierten Erdbeben kommt eine besondere Position zu, da der Bergmann diesen Ereignissen direkt ausgesetzt sein kann. Dazu kommt, daß das Problem der Gebirgsschläge mit zunehmender Teufe an Bedeutung gewinnt, da dort Gebirgsschläge oft zu schweren Unfällen führen.

In der vorliegenden Arbeit wurden die verschiedenen induzierten Bebenarten an Hand des tiefsten Bergwerks der Welt, dem südafrikanischen Goldbergwerk Western Deep Levels Ltd. (WDL), beschrieben. Die diskutierten Bebenarten können sich aber auf Grund von geologischen Unterschieden, Teufe, Abbaustrategie etc. von anderen Gruben unterscheiden.

Das Goldbergwerk befindet sich etwa 75 km westlich von Johannesburg (Südafrika). Der dortige Bergbau hat bereits eine Teufe von 3500 m überschritten. Gebirgsschläge stellen dort eine tägliche Erscheinung dar. Daher das Bestreben des Bergwerks, diese Beben zu verhindern oder doch zumindest deren Häufigkeit einzuschränken bzw. vorherzusagen. Aus diesem Grund wurde auf WDL Ltd. die Gebirgsschlag-forschungsabteilung gegründet, deren Ziel es ist, die Ursache der Gebirgsschläge festzustellen und der Produktion Konzepte zur Verhinderung von Gebirgsschlägen bereitzustellen. Die Abteilung sieht sich als Bindeglied zwischen den Disziplinen der Gebirgsmechanik (meist statischer Natur) und der Seismologie (dynamische Effekte). Die Geologie findet Eingang durch die geomechanische Berücksichtigung der physikalischen Eigenschaften der geologischen Einheiten, in welchen die Bergbautätigkeit stattfindet.

Im Laufe der Untersuchungen der Gebirgsschlagforschungsabteilung von WDL Ltd. wurde immer deutlicher, daß verschiedene Gruppen von induzierten Beben existieren. Jede Kategorie folgt bestimmten Erscheinungsmustern, die sich in Herdflächenlösungen, Herdparametern, Schadensausmaß, Geologie etc. manifestieren. Entsprechend der verschiedenen Typen lassen sich in den meisten Fällen Schritte unternehmen, die das Gefährdungspotential dieser induzierten Beben reduzieren können. Zu diesem Zweck unterhält der Betrieb WDL Ltd. zwei seismische Systeme.

Das eine System besteht aus einem Stationsnetz von 3-Komponenten - Meßaufnehmern, das seismische Ereignisse mit Magnituden von $M > 0$ im

Grubenbereich erfassen kann und das manuelle Lokalisierungen von Beben im Umkreis von 20 km erlaubt. Die anfallenden Daten (ca. 8000 seismische Ereignisse pro Jahr) bildeten die Basis für die Klassifikation von induzierten Beben. Weiters ließen sich aus den Bebenbeobachtungen Zusammenhänge zwischen der Magnitude und der Reichweite der induzierten Spannungen ableiten, die im weiteren den Folgeerscheinungen ("Nachbeben") gegenübergestellt werden konnten.

Das zweite seismische System dient der Beobachtung akustischer Emissionen ($M > -3$) im Nahbereich des Abbaus (bis 300 m). Dieses System lieferte wertvolle Informationen über die Ausdehnung von Bruchflächen, das Absorptionsverhalten des Gebirges bezüglich seismischer Wellen und Bruchmechanismen.

Die Beobachtungen der zeitlichen und räumlichen Verteilungen bestätigten dank der Datenfülle nicht nur frühere Beschreibungen induzierter Seismizität, sondern erlaubten dezidierte Aussagen über die Korrelation von Produktion und Produktionsausfällen mit der Gebirgsschlagfähigkeit. Das räumliche Schadensausmaß gab weiters Aufschluß über die Größenordnung der Schwinggeschwindigkeiten, die bereits zum Steinfall im unverbauten Abbaubereich führen. Diese Beziehung war insofern von praktischer Bedeutung, als sich daraus abschätzen läßt, ob ein bestimmtes Beben unter Tage zu schweren Schäden führt oder nicht.

Wie sich zeigte, fanden die induzierten Beben - mit wenigen Ausnahmen - durchwegs in der Abbauebene und vor allem an der Abbaufont statt. Mehr als die Hälfte der induzierten Beben ereigneten sich innerhalb der ersten vier Stunden nach der Sprengung. Größere seismische Ereignisse wurden hingegen aber eher außerhalb dieser Zeitspanne registriert. Sowohl diese Beobachtung, als auch der leichte Anstieg stärkerer Beben im Laufe einer Produktionswoche sind ein Hinweis auf die zeitabhängige Reaktion des Gebirges auf den untertägigen Abbau. Gravitative oder meteorologische Einflüsse auf die induzierten Seismizität waren im Untersuchungszeitraum 1985 - 1991 nicht beobachtet worden, obwohl ausreichend Daten vorhanden waren und entsprechende Untersuchungen durchgeführt wurden.

Der Versuch einer Klassifizierung der bergbau-induzierten Beben verdeutlichte die Wichtigkeit der Erfassung geologischer Störungszonen, da sich der Großteil der stärkeren Beben ($M > 3$) entlang dieser Schwächezonen konzentriert. Die meisten geologischen Störungszonen auf WDL Ltd. liegen als Intrusionen ("dykes") vor. Bebensequenzen wurden bis weit in die Schachtschutzzone und manchmal 30 - 50 m vor dem eigentlichen "dyke"-Kontakt zum Umgebungsgestein beobachtet. Der Grund für das letzte Phänomen könnte in der Eigenheit einiger Intrusionskörper zu suchen sein: Manche dykes sind im Liegenden wesentlich breiter als in der Abbauebene und scheinen sich beim Herannahen einer Abbaufont zu entspannen.

Beben, die sich entlang von Bruchzonen ereigneten, zeigten auch öfters einen der Geologie entgegengesetzten Mechanismus. Die durch den Bergbau induzierten Spannungen übertrafen daher den tektonischen Trend von Auf- bzw. Abschiebungen.

Die Beobachtung akustischer Emissionen stellte ein hervorragendes Hilfsmittel dar, um Bereiche festzustellen, die zunehmend instabil wurden und aktive Vorhersage aufgrund des anomalen seismischen Verhalten des Gebirges zu betreiben.

Ein weiteres Problem manifestierte sich in den Bergfesten, die zur Reduzierung der Ortsbrust-Gebirgsspannungen zurück belassen wurden. Diese können mehreren komplizierten Bruchvorgängen unterliegen, die durch die Geologie, die Teufe und die Abbaugeometrie bestimmt werden. Wie sich zeigte, werden die Bergfesten unter dem hohen Gebirgsdruck in das Liegende gepreßt, was sich im spröden Gebirge in massiven Gebirgsschlägen äußert. Diese können Begleitstrecken über Längen bis 200 m beschädigen. Diese Beben zeigen eine Tendenz, sich mit zunehmender Teufe immer häufiger entlang der Bergfesten zu ereignen. Aber selbst auf dem seichteren Abbauhorizont "VCR" ergaben sich Unterschiede im Stabilitätsverhalten der Bergfesten durch lokale Unterschiede der Geologie im Liegenden. Während ein Abbaubereich, dessen Liegendes aus Quarzit bestand, laufend von diesen Problem betroffen war, ereigneten sich in einem anderen Abbaubereich, dessen Liegendes aus Schiefer bestand, fast keine Beben dieser Art. Dennoch zeigten Verformungen der Sohle an, daß es auch hier zur Konvergenz - wenn auch aseismisch durch das plastische Verhaltens des Schiefers - gekommen ist.

Die Beobachtung dieser Art von bergbau-induzierter Seismizität änderte das Verständnis des Bergfesten-Konzepts auf WDL Ltd. Bislang wurden die Bergfesten nach dem Prinzip des "mittleren Bergfestendruckes" dimensioniert, d.h., daß der bestimmende Parameter die Breite bzw. der Querschnitt und die Teufe der Bergfeste war. Das Studium der spezifisch an Bergfesten aufgetretenen Gebirgsschläge zeigte aber, daß vielmehr die Scherspannungen entlang der Bergfeste das kritische Maß darstellen und eine Verbreiterung der Bergfesten zu keiner Verbesserung der Situation führen muß. Die einzige Möglichkeit, die Scherspannungen entlang der Bergfesten bei gleichbleibender Abbaustrategie zu reduzieren, besteht in der Verringerung der Konvergenz der Hohlräume, was durch das Einbringen von Versatz ermöglicht wird. Da der Versatz aber erst über 50 % Kompression als effektiv zu bezeichnen ist, trifft diese Lösung nur auf Bereiche mit hohen Konvergenzraten zu - d.h. auf den tiefer liegenden "CLR"-Abbauhorizont. Am seichteren "VCR"-Horizont, dessen Abbauhöhe die des "CLR" übersteigt, erscheint diese Maßnahme nicht zielführend und eine Änderung der Abbaustrategie angebracht. In diesem Zusammenhang ist auch an den Einsatz der Gebirgsschlagvorhersage zu denken, wenn zuverlässige Vorhersagekriterien zur Verfügung stehen.

Zu der dritten Kategorie zählen Auflagerbrüche. Sie zählen zu den eher ungefährlichen größeren ($M > 3$) Beben, da sie meist tief im Liegenden (60 - 100 m) stattfinden und daher kaum zu Schäden im Abbaubereich führen.

Kritisch hingegen sind kleinere Beben ($M < 2,5$), die vermutlich durch lokale Änderungen der Gesteinsfestigkeit verursacht werden und sich an der Ortsbrust ereignen. Auch hier kommt, neben Entlastungssprengungen und dem Ausbau, der kurzfristigen Vorhersage große Bedeutung zu, da sich der Klüftungsgrad des

Gebirges innerhalb weniger Meter ändern kann, und Probebohrungen oft nicht durchgeführt werden können.

Betrachtet man rückblickend die verschiedenen Arten von Beben im tiefen Bergbau von WDL Ltd., so zeigt sich, daß jeder Gruppe nur mit bestimmten Maßnahmen begegnet werden kann. Eine Fehlinterpretation der Ursachen kann nicht nur kostspielig sein, sondern auch Menschenleben gefährden. Dies trifft auch auf die Vorhersage von induzierten Beben zu. Diese unterscheidet sich im Falle von Erdbeben tektonischen Ursprungs schon allein durch den zur Verfügung stehenden Zeitrahmen für eine erfolgreiche Vorhersage. Außerdem muß eine Vorhersage auch bei kleinen Beben äußerst zuverlässig sein, was im tiefen Bergbau aufgrund der hohen Seismizität große Anforderungen an die dafür zuständige Abteilung stellt.

Manche Erfahrungen aus der bergbau-induzierten Seismizität lassen sich auch auf Erdbeben tektonischer Natur übertragen. So wurden makroseismische Beobachtungen von induzierten Beben zur Herleitung einer Intensitäts-Magnituden-Relation verwendet, die für Beben geringer Herdtiefe und kleiner Magnitude verwendet werden kann. Überhaupt würde sich die bergbau-induzierte Seismizität eignen, gängige Intensitäts-Magnituden-Beziehungen zu überprüfen. Dies trifft wegen der großen Abbauteufe im besonderen auf die Bergbaubetriebe Südafrikas und Indiens zu.

Weiters zeigten die Erfahrungen der Oranje-Freistaat-Gruben und von WDL Ltd., daß die kartenmäßige Darstellung von Spannungsabfällen und die Registrierung von akustischen Emissionen ein elementares Werkzeug darstellen, um Zonen erhöhter Scherfestigkeit zu lokalisieren und das Ausmaß potentieller Herdflächen festzulegen. Sind die Gebirgsspannungen bekannt, so lassen sich z.B. die Auswirkungen von Staudämmen auf das Gebirgsspannungsregime der obersten Erdkruste abschätzen.

Das Studium der induzierten Seismizität dient aber nicht nur der Sicherheit des Bergmanns, sondern ist auch für den Seismologen von großem Nutzen, da die Herdparameter meist sehr genau bekannt sind. Durch die technische Weiterentwicklung auf dem Sektor der Bebenbeobachtung steht heute eine Vielfalt von Daten aus dem Bereich der induzierten Seismizität zur Verfügung. Dieses Datenmaterial gibt meist Auskunft über das Hypozentrum, den Herdradius, den Spannungsabfall, das seismische Moment und die Eckfrequenz. Weiters eignen sich die Registrierungen von induzierten Beben zur Bestimmung von Stationskorrekturen bestehender seismischer Stationen bzw. Stationsnetze - und zum Studium der Erdkruste, da viele der induzierten Erdbeben ausreichend seismische Energie freisetzen, um noch in größeren Entfernungen (500 - 1000 km) registriert werden zu können. Vergleiche von Nah- und Fernfeldbeobachtungen lassen auf Herdmechanismen, Wellenausbreitung und Stationsuntergrundeffekte schließen. Damit ist die Beobachtung von induzierten Beben nicht nur für die Ursachenfindung interessant, sondern auch für die Erforschung der Erdkruste und für die Eichung und Kontrolle seismischer Meßsysteme.

LITERATURNACHWEIS

- Adam, T (1990): Bushveld intrusives. Interner Geologiebericht für Anglo American Corporation (AAC) - Western Deep Levels Limited, Südafrika.
- Aki, R & Richards, P G (1980): Quantitative Seismology - Theory and Methods. Freeman and Company, San Francisco.
- Aric, K, Gutdeutsch, R & Duma, G (1976): Remarks about magnitudes and maximum intensities of the earthquake in Friuli, 1976. Pageoph, Vol.114, S.1105-1108.
- Bath, M (1984): Rockburst seismology. Proc. of 1st Int. Congress on "Rockbursts and Seismicity in Mines", SAIMM Symp. Series No.6, Hrsg. Gay & Wainwright, Johannesburg, Südafrika, S. 7-16.
- Becker, A & Paladini, S (1990): In situ-Spannungen in Nord- und Mitteleuropa. Schriftenreihe Angewandte Geologie Karlsruhe, 10, I-XIII.
- Berger, E (1987): Konzeptionelle Überlegungen zum Verhalten von Untertagebauten während Erdbeben. Zeitschrift "Nagra informiert", Heft 3, Schweiz.
- Bicknell, J & McGarr, A (1990): Underground recordings of mine tremors - Implications for earthquake source scaling. Proc. of 2nd Symposium on "Rockburst and Seismicity in Mines", Minnesota, USA, erschienen bei Balkema, S. 109-114.
- Blum, R, Bock, G, Fuchs, K, Merkle, G & Widmann, R (1977): Correlation between micro-activity and variation of water-level at the Schlegeis-Reservoir. J.Geophys.43, S. 561-567.
- Bock, G (1980): Load-induced stresses and their relation to the initial stress field. J.Geophys.48, S. 94-100.
- Brummer, R K and Rorke, A J (1990): Case studies on large rockbursts in South African gold mines. Proc. of 2nd Int. Symposium on "Rockburst and Seismicity in Mines", Minnesota, USA, erschienen bei Balkema, S. 323-330.
- Brune, J (1970, 1971): Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. J.Geophys.Res. 75, 1970, S. 4997-5009 (Korrektur in J.Geophys.Res. 76, 1971, S. 5002).
- Campbell, G (1990): The seismic revolution in gold and platinum prospecting. South African Geophysical Association Yearbook 1990, Johannesburg, Südafrika, S. 37-45.
- Casten, U & Fajklewicz, Z (1989): Kontrolle bergmännischer Entspannungsmaßnahmen mit der Mikrogravimetrie. "Erdöl & Kohle - Erdgas - Petrochemie/ Hydrocarbon Technology", Heft 42, S. 273-277.
- Cichowicz, A, Green, R W E & Van Zyl Brink, A (1988): Coda polarization of high-frequency microseismic events. Bull.Seis.Soc.Am., Vol.78, No.3, S. 1297-1318.

- Cichowicz, A, Green, R W E (1989): Changes in the early part of the seismic coda due to localized scatterers: the estimation of Q in a stope environment. *Pageoph*, Vol.129, Nos.3/4, S. 497-511.
- COMRO (Chamber of Mines Research Organization, 1988): An industry guide to methods of ameliorating the hazards of rockfall and rockbursts. Chamber of Mines of South Africa, Johannesburg, Südafrika.
- Cook, N G W (1975): Seismicity associated with mining. 1st Int. Symp. on "Induced Seismicity", London, U.K.
- Crampin, S. (1987): Geological and industrial implications of extensive dilatancy anisotropy. *Nature*, Vol. 328, No. 6130, S. 491-496.
- DGEG (Deutsche Gesellschaft für Erd- und Grundverbau e.V., 1982): Grundbegriffe der Felsmechanik und der Ingenieurgeologie. Verlag Glückauf GmbH, Essen, Deutschland.
- Ding, Y-Z (1990): The reservoir-induced earthquakes in China. *Gerl.Beitr.Geophysik*, Band 99, Heft 3, S. 181-190.
- Drimmel, J (1980): Rezente Seismizität und Seismotektonik des Ostalpenraumes. In "Der geologische Aufbau Österreichs", Springer Verlag, S.506-527.
- Dowding, C H & Rozen, A (1978): Damage to rock tunnels from earthquake shaking. *J. of the Geotechnical Engineering Division, ASCE*, Vol.104, No.GT2.
- Feignier, B & Young, R P (1992): Moment tensor inversion of induced microseismic events: evidence of non-shear failures in the $-4 < M < -2$ moment magnitude range. *Geoph.Res.Letters*, Vol. 19, No. 14, S. 1503-1506.
- Gay, N C, Spencer, D, van Wyk, J J & Van der Heever, P (1984): The control of geological and mining parameters in the Klerksdorp gold mining district. *Proc. of 1st Int.Congress on "Rockbursts and Seismicity in Mines"*, SAIMM Symp. Series No.6, Hrsg. Gay & Wainwright, Johannesburg, Südafrika, S. 107-120.
- Geiger, L (1910): Herdbestimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten. *K. Gesell. Wiss. Gött.* 4.
- Gibowicz, S J (1990): Seismicity induced by mining. *Advances of Geophysics*, Vol.32, S. 1-74.
- Gibowicz, S J, Bober, A, Cichowicz, Droste, Z, Dychtowicz, Z, Hordejuk, J, Kazimierczyk, M & Kijko, A (1979): Source study of the Lubin, Poland, tremor of 24 March 1977. *Acta Geophysica Polonica*, Vol.27, No.1, S. 3-38.
- Gibowicz, S J, Guterch, B, Lewandowska-Marciniak, H & Wysokinski, L (1982): Seismicity induced by surface mining : The Belchatow, Poland, earthquake of 29 November 1980. *Acta Geophys.Pol.* 30, S. 193-219.

- Gibowicz, S J, Harjes H-P & Schäfer, M (1990): Source parameters of seismic events at Heinrich Robert mine, Ruhr basin, Federal Republic of Germany: Evidence for nondouble-couple events. *Bull.Seis.Soc.Am.*, Vol. 80, No.1, S. 88-109.
- Guha, S K & Patil, D N (1990): Large water-reservoir-related induced seismicity. *Gerl.Beitr.Geophysik*, Band 99, Heft 3, S. 265-288.
- Gupta, H K (1990): Artificial water reservoirs and earthquakes: a world-wide status. *Gerl.Beitr.Geophysik*, Band 99, Heft 3, S. 221-228.
- Gutdeutsch, R & Aric, K (1987): Tectonic block models based on the seismicity in the East Alpine-Carpathian and Pannonian area. Publ. in "Geodynamics of the Eastern Alps", Hrsg. Flügel & Faupl, Verlag Deuticke, Wien, S. 309-324.
- Gutenberg, B & Richter C F (1956): Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. *Bull.Seis.Soc.Am.*, Vol.46, S. 105-145.
- Hagan, T O (1987): An evaluation of systematic stabilizing pillars as a method of reducing the seismic hazard in deep and ultra-deep mines. Dissertation (Mining Engineering Dept.), University of the Witwatersrand, Johannesburg, Südafrika.
- Hagan, T O (1988): Mine design strategies to combat rockbursting at a deep South African gold mine. Proc. of "Key Questions in Rock Mechanics", Minnesota, erschienen bei Balkema, S. 249-260.
- Hallbauer, D (1970): The recording of microseismic activity at 94/96 longwall Western Deep Levels Ltd. Interner Report für Anglo American Electronics Laboratory, Südafrika.
- Hanks, T & Kanamori, H (1979): A moment-magnitude scale. *J.Geoph.Res*, Vol. 84, S. 2348-2350.
- Hasegawa, H S, Wetmiller, R J & Gendzwill, D J (1989): Induced seismicity in mines in Canada - an overview. *Pageoph*, Vol.29, Nos. 3/4, S. 423-453.
- Herstus, J (1990): Physical and mechanical properties of shear zones in a gneiss massif. Proc. "Mechanics of jointed and faulted rock", Wien, Österreich, erschienen bei Balkema, S. 95-101.
- Heunis, R (1980): The development of rockburst control strategies for South African gold mines. *Journal South African Inst. for Min. & Metall.*, Vol.80, Johannesburg, Südafrika.
- Horner, R B & Hasegawa, H S (1978): The seismotectonics of southern Saskatchewan. *Can.J.Earth.Sci* 15, S. 1341-1355.
- Husseini, M (1977): Energy balance for motion along a fault. *Geophys. J. Royal Astron.Soc.* 49, S. 699-714.
- Jaeger, J C & Cook, N G W (1969): *Fundamentals of rock mechanics*. London, Chapman & Hall.

- Jantzon, F G H, Hagan, T O & Lenhardt, W (1990): An evaluation of regional support strategies at Western Deep Levels Limited. "International Deep Mining Conference", Johannesburg, Südafrika, SAIMM, Symposium Series S10, S. 1195-1199.
- Kanamori & Anderson (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull.Seis.Soc.Am.* 65, S. 1073-1095.
- Karnik, V (1969): Seismicity of the European Area - Part 1. Academia Prague, CSFR.
- Karnik, V (1964): Magnitude-frequency relation and seismic activity in different regions of Europe. *Bull.Intern.Inst. of Seism. and Earthquake Engineering* 1, S. 9-32.
- Knoll, P (1990): The fluid-induced tectonic rockburst of March 13, 1989 in the "Werra" potash mining district of the GDR (first results). *Gerlands Beitr. Geoph.*, Band 99, Heft 3, S. 239-245.
- Knoll, P (1992): Induced seismicity. Verlag Balkema.
- Knoll, P & Kuhnt, W (1989): Experience in controlling the mining-induced seismicity in potash mining in the GDR. *Gerlands Beitr.Geoph.*, Band 98, Heft 6, S. 461-473.
- Kohlbeck, F, Scheidegger, A E & Sturgul, J R (1979): Geomechanical model of an Alpine valley. *Rock Mechanics* 12, S. 1-14.
- Kohlbeck, F, Roch, K-H & Scheidegger, A E (1981): In situ Spannungsmessungen im Gleinalmtunnel. *Berg- und Hüttenmännische Monatshefte*, Jg.126, Heft 4, S. 134-140.
- Konecny, P (1989): Mining-induced seismicity (rock bursts) in the Ostrava-Karvina coal basin, Czechoslovakia. *Gerl.Beitr.Geophysik*, Band 98, Heft 6, S. 525-547.
- Kostrov, B (1974): Seismic moment and energy of earthquakes and seismic flow of rock. *Izv.Acad.Sci. USSR Phys.Solid Earth* 1, S. 23-40.
- Kuhnt, W, Knoll, P, Grosser, H & Behrens H-J (1989): Seismological models for mining-induced seismic events. *Pageoph*, Vol.29, Nos. 3/4, S. 514-521.
- Langefors, H & Kihlstrom, B (1963): Rock blasting. John Wiley & Sons, New York.
- Leach, A R & Lenhardt, W A (1990): Pillar associated seismicity on Western Deep Levels South mine. "Static and dynamic considerations in Rock Engineering", Sammelband der zweiten regionalen Tagung für Afrika, Swaziland, erschienen bei Balkema, S. 197-205.
- Lenhardt, W A (1986): Analysis of a calibration blast. Bericht für WDL Ltd. (Anglo American Corporation), Südafrika.
- Lenhardt, W A (1988): Some observations regarding the influence of geology on mining induced seismicity at Western Deep Levels Limited. Sammelband der ersten regionalen Tagung für Afrika, Swaziland, erschienen bei Balkema, S. 45-48.

- Lenhardt, W A (1989a): Seismic event characteristics in a deep level mining environment. Symposium "Rock at great depth", Pau, Frankreich, erschienen bei Balkema, S. 727-732.
- Lenhardt, W A (1989b): Rock mechanics and seismological research in a deep South African gold mine. "1st Technical meeting of South African Geophysical Association", Johannesburg, Südafrika, S. 123 - 126.
- Lenhardt, W A (1989c): Mining-induced seismicity. Skriptum an der University of the Witwatersrand - Bernard Price Inst. f. Geophysical Research (Johannesburg, Südafrika).
- Lenhardt, W A (1989d): Stabilizing pillars at great depth - a review and proposal. Interner Bericht für das Management von WDL Ltd. (Anglo American Corporation), Südafrika.
- Lenhardt, W A (1990a): Damage studies at a deep level African gold mine. Proc. of 2nd Symposium on "Rockburst and Seismicity in Mines", Minnesota, USA, erschienen bei Balkema, S. 391 - 393.
- Lenhardt, W A (1990b): Seismic events associated with large mining induced fractures. Proc. "Mechanics of jointed and faulted rock", Wien, Österreich, erschienen bei Balkema, S. 727-731.
- Lenhardt, W A (1990c): Delineation of geological structures in mines using seismic methods. Symposium "In-mine Geophysical Techniques", Forschungsabteilung der Chamber of Mines of South Africa (COMRO), Johannesburg, Südafrika.
- Lenhardt, W A (1992): Seismicity associated with deep level mining. Acta Montana, Series A, No.2(88), S.179-192 .
- Lenhardt, W A & Hagan, T O (1990): Observations and possible mechanisms of pillar associated seismicity at great depth. "International Deep Mining Conference", Johannesburg, Südafrika, SAIMM, Symposium Series S10, S. 1183-1194, wieder publiziert in Knoll (1992), S.149-162.
- Long, L T & Copeland, C W (1989): The Alabama, USA, seismic event and strata collapse of May 7, 1986. Pageoph, Vol.29, Nos. 3/4, S. 415-421.
- Marsch, F, Sackmaier, W & Wessely, G (1990): Borehole-breakouts as geological indication of crustal tensions in the Vienna Basin. Proc. of conference "Mechanics of jointed and faulted rock", Wien, Österreich, erschienen bei Balkema, S. 113-120.
- McGarr, A (1971): Violent deformation of rock near deep-level tabular excavations - seismic events. Bull.Seis.Soc.Am.,Vol.61,No.5, S. 1453-1466.
- McGarr, A (1976): Seismic moments and volume changes. J.Geoph.Res., Vol.81, No.8, S. 1487-1494.

- McGarr, A (1991): On a possible connection between three major earthquakes in California and oil production. *Bull.Seis.Soc.Am.*, Vol.81, No.3, S. 948-970.
- McGarr, A, Bicknell, J, Sembera, E & Green, R W E (1989): Analysis of exceptionally large tremors in two gold mining districts in South Africa. *Pageoph*, Vol.29, Nos. 3/4, S. 295-307.
- McGarr, A, Green, R W E and Spottiswoode, S M (1981): Strong ground motion of mine tremors: some implications for near source ground parameters. *Bull.Seis. Soc.Am.*, Vol.71, S. 295-319.
- McGarr, A, Spottiswoode, S M & Gay, N C (1979): Observations relevant to seismic driving stress, stress drop and efficiency. *J.Geoph.Res.*, Vol.84, No.B5, S. 2251-2261.
- McGarr, A & Wiebols, G A (1977): Influence of mine geometry and closure volume on seismicity in a deep-level mine. *Int.J.Rock.Mech.Min.Sci. & Geomech.Abstr.*, Vol.14, S. 139-145.
- Meissner, R & Strehlau, J (1982): Limits of stresses in continental crusts and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes. *Tectonics*, Vol.1, No.1, S. 73 - 89.
- Mendecki, A J, v Aswegen G, Brown, J N R & Hewlett, O (1990): The Welkom Seismological Network. Proc. of 2nd Symposium on "Rockburst and Seismicity in Mines", Minnesota, USA, erschienen bei Balkema, S. 237-244.
- Ortlepp, W D (1983): The mechanism and control of rockbursts. Publ. in "Rock Mechanics in Mining Practice". Hrsg. S.Budavari, SAIMM, Monograph Series M5, Johannesburg, Südafrika, S. 257-281.
- Ortlepp, W D (1984): Rockbursts in South African gold mines: A phenomenological view. Proc. of 1st Int.Congress on "Rockbursts and Seismicity in Mines", SAIMM Symp. Series No.6, Hrsg. Gay & Wainwright, Johannesburg, Südafrika, S. 165-178.
- Ortlepp, W D & Moore, M A (1987): Underground observation of high propagation-rate, extension fractures. Proc. of 6th Int. Congress on Rock Mechanics, S. 1173-1180.
- Ortlepp, W D, Spencer, D & Faure, M (1986): Problems associated with major geological structures in the Orange Free State. Colloquium "Mining in the vicinity of geological and hazardous structures", South African Inst. f. Mining & Metall., Johannesburg, Südafrika.
- Ortlepp, W D & Steele, K E (1972-1973): Rockbursts - the nature of the problem and management counter-measures on the East Rand Proprietary Mine, Limited. Assoc. of Mine Managers of South Africa. Papers & Discussions. The Chamber of Mines of South Africa, Johannesburg, Südafrika, S. 225 - 278.

Oxley, J (1989): Down where no lion walked - The story of Western Deep Levels. Southern Book Publishers (Pty) Ltd., Johannesburg, Südafrika.

Piterek, A & Lenhardt, W A (1990): Blasting induced seismicity in an ultra deep level mine. "Static and dynamic considerations in Rock Engineering", Sammelband der zweiten regionalen Tagung für Afrika, Swaziland, erschienen bei Balkema, S. 251 - 256.

Pomeroy, P W, Simpson, D W & Sbar, M L (1976): Earthquakes triggered by surface quarrying - the Wappingers Falls, New York sequence of June, 1974. Bull.Seis.Soc.Am. 66, S. 685-700.

Raleigh, C B , Healy, J H & Bredehoeft, J D (1972): Faulting and crustal stress at Rangely, Colorado. In "Flow and fracture of rocks", Geophys. Monographs 16, AGU, S. 275-284.

Roberts, M K C & Brummer, R K (1988): Support requirements in rockburst conditions. J.S.Afr.Inst.Min. & Metall., Vol.88, No.3, S. 97-104.

Rudajev, V & Sileny, J (1985): Seismic events with non-shear components: II. Rock bursts with implosive source component. Pure Appl. Geoph. 124, S. 841-855.

Ryder, J A (1988): Excess shear stress in the assessment of geological hazardous situations. J.S.Afr.Inst.Min. & Metall., Vol.88, No.1, S. 27-39.

Salamon, M D G (1974): Rock mechanics of underground excavations. Advances in Rock Mechanics, Proc. 3rd Congress of the Int. Soc. of Rock Mechanics, Denver, U.S.A., Vol.1 (B), S. 951 - 1099.

Salamon, M D G (1983): Rockburst hazard and the fight for its alleviation in South Africa. The Institution for Mining & Metallurgy, London.

Salamon, M D G & Wagner, H (1979): The role of stabilizing pillars in the alleviation of the rockburst hazard in deep mines. Research report 27/29. Chamber of Mines of South Africa, Johannesburg, Südafrika.

Sato, R (1979): Theoretical basis on relationships between focal parameters and earthquake magnitude. J.Phys.Earth., 27, S. 353.

Sato, K & Fujii, Y (1989): Source mechanism of a large Gas Outburst at Sunagawa Coal Mine in Japan. Pageoph, Vol.29, Nos. 3/4, S. 325-343.

Scholz, C H (1990): The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge University Press.

Shimazaki, K (1986): Small and large earthquakes: The effects of the thickness of the seismogenic layer and the free surface. In "Earthquake Source Mechanics", AGU Geophys.Mono.37, Hrsg. Das, Boatwright & Scholz, Washington, D.C., American Geophysical Union, S. 209-216.

Sileny, J (1989): The mechanism of small tremors from amplitude inversion. Pageoph, Vol.29, Nos. 3/4, S. 309-324.

- Sileny, J, Ritsema, A R, Csikos, I & Kozak, J (1986): Do some shallow earthquakes have a tensile source component? In "Physics of Fracturing and Seismic Energy Release", Pure Appl.Geophys. 124, S. 825-840.
- Simpson, D W (1979): Seismicity changes associated with reservoir loading. Eng. Geol. V. 10, S. 123-150.
- Simpson, D W, Leith, W S & Scholz, C H (1988): Two types of reservoir-induced seismicity. Bull.Seis.Soc.Am., Vol.78, No.6, S. 2025-2040.
- Simpson, D W, Gharib, A A & Kebeasy, R M (1990): Induced seismicity and changes in water level at Aswan Reservoir, Egypt. Gerl. Beitr. Geophysik, Band 99, Heft 3, S. 191-204.
- Siwitza, T (1986): Probleme der Gebirgsschlagvorhersage auf der Grube Western Deep Levels Limited. Diplomarbeit Technische Universität Clausthal, Deutschland.
- Snow, D T (1982): Hydrogeology of induced seismicity and tectonism, case histories of Kariba and Koyna. Geol.Soc.Amer., Special Paper 189, S. 317-360.
- Spottiswoode, S M (1984): Source mechanism of mine tremors at Blyvooruitzicht Gold Mine. Proc. of 1st Int.Congress on "Rockbursts and Seismicity in Mines", SAIMM Symp. Series No.6, Hrsg. Gay & Wainwright, Johannesburg, Südafrika, S. 29-38.
- Spottiswoode, S M (1989): Perspectives on seismic and rockburst research in the South African gold mining industry: 1983-1987. Pageoph, Vol.29, Nos. 3/4, S. 673-680.
- Srinivasan, C & Shringanpurtale, S B (1990): Mine-induced seismicity in the Kolar Gold Fields. Gerl.Beitr.Geophysik, Band 99, Heft 1, S. 10-20.
- Stacey, T R & Page, C H (1986): Practical handbook for underground rock mechanics. Series on Rock and Soil Mechanics, Vol.12, Trans Tech Publications, Clausthal-Zellerfeld, Deutschland.
- StJohn, C M & Zahrah, T F (1987): Aseismic design of underground structures. J. of Tunnelling and Underground Space Technology, Vol.2, No.2, S. 165-197.
- Talwani, P & Acree, S (1985): Pore-pressure diffusion and the mechanism of reservoir-induced seismicity, Pageoph. 122, S. 947-965.
- Tamura, C, Mizukoshi, T & Ono, T (1969): Characteristics of earthquake motion at the Rocky Ground. Proc. 4th World Conference on Earthquake Engineering, Santiago, Chile.
- Van der Heever, P K (1982): The influence of geologic structure on seismicity and rockbursts in the Klerksdorp goldfield. MSc Thesis, Rand Africans University, Johannesburg, Südafrika.

- Van Zyl Brink, A (1990): Application of a microseismic system at Western Deep Levels. Proc. of 2nd Symposium on "Rockburst and Seismicity in Mines", Minnesota, USA, erschienen bei Balkema, S. 355-361.
- Wadati, K (1933): On travelttime of earthquake waves. Part II, Geoph.Mag.7, Tokyo, Japan.
- Wagner, H & Schümann, E H R (1971): The stamp-load bearing strength of rock. An experimental and theoretical investigation. Rock. Mech. 3, S. 185 - 207.
- Wagner, H (1985): Fortschritte auf dem Gebiet der Gebirgsschlagbekämpfung im südafrikanischen Golderzbergbau und deren Anwendbarkeit auf andere Bergbauverhältnisse. Bundesministerium für Handel, Gewerbe & Industrie: Grundlagen der Rohstoffversorgung, Heft 8, Geotechnik und Sicherheit im Bergbau - Bergschlagforschung, Wien, S. 165 - 184.
- Webber, S J (1990): Quantitative modelling of mining induced seismicity. MSc thesis. Bernard Price Institute of Geophysics, University of the Witwatersrand, Johannesburg, Südafrika.
- Will, M (1983): Seismoakustische Messungen zur Überwachung gebirgsschlaggefährdeter Bereiche. Glückauf-Forschungshefte, Heft 4, S. 171-174.
- Williams, D J & Arabasz W J (1989): Mining-related and tectonic seismicity in the East Mountain Area Wasatch Plateau, USA. Pageoph, Vol.29, Nos. 3/4, S. 345-368.
- Wong, I G & McGarr, A (1990): Implosional failure in mining-induced seismicity: a critical review. 2nd Int. Symposium on "Rockburst and Seismicity in Mines", Minnesota, USA, erschienen bei Balkema, S. 45-52.
- Young, R P, Talebi, S, Hutchins, D A & Urbancic (1989): Analysis of mining-induced microseismic events at Strathcona Mine, Sudbury, Canada. Pageoph, Vol.29, Nos. 3/4, S. 455-474.

Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik

bisher erschienen:

Heft	Publ.Nr.	Fachgebiet	Autor	Titel und Umfang	Preis in öS
1	184	Geophysik	ECKEL, O.:	<i>Über die vertikale Temperaturverteilung im Traunsee.</i> Wien 1967, 42 S., 4 Tab., 24 Abb.	80,--
2	186	Meteorologie	STEINHAUSER, F.:	<i>Ergebnisse von Pilotballon - Höhenwindmessungen in Österreich,</i> Wien 1967, 44 S., 16 S. Tab., 28 Abb.	70,--
3	487	Geophysik	TOPERCZER, M.:	<i>Die Verteilung der erdmagnetischen Elemente in Österreich zur Epoche 1960.0.</i> Wien 1968, 18 S., 3 Tab., 10 Kartenbeilagen	vergriffen
4	190	Geophysik	BRÜCKL, E., G. GANGL und P. STEINHAUSER:	<i>Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Dachstein im Jahre 1967.</i> Wien 1969, 24 S., 11 Abb.	50,--
5	191	Meteorologie	HADER, F.:	<i>Durchschnittliche extreme Niederschlagshöhen in Österreich.</i> Wien 1969, 19 S., 6 Tab., 1 Kartenbeilage	50,--
6	192	Meteorologie	STEINHAUSER, F.:	<i>Der Tagesgang der Bewölkung und Nebelhäufigkeit in Österreich.</i> Wien 1969, 22 S., 4 Tab., 16 Abb.	50,--
7	193	Geophysik	GANGL, G.:	<i>Die Erdbebentätigkeit in Österreich 1901-1968.</i> Wien 1970, 36 S., 11 Abb., 1 Kartenbeilage	vergriffen
8	195	Meteorologie	STEINHAUSER, F.:	<i>Die Windverhältnisse im Stadtgebiet von Wien.</i> Wien 1970, 17 S., 52 Tab., 47 Abb.	120,--
9	196	Geophysik	BRÜCKL, E., G. GANGL und P. STEINHAUSER:	<i>Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Dachstein im Jahre 1968.</i> Wien 1971, 31 S., 7 Tab., 13 Abb.	vergriffen
10	198	Geophysik	BRÜCKL, E., G. GANGL:	<i>Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Gefrorenen Wand Kees im Jahre 1969.</i> Wien 1972, 13 S., 8 Abb., 3 Karten	50,--
11	201	Geophysik	BITTMANN, O., E. BRÜCKL, G. GANGL und F. J. WALLNER:	<i>Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Obersten Pasterzenboden (Glocknergruppe) im Jahre 1970.</i> Wien 1973, 21 S., 9 Abb., 3 Karten	60,--
12	202	Meteorologie	STEINHAUSER, F.:	<i>Tages- und Jahresgang der Sonnenscheindauer in Österreich 1929-1968.</i> Wien 1973, 12 S., 98 Tab., 5 Abb.	110,--
13	203	Meteorologie		<i>Klimadaten des Neusiedlerseegebietes, I. Teil. Tabellen der Stundenwerte der Lufttemperatur, 1966-1970,</i> 105 Tab.	90,--
14	205	Geophysik	PÜHRINGER, A., W. SEIBERL, E. TRAPP und F. PAUSWEG:	<i>Die Verteilung der erdmagnetischen Elemente in Österreich zur Epoche 1970.0.</i> Wien 1975, 18 S., 3 Tab., 9 Kartenbeilagen	90,--
15	206	Meteorologie		<i>Klimadaten des Neusiedlerseegebietes, II. Teil. Tabellen der Stundenwerte der Relativen Feuchte, 1966-1970,</i> 105 Tab.	100,--
16	207	Meteorologie		<i>Hundert Jahre Meteorologische Weltorganisation und die Entwicklung der Meteorologie in Österreich.</i> Wien 1975, 50 S.	100,--

Heft	Publ.Nr.	Fachgebiet	Autor	Titel und Umfang	Preis in öS
17	208	Geophysik	TORPERCZER, M.:	<i>Die Geschichte der Geophysik an der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik.</i> Wien 1975, 24 S.	50,--
18	209	Meteorologie	CHALUPA, K.:	<i>Ergebnisse der Registrierung der Schwefeloxid-Immission in Wien - Hohe Warte, Okt. 1967-Dez. 1974.</i> Wien 1976, 62 S., 19 Tab., 24 Abb.	80,--
19	210	Geophysik	GUTDEUTSCH, R. und K. ARIC:	<i>Erdbeben im ostalpinen Raum.</i> Wien 1976, 23 S., 3 Karten	80,--
20	211	Meteorologie	TOLLNER, H., W. MAHRINGER und F. SÖBERL:	<i>Klima und Witterung der Stadt Salzburg.</i> Wien 1976, 176 S., 29 Abb.	220,--
21	214	Geophysik	SEIBERL, W.:	<i>Das Restfeld der erdmagnetischen Totalintensität in Österreich zur Epoche 1970.0.</i> Wien 1977, 8 S., 1 Kartenbeilage	vergriffen
22	216	Meteorologie	SABO, P.:	<i>Ein Vergleich deutscher und amerikanischer Höhenvorhersagekarten für den Alpenraum.</i> Wien 1977, 34 S., 11 Tab., 5 Abb.	60,--
23	217	Meteorologie	CEHAK, K.:	<i>Die Zahl der Tage mit Tau und Reif in Österreich.</i> Wien 1977, 17 S., 6 Tab., 1 Abb., 6 Karten	80,--
24	218	Meteorologie	CHALUPA, K.:	<i>Ergebnisse der Registrierung der Schwefeloxid- und Summenkohlenwasserstoff - Immission in Wien - Hohe Warte 1975.</i> Wien 1977, 40 S., 13 Tab., 12 Abb.	70,--
25	219	Geophysik	BRÜCKL, E. und O. BITTMANN:	<i>Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen im Bereich der Goldberggruppe (Hohe Tauern) in den Jahren 1971 und 1972.</i> Wien 1977, 30 S., 2 Tab., 34 Abb., 2 Karten	80,--
26	222	Geophysik	FIEGWEIL, E.:	<i>Die Nachbebenseerie der Friauler Beben vom 6. Mai und 15. September 1976.</i> Wien 1977, 20 S., 7 Tab., 5 Abb.	60,--
27	223	Meteorologie	MACHALEK, A.:	<i>Prognosenprüfung im Österreichischen Wetterdienst.</i> Wien 1977, 55 S., 4 Tab., 5 Abb.	80,--
28	224	Meteorologie	SKODA, G.:	<i>Kinematisch-Klimatologische Verlagerung von Kaltfronten und Troglinien.</i> Wien 1977, 32 S., 7 Tab., 10 Abb.	70,--
29	225	Geophysik	TRAPP, E. und D. ZYCH:	<i>Verteilung der Vertikalintensität im Raum Wien - Salzburg nach Meßergebnissen der Zentralanstalt und der ÖMV-AG.</i> Wien 1977, 15 S., 3 Tab., 1 Karte, 2 Kartenbeilagen	50,--
30	226	Meteorologie		<i>Klimadaten des Glocknergebietes, I. Teil: Tabellen und Stundenwerte der Lufttemperatur und der Relativen Luftfeuchte 1974-1976 (Wallack-Haus, Hochtorsüd, Hochtornord, Fuscher-Lacke).</i> 117 Tab.	150,--
31	227	Meteorologie		<i>Bericht über die 14. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie vom 15.-17. Sept. 1976 in Rauris, Salzburg, 1. Teil.</i> Wien 1978, 323 S.	250,--
32	228	Meteorologie		<i>Bericht über die 14. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie vom 15.-17. Sept. 1976 in Rauris, Salzburg, 2. Teil.</i> Wien 1978, 347 S.	250,--
33	229	Meteorologie	CHALUPA, K.:	<i>Ergebnisse der Registrierung der Schwefeloxid-, Summenkohlenwasserstoff- und Ozon-Immission in Wien - Hohe Warte, 1976.</i> Wien 1978, 53 S., 20 Tab., 17 Abb.	90,--

Heft	Publ.Nr.	Fachgebiet	Autor	Titel und Umfang	Preis in öS
34	231	Meteorologie		<i>Klimadaten des Glocknergebietes, II. Teil: Tabellen der Stundenwerte der Lufttemperatur und der Relativen Luftfeuchte 1974-1976 (Fusch, Ferleiten, Pifflkaralm). Wien 1978, 62 Tab.</i>	80,--
35	233	Meteorologie		<i>Klimadaten des Glocknergebietes, III. Teil: Tabellen der Stundenwerte der Lufttemperatur und der relativen Luftfeuchte 1974-1976 (Guttal, Seppenbauer, Margaritze, Glocknerhaus, Schneetälchen, Polsterpflanzenstufe). Wien 1978, 100 Tab.</i>	130,--
36	234	Meteorologie	CHALUPA, K.:	<i>Ergebnisse der Registrierung der Immission von Stickoxiden, Summenkohlenwasserstoffen, Ozon und Schwefeldioxid in Wien - Hohe Warte, 1977. Wien 1979, 74 S., 31 Tab., 24 Abb.</i>	115,--
37	235	Meteorologie	MACHALEK, A.:	<i>Analyse von Fehlprognosen im Österreichischen Wetterdienst und Diskussion ihrer potentiellen Entstehungskriterien. Wien 1979, 45 S., 2 Tab., 35 Abb.</i>	100,--
38	236	Geophysik	DRIMMEL, J., E. FIEGWEL und G. LUKESCHITZ:	<i>Die Auswirkung der Friauler Beben in Österreich. Makroseismische Bearbeitung der Starkbeben der Jahre 1976/77 samt historischem Rückblick. Wien 1979, 83 S., 47 Abb., 3 Karten</i>	150,--
39	238	Geophysik	FIEGWEL, E.:	<i>Über die Vorkommen von Wiederholungsbeben in Mitteleuropa. Wien 1979, 20 S., 9 Abb.</i>	50,--
40	239	Meteorologie		<i>Klimadaten des Glocknergebietes, IV. Teil: Tabellen der Stundenwerte der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung 1973-1976 (Fusch, Wallack-Haus, Guttal, Glocknerhaus, Margaritze, Fuscher-Lacke). Wien 1979, 94 Tab.</i>	120,--
41	242	Meteorologie	CHALUPA, K.:	<i>Ergebnisse der Registrierung der Immission von Stickoxiden, Ozon und Schwefeloxid in Wien - Hohe Warte, 1978. Wien 1980, 58 S., 30 Tab., 15 Abb.</i>	130,--
42	241	Meteorologie	CHALUPA, K.:	<i>Ergebnisse der Registrierung der Immission von Stickoxiden, Ozon und Schwefeloxid in Wien - Hohe Warte, 1979. Wien 1980, 65 S., 32 Tab., 20 Abb.</i>	130,--
43	246	Meteorologie	RAGETTE, G.:	<i>Methoden zur Berechnung großräumigen Niederschlages. Wien 1980, 47 S., 1 Tab., 2 Abb.</i>	70,--
44	247	Meteorologie		<i>Klimadaten des Glocknergebietes, V. Teil: Tabellen der Stundenwerte der Lufttemperatur und der Relativen Luftfeuchte, 1977-1979 (Wallack-Haus, Hochtor-Süd, Hochtor-Nord, Fuscher-Lacke). Wien 1980, 135 Tab.</i>	vergriffen
45	248	Geophysik	BRÜCKL, E., G. GANGL, W. SEIBERL und Chr. GNAM:	<i>Seismische Eisdickenmessungen auf dem Ober- und Untersulzbachkees in den Sommern der Jahre 1973 und 1974. Wien 1980, 23 S., 2 Tab.</i>	50,--
46	249	Meteorologie		<i>Klimadaten des Glocknergebietes, IV. Teil: Tabellen der Stundenwerte der Lufttemperatur und der Relativen Luftfeuchte, 1977-1979 (Fusch, Pifflkaralm, Guttal, Seppenbauer, Margaritze, Glocknerhaus, Schneetälchen, Obere Grasheide, Polsterpflanzenstufe). Wien 1981, 110 Tab.</i>	120,--

Heft	Publ.Nr.	Fachgebiet	Autor	Titel und Umfang	Preis in öS
47	251	Meteorologie	CHALUPA, K.:	<i>Ergebnisse der Registrierung der Schwefeloxid-Immission in Wien - Stephansplatz, 1975-1979.</i> Wien 1981, 50 S., 13 Tab., 21 Abb.	vergriffen
48	252	Meteorologie	LAUSCHER, F.:	<i>Säkulare Schwankungen der Dezennienmittel und extreme Jahreswerte der Temperatur in allen Erdteilen.</i> Wien 1981, 42 S., 8 Tab.	50,--
49	254	Meteorologie	CHALUPA, K.:	<i>Ergebnisse der Registrierung der Schwefeloxid-Immission in Wien - Hohe Warte und in Wien - Stephansplatz, 1980.</i> Wien 1981, 46 S., 24 Tab., 13 Abb.	100,--
50	255	Geophysik	MELICHAR, P.:	<i>Ergebnisse der vergleichenden geomagnetischen Absolutmessungen an den Observatorien Tihany - Ungarn und Wien - Kobenzl.</i> Wien 1981, 35 S.	50,--
51	256	Geophysik	BRÜCKL, E. und K. ARIC:	<i>Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Hornkees in den Zillertaler Alpen im Jahre 1975.</i> Wien 1981, 20 S., 5 Tab., 5 Abb., 1 Karte	vergriffen
52	257	Meteorologie		<i>Klimadaten des Glocknergebietes, VII. Teil: Tabellen der Stundenwerte der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung 1977-1979 (Fusch, Fuschler Lacke, Wallack-Haus, Guttal).</i> Wien 1982, 82 Tab.	120,--
53	260	Meteorologie	STEINHAUSER, F.:	<i>Verteilung der Häufigkeiten der Windrichtungen und der Windstärken in Österreich zu verschiedenen Tages- und Jahreszeiten.</i> Wien 1982, 140 S., 131 Tab., 4 Kartenbeilagen	120,--
54	261	Meteorologie	DOBESCH, H. und F. NEUWIRTH:	<i>Wind in Niederösterreich, insbesondere im Wiener Becken und im Donautal.</i> Wien 1982, 212 S., 183 Abb.	vergriffen
55	266	Meteorologie		<i>Klimadaten des Glocknergebietes, VIII. Teil: Tabellen der Stundenwerte der Globalstrahlung 1975-1980 (Fuschler-Lacke und Wallack-Haus).</i> Wien 1983, 39 S.	50,--
56	268	Geophysik	WEBER, F. und R. WÜSTRICH:	<i>Ergebnisse der refraktionsseismischen Messungen am Hochkönigsgletscher.</i> Wien 1983, 50 S., 3 Tab., 7 Abb., 11 Beilagen	100,--
57	278	Meteorologie		<i>Klimadaten des Glocknergebietes, IX. Teil: Tabellen der Niederschlagsmeßergebnisse 1974-1980.</i> 48 S., 41 Tab.	70,--
59	283	Meteorologie	KAISER, A.:	<i>Inversionen in der bodennahen Atmosphäre über Klagenfurt.</i> Wien 1984, 79 S., 13 Tab., 22 Abb.	80,--
60	284	Meteorologie	LAUSCHER, F.:	<i>Ozonbeobachtungen in Wien von 1853-1981. Zusammenhänge zwischen Ozon und Wetterlagen.</i> Wien 1984, 29 S., 13 Tab. 3 Abb.	40,--
61	289	Meteorologie		<i>Klimadaten von Österreich Mittelwerte 1971-1980. Teil I (Vorarlberg) und Teil II (Tirol).</i> 71 S.	60,--
62	299	Geophysik	DRIMMEL, J.:	<i>Seismische Intensitätsskala 1985 (SIS-85). Vorschlag einer Neufassung der Intensitätsskala MSK-64.</i> 28 S., 8 Tab., 2 Abb.	40,--
63	300	Meteorologie		<i>Klimadaten von Österreich Mittelwerte 1971-1980. Teil III (Salzburg) und Teil IV (Oberösterreich).</i> 107 S.	80,--
64	302	Meteorologie	LAUSCHER, F.:	<i>Klimatologische Synoptik Österreichs mittels der ostalpinen Wetterklassifikation.</i> Wien 1985, 65 S., 32 Tab., 5 Abb.	90,--

Heft	Publ.Nr.	Fachgebiet	Autor	Titel und Umfang	Preis in öS
65	303	Geophysik	ZYCH, D.:	<i>Messungen der erdmagnetischen Vertikalintensität und Suszeptibilitätsuntersuchungen durch die ÖMV-AG als Beitrag zur Kohlenwasserstoffexploration in Österreich.</i> Wien 1985, 14 S., 2 Tab., 2 Abb., 3 Kartenbeilagen	60,--
66	304	Meteorologie	HOJESKY, H.:	<i>Langjährige Radiosonden- und Höhenwindmessungen über Wien 1952-1984.</i> Wien 1985, 219 S., 64 Tab., 13 Abb.	120,--
67	306	Geophysik		<i>Results of the Austrian Investigations in the International Lithosphere Program from 1981-1985.</i> Wien 1986, 79 S., 4 Tab., 28 Abb.	80,--
68	308	Hydrometeorologie	ECKEL, O. und H. DOBESCH:	<i>Mittelwerte der Wassertemperatur von Traunsee und Millstätter See nach mehrjährigen Registrierungen in verschiedenen Tiefen.</i> Wien 1986, 87 S., 74 Tab.	70,--
69	309	Meteorologie	KOLB, H., G. MAHRINGER, P. SEIBERT, W. SOBITSCHKA, P. STEINHAUSER und V. ZWATZ-MEISE:	<i>Diskussion meteorologischer Aspekte der radioaktiven Belastung in Österreich durch den Reaktorunfall in Tschernobyl.</i> Wien 1986, 63 S., 4 Tab., 20 Abb.	vergriffen
70	312	Geophysik	ARIC, K., E. BRÜCKL:	<i>Ergebnisse der seismischen Eisdickenmessungen im Gebiet der Stubaiäer Alpen (Daunkogelferner), der Venedigergruppe (Schlatenkees und Untersulzbachkees) und der Silvretta-gruppe (Vermunt-Gletscher).</i> Wien 1987, 18 S., 4 Tab., 10 Abb., 4 Kartenbeilagen	80,--
71	314	Meteorologie	CHALUPA, K.:	<i>Ergebnisse der Registrierung der Schwefeloxid-Immission in Wien - Hohe Warte und in Wien - Stephansplatz, 1981.</i> Wien 1987, 67 S., 41 Tab., 11 Abb.	100,--
72	315	Meteorologie	CHALUPA, K.:	<i>Ergebnisse der Registrierung der Schwefeloxid-Immission in Wien - Hohe Warte und in Wien - Stephansplatz, 1982-1985.</i> Wien 1987, 76 S., 27 Tab., 15 Abb.	100,--
73	317	Geophysik	ARIC, K. et al:	<i>Structure of the Lithosphere in the Eastern Alps Derived from P-residual Analysis.</i> Wien 1988, 35 S., 3 Tab., 17 Abb.	60,--
74	322	Meteorologie	CHALUPA, K.:	<i>Ergebnisse der Registrierung der Schwefeloxid-Immission in Wien - Hohe Warte und in Wien - Stephansplatz 1986-1987 sowie eine Übersicht der 20jährigen Reihe 1968-1987.</i> Wien 1988, 80 S., 38 Tab., 20 Abb.	100,--

Berichte über den Tiefbau der Ostalpen

Herausgegeben von H. W. FLÜGEL und P. STEINHAUSER

bisher erschienen:

Heft	Publ.Nr.	Fachgebiet	Autor	Titel und Umfang	Preis in öS
1				<i>Jahresbericht 1973.</i> Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt. Jahrgang 1974, H. 4, S. A138-A148	
2				<i>Jahresbericht 1974.</i> Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien 1975, 21 S., 5 Abb.	vergriffen
3				<i>Jahresbericht 1975.</i> Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien 1976, 74 S., 14 Abb.	115,--
4	215		WALACH, G.:	<i>Geophysikalische Arbeiten im Gebiet des Nordsporns der Zentralalpen I: Magnetische Traverse 1 (Neunkirchen-Hochwechsel-Pöllauer Bucht).</i> Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 22 S., 5 Abb., 4 Beilagen	40,--
5	221			<i>Jahresbericht 1976.</i> Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien 1977, 101 S., 21 Abb.	130,--
6	230			<i>Jahresbericht 1977, Teil 1.</i> Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien 1978, 54 S., 9 Abb.	85,--
7	240			<i>Jahresbericht 1977, Teil 2.</i> Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien 1979, 60 S., 19 Abb.	90,--
8	244			<i>Tagungsbericht über das 1. Alpengravimetrie Kolloquium - Wien 1977.</i> Herausgeber: P. STEINHAUSER, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien 1980, 129 S., 35 Abb.	90,--
9	245		GÖTZE, H. J., O. ROSENBACH und P. STEINHAUSER:	<i>Die Bestimmung der mittleren Geländehöhen im Hochgebirge für die topographische Reduktion von Schweremessungen.</i> Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien 1980, 16 S., 2 Tab., 5 Abb.	25,--
10	264		ROSENBACH, O., P. STEINHAUSER, W. EHRISMANN, H. J. GÖTZE, O. LETTAU, D. RUESS und W. SCHÖLER:	<i>Tabellen der mittleren Geländehöhen der Ostalpen und ihrer Umgebung für Raster-elemente $\Delta\phi = 0.75'$. $\Delta\lambda = 1.25'$.</i> 1. Lieferung. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien 1982, 23 S., 20 Tab.	100,--
11	273			<i>Tagungsbericht über das 2. Internationale Alpengravimetrie Kolloquium - Wien 1980.</i> Herausgeber: B. MEURERS und P. STEINHAUSER, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien 1983, 168 S., 85 Abb.	200,--
12	288			<i>Tagungsbericht über das 3. Internationale Alpengravimetrie Kolloquium - Leoben 1983.</i> Herausgeber: B. MEURERS, P. STEINHAUSER und G. WALACH, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien 1985, 222 S.	270,--
13	323			<i>Tagungsbericht über das 4. Internationale Alpengravimetrie Kolloquium - Wien 1986.</i> Herausgeber: B. MEURERS und P. STEINHAUSER, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien 1988, 200 S., 77 Abb.	250,--

Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik

bisher erschienen:

Heft	Publ.Nr.	Fachgebiet	Autor	Titel und Umfang	Preis in öS
1	329	Meteorologie		<i>Tagungsbericht EURASAP, Wien, 14.-16. Nov. 1988, Evaluation of Atmospheric Dispersion Models Applied to the Release from Chernobyl.</i> Wien 1989, 20 Beiträge, 198 S., 100 Abb., 17 Tab.	200,--
2	332	Geophysik		<i>Tagungsbericht über das 5. Internationale Alpengravimetrie Kolloquium - Graz 1989.</i> Herausgeber: H. LICHTENEGGER, P. STEINHAUSER und H. SÜNKEL, Wien 1989, 256 S., 100 Abb., 17 Tab.	vergriffen
3	336	Geophysik		<i>Schwerpunktprojekt S47-GEO: Präalpidische Kruste in Österreich, Erster Bericht.</i> Herausgeber: V. HÖCK und P. STEINHAUSER, Wien 1990, 15 Beiträge, 257 S., 104 Abb., 17 Tab., 23 Fotos	280,--
4	338	Meteorologie	LANZINGER, A. et al:	<i>Alpex-Atlas.</i> FWF-Projekt P6302 GEO, Wien 1991, 234 S., 23 Abb., 2 Tab., 200 Karten	250,--
5	341	Meteorologie	BÖHM, R.:	<i>Lufttemperaturschwankungen in Österreich seit 1775.</i> Wien 1992, 95 S., 34 Abb., 24 Tab.	vergriffen
6	343	Geophysik	MEURERS, B.:	<i>Untersuchungen zur Bestimmung und Analyse des Schwerfeldes im Hochgebirge am Beispiel der Ostalpen.</i> Wien 1992, 146 S., 72 Abb., 9 Tab.	160,--
7	351	Meteorologie	AUER, I.:	<i>Niederschlagsschwankungen in Österreich seit Beginn der instrumentellen Beobachtungen durch die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik.</i> Wien 1993, 73 S., 18 Abb., 5 Tab., 6 Farbkarten	330,--
8	353	Meteorologie	STOHL, A., H. KROMP-KOLB:	<i>Analyse der Ozonsituation im Großraum Wien.</i> Wien 1994, 135 S., 73 Abb., 8 Tab.	330,--
9	356	Geophysik		<i>Tagungsbericht über das 6. Internationale Alpengravimetrie-Kolloquium, Leoben 1993.</i> Herausgeber: P. STEINHAUSER und G. WALACH, Wien 1993, 251 S., 146 Abb. [Korrektur der irrtümlichen Nummerierung Heft 8/Publ. 353]	330,--
10	357	Meteorologie	ZWATZ-MEISE, V.:	<i>Contributions to Satellite and Radar Meteorology in Central Europe.</i> Wien 1994, 169 S., 25 Farbabb., 42 SW-Abb., 13 Tab.	330,--
11	359	Geophysik	LENHARDT W. A.:	<i>Induzierte Seismizität unter besonderer Berücksichtigung des tiefen Bergbaus.</i> Wien 1995, 91 S., 53 Abb.	330,--

MS. 21.152.11