

Title	深部採炭に伴う微小地震の観測とその予測に関する研究
Author(s)	藤井, 義明
Citation	北海道大学. 博士(工学) 乙第4621号
Issue Date	1994-09-30
DOI	10.11501/3079398
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/32674
Туре	theses (doctoral)
File Information	4621.pdf



深部採炭に伴う微小地震の観測と

その予測に関する研究

1994 年

藤井 義明

目次

第1章 序論		1
1.1 鉱山における微小地震と山はね現象		2
1.2 山はねの予知に関する現状		3
1.3 本研究の目的と方法		4
1.4 関連した従来の研究と本研究の位置付け		6
1.4.1 鉱山における微小地震の震源メカニズムに関する研	究	6
1.4.2 鉱山における微小地震活動の予測に関する研究		7
1.4.3 本研究の位置付け		9
1.5 論文の構成		10
第2章 深部炭鉱における地圧現象		11
2.1 はじめに		12
2.2 夾炭層岩盤の構造的特徴		12
2.3 深部炭鉱で発生する地圧現象		12
2.4 幌内炭鉱の地質と地圧現象		13
2.5 三池炭鉱の地質と地圧現象		20
2.6 本章のまとめ		22
第3章 微小地震の計測システム		24
3.1 はじめに		25
3.2 微小地震の計測システム		25
3.3 幌内炭鉱と三池炭鉱における計測システムならびに震源。	° *	
ラメーター解析の可能性と限界		26
3.3.1 幌内炭鉱と三池炭鉱における計測システム		26
3.3.2 震源パラメーター解析の可能性と限界		28
3.4 本章のまとめ		32

第4章 震源パラメーターの評価方法 --- 33 4.1 はじめに --- 34 4.2 震源位置の評価方法 --- 34 4.3 P 波速度の評価方法 --- 36 4.3.1 方法1 --- 40 4.3.2 方法 2 --- 40 4.3.3 P 波速度のばら付きの程度ならびに震源標定の精度 --- 42 4.4 地震モーメントテンソルの導入 --- 49 4.5 岩盤の粘性を考慮した地震モーメントテンソルの評価 --- 52 4.5.1 幌内炭鉱における微小地震波の特徴 --- 52 4.5.2 地震モーメントテンソルの評価方法の概略 --- 52 4.5.3 見掛け地震モーメント Ma の評価 --- 53 4.5.4 見掛け地震モーメント Ma に基づく地震モーメントテ --- 58 ンソル M1, の評価方法 4.6 ローカルマグニチュードおよび地震波エネルギー --- 60 4.7 微小地震活動の活発さを表す2つの指標 - 地震波エネルギー解放率と最大せん断地震モーメント解 放率一 --- 64 --- 66 4.8 本章のまとめ --- 68 第5章 数値シミュレーションの方法 5.1 はじめに --- 69 5.2 等方弾性体の仮定と弾性応力解析の妥当性 --- 69 5.3 三次元変位くい違い法 --- 70 5.3.1 三次元変位くい違い法の理論と基本解 --- 70 5.3.2 変位くい違い法の定式化と計算方法 --- 73 5.3.3 変位くい違いの回転成分を無視したことによる誤差 --- 74 5.3.4 板状介在物の解析方法と計算精度 --- 78 5.3.5 孤立した長壁式払周辺の応力分布 --- 83

5.3.6 炭層間の距離が小さい場合の近似解法	 87
5.3.7 炭層内の面内応力の評価方法	 89
5.4 破壊の激しさを表す指標の定義と評価の方法(その1)	
- エネルギー解放率、ひずみエネルギー解放率、体積余剰	
せん断応力指数-	 91
5.4.1 エネルギー解放率	 91
5.4.2 ひずみエネルギー解放率	 92
5.4.3 体積余剰せん断応力指数	 99
5.5 破壊の激しさを表す指標の定義と評価の方法(その2)	
- 最大せん断地震モーメント解放率-	 99
5.5.1 岩盤要素の最大せん断地震モーメントの評価方法	 100
5.5.2 炭層要素の最大せん断地震モーメントの評価方法	 102
5.5.3 最大せん断地震モーメント解放率の定義と評価方法	 105
5.6 本章のまとめ	 106
第6章 幌内炭鉱の微小地震活動に関する事例	
- 計測結果と数値シミュレーション結果の比較 -	 108
6.1 はじめに	 109
6.2 数値シミュレーションにあたっての諸仮定ならびに用いた	
諸定数	 110
6.3 西部 8 片 5 上層・5 層ロング	 112
6.3.1 計測結果	 112
6.3.2 数値シミュレーションの結果	 120
6.4 中部 8 片 5 上層・5 層ロング	 129
6.4.1 計測結果	 129

6.4.2数値シミュレーションの結果--- 1316.5布引8片5上層・5層ロング--- 1476.5.1計測結果--- 147

6.5.2 数値シミュレーションの結果 --- 149

6.6 西部9	片5上層・5層ロング	 162
6.6.1 計	·測結果	 162
6.6.2 数	「値シミュレーションの結果	 170
6.7 中部 9	片 5 上層・5 層ロング	 179
6.7.1 計	·測結果	 179
6.7.2 数	(値シミュレーションの結果	 188
6.8 布引9	片5上層・5層ロング	 194
6.8.1 計	·測結果	 194
6.8.2 数	(値シミュレーションの結果	 200
6.9 考察		 210
6.9.1 観	観システムの耐久性と性能について	 210
6.9.2 採	掘深度および採掘区域と微小地震活動の関係	 211
6.10 本章0	のまとめ	 212

第7章 三池炭鉱の微小地震活動と山はねに関する事例

	- 計測結果と数値シミュレーション結果の比較-	 214
7.1	はじめに	 215
7.2	微小地震活動と数値シミュレーション結果の比較	 217
7.3	本章のまとめ	 224

第8章 炭鉱の長壁式払における山はねの監視と予測	225
8.1 はじめに	226
8.2 微小地震活動に関する予測の正確さ	226
8.2.1 エネルギー解放率を用いた予測	226
8.2.2 ひずみエネルギー解放率を用いた予測	227
8.2.3 体積余剰せん断応力指数を用いた予測	227
8.2.4 最大せん断地震モーメント解放率を用いた予測	228
8.2.5 4 つの指標の比較	228
8.3 微小地震活動に関する予測の限界	229

	8.3.1 地層モデルに関する問題	 229
	8.3.2 最大せん断地震モーメントの評価についての問題	 230
	8.3.3 数値応力解析における要素分割数の問題	 230
8	.4 長壁式切羽における炭壁圧出型の山はねの予測	 231
	8.4.1 緩み域の大きさと山はねの危険性	 231
	8.4.2 炭壁圧出型の山はねの予知方法	 232
8	.5 微小地震活動や山はねに影響する要因	 233
	8.5.1 採掘深度の影響	 233
	8.5.2 払の幾何学的レイアウト	 235
	8.5.3 払の前方と後方(払跡)で起る破壊の特徴	 235
8	.6 微小地震計測と数値シミュレーションによる山はねの監視	
	と予測	 236
8	.7 本章のまとめ	 237
第 9	章 結言	 238
	謝辞	 242
	参考文献	 244
	付録 無限弾性体中の正方形要素にくい違いが作用するとき	

任意の点に生じる応力・変位の評価 --- 251

第1章 序論

1.1 鉱山における微小地震と山はね現象

鉱山の採掘現場では、古くから「山鳴り」や「岩鳴り」と呼ばれる岩盤の破壊に伴うと考えられる音の存在が知られている。これらは圧風を伴わない点で発破音と区別され、物体が変形・破壊するときに放出される弾性波動、すなわち、アコースティック・エミッション (acoustic emission、略して AE)の一種と考えられる。鉱山において AE を計測したのは Obert が最初といわれている¹⁾。彼は、鉱柱を対象とした弾性波速度の計測実験中に、発振をしていないにも関わらず弾性波が受振されることを偶然発見した。

鉱山において観測される AE の内、弾性波の周波数帯域が低いもの(数 kHz 以下)は「微小地震(microseismic event)」と呼ばれることがある¹。微小 地震関連の文献には周波数帯域が与えられていない場合があり、常に周波数に 基づいて AE と微小地震を区別するのは難しい。このため、本研究においては、 便宜的に、数 10 m 以下の領域を対象とした計測で検出されるものを「AE」、 一つの採掘区域全体や鉱山全域(数 100 ~数 1,000 m の領域)を対象とした 計測により検出されるものを「微小地震」と呼んで区別し、さらに、計測によ らず、現場で音響として聞かれるものを「山鳴り」と呼ぶことにする。

地下の空洞掘削現場では、また、岩盤が急激に破壊し音響と共に岩片が作業 空間に突出してくる「山はね」と呼ばれる現象の存在が知られている。

大清水トンネルは石英閃緑岩を主体とする堅硬な岩盤中に掘削されたが、玉 ねぎ状の岩片が剝離し、作業空間に飛散する形態の山はねが発生した²⁾。発生 部位は切羽面や切羽面近傍の周壁等の応力集中部に一致しており、地圧応力が 破壊条件を満たした場合に山はねが発生したようである。関越トンネルが掘削 された岩盤はホルンフェルスや石英閃緑岩から成り、小規模な断層やシームが 100 m に 1 ~ 2 本の頻度で観察された。当該トンネルにおける山はねも、切 羽面で多く発生し、音響とともに岩盤にき裂が生じたり、最大数 ton 程度の岩 片が飛散する現象を伴った³⁾。この場合、山はねの発生には、高い地圧に加え て、き裂やシームの存在も影響したようである。これらかぶりの大きな山岳ト ンネルで発生する山はねの被害については、ロックボルトで岩盤を補強し、金 網、ナイロンネット等で岩片の飛散を防ぐことによって最小限に押える技術が 開発されている。

深部化した金属鉱山における山はねは、硬岩中に設けられた坑道や切羽において発生し、側壁や天盤の急激な崩壊や踏前の激しい盤ぶくれ等の現象を伴い、近くにある採掘機械を損傷させる威力を持つものもある。この場合にも山はねは応力集中部で発生している。例えば、流紋岩質凝灰岩を母岩に持つ生野鉱山における山はね現場は、応力集中の大きい採掘跡の縁辺部であった⁴⁻⁷⁾。鉱山における山はねの発生機構については、自然地震の断層地震と同様、ダブルカップルモデルが用いられる場合が多い⁶⁻⁸⁾。

深部炭鉱の炭層内に設けた坑道や切羽で発生する山はねは、石炭の圧出や瞬

2

間的な盤ぶくれを伴い、しばしば、採掘機械の損傷や人的被害を引き起す⁹⁻¹²)。 山はねの発生には、単に炭層が破壊条件を満たすだけではなく、上下盤からの 過剰なエネルギーの供給が必要とされており、この条件は炭層の上下盤が厚く 強い砂岩層の場合に満たされやすいといわれている¹³⁾。また、木村¹¹は、こ れらに加えて、三池炭鉱における山はねの場合には、下位の炭層が厚い部位で 多く発生すると指摘している。

菅原他¹⁴)は三池炭鉱において、山はねと同程度のエネルギーを有する微小地 震が少なくないことを観測し、その経験から、「山はねと微小地震を明確に区 別することはできず、両者の区別は作業空間に変状をもたらすか否かという点 だけである」としている。このように、両者は密接に関係していると考えられ る。

1.2 山はねの予知に関する現状

山はねは損害を伴うことが多く、また、発生時に退避するのが困難な突発性 の現象であるために、発生機構や予知についての研究は、地層制御の分野にお ける重要課題の一つになっている。

地震における前震現象のように、ほとんどの場合、物体の主破壊の前には微小な破壊が現れる。これを検出することによって主破壊の部位や時刻を予知で きる可能性があるが、実際に、山はねの発生前に山鳴りが感じられたという報 告も数多くなされている^{4.9}。

山鳴りは発生場所が近接していれば現場で聞くことができる。しかし、音響 だけから発生部位や規模について正確に評価することは難しい。このため、山 はねが頻発したり、山はねの経験を持つトンネル掘削現場や鉱山では、山はね の予知を目的として微小地震や AE 計測の導入がなされている^{3.15-17})。

現在とほぼ同様の計測システムを用いて鉱山の微小地震の震源位置や規模を 評価したのは Cook が最初で、南アフリカの深部化した金鉱山に 8 台の地震計 を設置し、微小地震を観測した¹³⁾。そして、震源が水平面上で切羽面の前後 20 m 以内、垂直断面上では鉱床、あるいは、鉱床の 80 m 上位に弱面がある場 合にはこれに集中していること、微小地震活動の活発さは採掘活動の活発さに 対応していること、を明かにしている。

我国の炭鉱における微小地震の計測は、美唄炭鉱で発生した山はね¹⁰)を契機 に、山はね予知を目的として礒部により開始された。空知炭鉱、奔別炭鉱、砂 川炭鉱、幌内炭鉱での計測を通して、計測システムの開発がなされ、微小地震 の震源位置や規模の評価方法、集中部位や活発さの推移と採掘活動との関係等 に関する研究がなされた¹⁸)。また、これとは別に主にガス突出の予知を目的と して、局所的な AE 計測も行われるようになった¹⁹)。

これらのうち、微小地震に関する研究では、微小地震の震源が切羽面の近傍にあることや、自然地震と同様に微小地震は規模が小さいものほど多く発生す

ること、また、微小地震が応力集中部位に頻発すること等の知見が得られている。鉱山における微小地震や AE に関する最新の研究成果は、文献 16、17 にみることができる。

山はねの予知につながるような微小地震関連の前兆現象に関しては次のようなものがある。

Brady and Leighton²⁰) は、微小地震が一旦不活発になった後に山はねが発 生する現象を Star Mine で観察し、微小地震の計測による山はねの予知のため に有用であると提案した。Kaneko et al.¹²) は三池炭鉱における山はねが微小 地震活動の不活発な部位で生じていることに注目した。これは、Brady and Leighton と類似の知見といえる。板倉他¹⁹)も砂川炭鉱においてガス突出時の AE を計測し、Brady and Leighton と同様の前兆現象を得た。

これらの知見はもちろん有益であるが、経験則であり、理論的な裏付けが不 足している。Langstaff²¹)が示しているように、前兆現象が認められかった例 や、これとは逆に前兆現象が認められたのに山はねが発生しなかった例も多い。

しかしながら、微小地震の計測が有用なことは上述した既往の研究から明か であろう。そこで、長壁式払周辺で起る山はね監視を想定した微小地震の計測 について考えてみる。

採掘域全体を対象とした微小地震の計測方法では、全体を監視下に置くこと はできるが、震源の標定精度が大まかになり、小規模な事象の取りこぼしが生 じうる。この場合には、前兆現象を正確に捉えることができない恐れがある。 これを防ぐためには局所的な AE 計測と併用せざるを得ないが、これを多数の 箇所で行うのは費用や労力の面で問題がある。いずれにしても上述したように、 微小地震や AE の計測結果だけから前兆現象を捉え、これに基づいて山はねの 発生を予測する方法は的中率が低く、したがって、現段階においては、計測だ けで予測の目的が達成できるとは考えられない。

一方、山はねは岩盤の破壊現象であるから、応力解析によって破壊箇所を予 測できる可能性がある。しかし、破壊条件を満たすことによって生起する現象 は、山はねだけとは限らない。深部鉱山の切羽や坑道周囲の岩盤内では常に破 壊が発生しており、その内の一つの破壊形態が山はねと考えられる。したがっ て、山はねの発生機構が完全に解明されているとはいえない現状の下では、そ の発生を応力解析だけに基づいて予測することも難しい。

1.3 本研究の目的と方法

発生件数に比べて詳細な報告数が少ないことは山はねの研究を進める上で阻 害要因の一つになっている。一方、微小地震は観測される事象数が多い。例え ば、幌内炭鉱の事例では1つの採炭パネルの採掘時に 1,000 ~ 10,000 事象程 度の微小地震が計測されている(第6章参照)。また、微小地震は山はねと同 様に岩盤の破壊現象そのものとみなすことができるので、上述したように応力 解析の手法に基づいて、微小地震の集中箇所や活発さの消長について予測でき る可能性がある。この場合の利点は、微小地震の観測事例数は圧倒的に多いの で、予測方法の正確さを確認し、予測精度を向上させることが容易にできるこ とである。

本研究では、上述した現状を踏まえて、微小地震活動を研究対象とし、その 観測に基づく監視と、これと並行して、微小地震活動を数値解析に基づいて予 測する方法の開発を進めることにした。このために、次に述べる2つの内容か らなる研究を行い、目的を達成しようとした。

第一は、微小地震の信頼のおける測定方法の開発と測定事例の集積である。 このために、北海道三笠市の北炭幌内炭鉱において、6事例・12 ロングの採 掘に伴う微小地震活動の観測を行った。当鉱は稼行深度に関してわが国では最 深の記録を持つ炭鉱の一つであり、閉山時には地表下 1,265 m に達した。

幌内炭鉱の採掘空間の周辺では山鳴りが頻繁に聞かれ、山はねも一度発生している⁹⁾(2.4節参照)。断層等の地質擾乱は周辺の炭鉱に比べて少なく、 地質構造も比較的単純である。当炭鉱はこのような点から研究のサイトとして 適していると考えられた。

当鉱における微小地震の計測は、(財)石炭技術研究所、北炭幌内炭鉱、北 海道大学工学部資源開発工学科、室蘭工業大学工学部旧開発工学科の協力の下 に 1980 年より本格的に開始され、1989 年の閉山直後まで行われた。筆者は最 後の6年間この研究グループに参加する機会があり、これが本研究を行う動機 となった。

微小地震の震源や規模の正確な評価は以下で述べる数値 シミュレーション法 の精度を正しく評価するためにも重要である。ところが、幌内炭鉱の微小地震 研究グループで従来用いられていた弾性波速度や微小地震の規模の評価方法は 正確でない恐れがあった。このために研究の力点は、微小地震の震源位置、規 模、消長を正確に評価するための解析方法の開発におかれた。

震源位置の評価精度は弾性波速度の評価精度に依存する。そこで、弾性波速度を各採掘区域毎に沿層発破のデータから評価する方法を開発した。この方法では特別に発破試験を行わずとも弾性波速度が評価できるので費用の点からも 有益である。

微小地震の規模については筆者が新しく見いだした発震機構を基に評価し、 従来から自然地震について用いられているローカルマグニチュード、地震波エ ネルギー、あるいは、筆者の開発による最大せん断地震モーメントによって表 現する方法を開発した。

第二は、微小地震の集中部位や微小地震活動の消長を応力解析に基づいて予 測する有効な方法の開発である。本研究の最大の力点はここに置かれた。この ための数値モデルの基礎となる弾性応力解析方法として、間接法タイプの境界 要素法の一種である三次元変位くい違い法(Displacement Discontinuity Method、DDM)を用いることにした。この方法自体は筆者の開発によるものでは ないが、これの計算精度について詳しく検討し、炭層同志が近接しているときの採炭問題に応用する方法や炭層中の面内応力を評価する方法を新たに追加・研究した。

採炭活動を逐次的に進行させる毎に、対応する応力分布を求め、新たな破壊 発生の有無を決定し、破壊の消長を表す 4 種類の物理量を評価する一連の解析 手法を開発した。この解析を以下、数値シミュレーションと呼ぶことにする。 なお、4つの物理量のうち 2 つは筆者が開発したものである。

数値シミュレーションの精度を評価するために、幌内炭鉱の 12 の採炭パネ ルを対象にしてこれを実施し、微小地震活動の観測結果と比較した。比較に際 しては、震源の集中部位や微小地震活動の規模・消長に注目した。

当鉱では、微小地震の観測期間中、山はねは発生しなかった。そこで、研究 対象を、微小地震が観測され、かつ、その期間に山はねの起った三池炭鉱につ いても拡げ、数値シミュレーションを実施し、微小地震活動の観測結果と比較 した。

本研究の目的は本来ならば山はねの監視と予測におくべきであるが、上述し たように、山はねについては入手できる資料や観測できる事象が微小地震に比 べて圧倒的に少ないために、直接の研究目標とすることは合理的でないと判断 した。しかしながら、幌内炭鉱と三池炭鉱を対象とした微小地震活動の研究を 通して、山はねの予測に有益と考えられるいくつかの知見が得られた。そこで、 これらを基に、山はねの監視と予測の方法について考察し、微小地震の計測と 数値シミュレーションを組み合わせた深部炭鉱の山はねの監視と予測に関する 提言を行うことで、研究の最終目標の一部を達成しようとした。

1. 4 関連した従来の研究と本研究の位置付け

微小地震の計測に関する既往の研究については1.2節で簡単に述べた(詳 しくは、佐藤¹⁵⁾に譲る)。ここでは、鉱山の微小地震の震源メカニズムや微小 地震活動の数値シミュレーションに関する研究に限って従来の研究を概括し、 本研究の位置付けを行う。

1.4.1 鉱山における微小地震の震源メカニズムに関する研究

採掘空洞周辺で発生する微小地震の震源メカニズムに関しては、従来、ダブ ルカップルモデル(破壊に伴う破断面のずれ運動)を仮定し、地震モーメント をスカラー量として求める試みがなされている(たとえば McGarr²²⁾)。

一方、Sato and Fujii²³、は砂川炭鉱における断層際のガス突出に伴う微小 地震の解釈に関して、ダブルカップルモデルを仮定せず、地震モーメントをそ の定義通り2階のテンソル量として求めている。そして、いくつかの例外を除 いてダブルカップル型に近い地震モーメントテンソルを得、これを基にガス突 出の原因を断層のずれ運動に帰着させて解釈している。同種の試みは Spottiswoode も行っている[®])。

その後、Fujii and Sato²⁴) は解の収束性を向上させるために、地震モーメ ントテンソルの主値の1つが 0 であるという仮定を設けた場合の解析を行って いる。この方法は、幌内炭鉱における長壁式採炭に伴う微小地震、ならびに、 前述の砂川炭鉱の微小地震に対して適用された。その結果、砂川炭鉱の微小地 震に関しては、得られた地震モーメントテンソルが従来の値よりもさらにダブ ルカップル型に近い性質を示すことがわかった。ところが、幌内炭鉱の微小地 震については、ダブルカップル型の地震モーメントテンソルは得られなかった。

幌内炭鉱の微小地震の特徴の一つとして、大部分の事象の P 波初動極性が地 表の全てのセンサーで引きであることが示されている²⁵。この特徴はダブルカ ップル型とは矛盾している。Gibowicz⁸、も非ダブルカップル型の事象を取り上 げており、その存在は学会でも認められつつある。例えば、Wong and McGarr²⁶、は全てのセンサーで引き波が生じた事例を幌内炭鉱の事例を含めて 5つ挙げ、センサー数が不十分である等計測結果の質があまり良くないために、 議論の余地は残るとしながらも、震源メカニズムとして collapse of a tabular cavity (偏平な空洞の崩壊)を提案している。

また、Ahoener²⁷) は旧西ドイツの岩塩鉱山における山はねの事例を報告して いる。この山はねのマグニチュードは 5 ~ 6 で、震央から半径 200 km 以遠 の 90 以上の測点において引き波が観測されている。この場合にも震源メカニ ズムとしてダブルカップル型の適用は難しく、山はねは多数の残塩柱の急激な 破壊によってもたらされたと推論している。測定結果の質が高いために、今後 の解析の進展が待たれる。

1. 4. 2 鉱山における微小地震活動の予測に関する研究

さて、微小地震に関する数値応力解析に基づく解釈は、南アフリカで精力的 に行われている。Cool et al.²⁸, は、南アフリカの深部化した金鉱山の山はね について研究し、山はねの発生頻度と、数値解析によって計算したエネルギー 解放率が略比例関係にあるとしている。ここでのエネルギー解放率とは、線形 破壊力学における同名の物理量を流用したものである。そして、山はねの発生 頻度を減少させるにはエネルギー解放率を減少させればよく、払跡充塡が有効 であると論じている。当該国では深部鉱山における採掘計画の立案時に、エネ ルギー解放率の解析が重要な指針となった。ただし、現在では、より良い指針 を見いだすための試みもいくつか行われている。

McGarr and Wiebols²⁹) は East Rand Proprietry の鉱山について、ある期間に発生した微小地震の地震モーメントの合計と volumetric closure との間に良い相関を見いだしている。ここで、volumetric closure はコンバーゼンスと剛性率および採掘された要素の面積の3者の積と定義される。

Ryder³⁰, や Spottiswoode³¹, は、excess shear stress (以後余剰せん断応力と訳し、ESS と略し使用する)と名付けた量に注目し、微小地震活動との

7

比較をしている。この余剰せん断応力とは、岩盤中の応力を Coulomb の破壊規 準と比較したときに破壊規準を越えているせん断応力の余剰値である。彼等は この量を変位くい違い法による計算結果から求めている。Ryder は断層周辺で 発生する微小地震の挙動に注目し、余剰せん断応力の有効性を主張しているが、 同文献中の結果をみる限りこの指標の有効性は見いだせない。

Spottiswoode³²) は余剰せん断応力と volume excess shear stress (以後 体積余剰せん断応力と訳し、VESS と略し使用する)の2つの指標を、断層が非 常に少なく平板状の鉱床を持つ鉱山に応用している。体積余剰せん断応力とは、 ある領域内において生じた余剰せん断応力の増加量を採掘開始から採掘終了ま で累積した値である。9つの採掘区域について行った解析事例を基に、体積余 剰せん断応力は地震モーメントの累積値の約 0.2 倍の値を示すことが明かにさ れている。

体積余剰せん断応力は、ある区域における全体的な微小地震活動を予測する 指標の一つになり得る。しかしながら、余剰せん断応力と同様に物理的な意味 が不明確であることが問題である。さらに、この指標と払の進行に伴う微小地 震活動の活発さの推移や、微小地震の集中位置との関係については触れられて おらず、これらについての検討が今後に残されている。

日本におけるこの分野の研究は、菅原他³³⁾、Kaneko et al.¹²⁾、および、筆 者によってなされている。菅原他は三池炭鉱を対象に微小地震の計測結果とエ ネルギー解放率との関係付けを試みた。すなわち、ある期間に発生した微小地 震の地震波エネルギーの合計をその期間の払の進行長で除し、これを無次元化 した量(山鳴り強度係数と名付けられている)に着目し、これを払位置の関数 として整理している。その結果、エネルギー解放率と山鳴り強度係数は比例せ ず、エネルギー解放率は山鳴り強度係数の最大値を支配しているだけであると いう結論を得ている。また、同時に当該現場の断層が微小地震活動に影響を与 えているという指摘もしている。

Kaneko et al. は同区域において山はねが発生したときのデータを示し、微小地震と山はねの関係について論じている。その中で、大きな地圧集中が予想 されたにもかかわらず微小地震活動が活発でなかった部位で山はねが発生した ことを指摘している。

筆者は幌内炭鉱の2事例について解析を行っている³⁴。この場合、Cook et al. や菅原等が用いたエネルギー解放率と藤井が独自に定義したひずみエネル ギー解放率が、微小地震の活発さと直接的な関係を持つ可能性がある量として 採用された。

ここで、ひずみエネルギー解放率とは、ある期間に新たに破壊した岩盤にお ける破壊前と破壊後のひずみエネルギーの差の合計を、その期間の払進行長で 除した値として定義される(炭層の破壊は考慮されていない)。ひずみエネル ギーは三次元変位くい違い法による弾性数値応力解析から評価し、微小地震の 計測結果は地震波エネルギー解放率として整理している。この量は、ある期間 に発生した微小地震の地震波エネルギーの合計をその期間の払の進行長で除し た値として定義される。菅原等が用いた山鳴り強度係数は、これを無次元化し たものである。

地震波エネルギー解放率をエネルギー解放率、およびひずみエネルギー解放 率と比較した結果、地震波エネルギー解放率とエネルギー解放率の間に相関関 係はほとんど認められなかった。ひずみエネルギー解放率は地震波エネルギー 解放率よりオーダーが4程度大きかったが、採掘に伴う増減の挙動は両者で類 似していた。

この研究では以下の点が指摘できる。第一に、微小地震のマグニチュードの 評価方法が不完全なことである。第二に、ひずみエネルギー解放率の計算精度、 ならびに、微小地震の震源位置に関する考察が不足していることである。

その後、筆者は事例を1つ増やし(Ishijima et al.³⁵)、ひずみエネル ギー解放率の計算精度について検討を加えた(藤井他³⁶))。また、藤井他³⁷) は三池炭鉱の事例について、ひずみエネルギー解放率の解析を試みたが、良い 結果は得られなかった。

藤井他³⁸)では南大夕張炭鉱の事例を対象に、炭層の破壊に注目した AE 活動 の予測計算法を開発している。この研究で用いられた炭層の破壊規準は、最大 主応力説に基づくもので正確ではないが、破壊した炭層要素の数と AE イベン トとの間に良い相関関係を見いだしている。

以上の研究を踏まえて、Fujii and Ishijima³⁹)は微小地震活動の活発さを 示す指標として最大せん断地震モーメント解放率と名付けた量を新たに採用し、 1つの払の事例を対象に観測結果と計算結果を比較した。

最大せん断地震モーメント解放率は、ある期間に新たに破壊した岩盤から解 放された最大せん断地震モーメントの合計を、その期間の払進行長で除した値 として定義される。ここで、最大せん断地震モーメントとは、地震モーメント テンソルの最大非対角成分の値である。この最大せん断地震モーメント解放率 は、微小地震の観測結果からも予測計算結果からも評価することができ、両者 を直接比較することが可能である。

破壊規模の指標となるマグニチュードは、地震モーメントテンソルの解析に 基づいて評価されている。また、破壊した岩盤要素の位置と微小地震の震源位 置の関係についても考察が行われている。

Fujii and Ishijima⁴⁰, は、同じ事例についてエネルギー解放率、ひずみエ ネルギー解放率、体積余剰せん断応力指数、最大せん断地震モーメント解放率 を評価し、各指標の比較・検討を行って、4つの指標の内で最大せん断地震 モーメント解放率が観測結果と最もよく一致することを見いだしている。ここ で、体積余剰せん断応力指数とは、ある期間の体積余剰せん断応力をその期間 の払進行長で除した値である。

1. 4. 3 本研究の位置付け

本研究は筆者が従来行ってきた微小地震に関する研究を発展させたものである。

微小地震の数値シミュレーションに関しては、変位くい違い法の解析結果か ら炭層の面内応力を評価する方法を新たに開発し、最大せん断地震モーメント の解析では炭層の破壊も考慮できるようにした。

解析事例数についても大幅に増やし、幌内炭鉱の 6 事例 12 ロング、三池炭 鉱の 4 ロングについて予測計算を行い、予測方法の信頼性を高めるように努め た。炭層の破壊が考慮できるようになったために、三池炭鉱の事例を対象とし た数値シミュレーションでは、従来に比べ観測結果との一致の程度が大幅に向 上していることが確認された。

2 つの炭鉱の事例解析を通じて、山はねの発生条件について具体的な示唆が 得られ、また、微小地震の計測と数値シミュレーションを組み合わせた山はね の監視と予測に関する提言が導かれた。

1.5 論文の構成

本論文では、1.3節で述べた研究の目的を達成するために実施した研究内 容を、全9章にわたって述べる。

第2章では、観測の対象となった2つの深部炭鉱の地質的特徴や地圧現象について述べる。

第3章では、微小地震の観測方法について述べる。

第4章では、微小地震の観測結果を基に震源・規模を評価する方法について、 微小地震の震源標定に必要な弾性波速度と、微小地震の激しさを表すための指 標である地震モーメントテンソルの評価方法を中心に述べる。

第5章では、数値シミュレーションの基礎となる変位くい違い法による数値 応力解析方法について、炭層同志が近接している採炭問題の解法や炭層の面内 応力の評価方法を含めて述べる。また、微小地震の活動度や震源の集中位置を 予測するための4つの指標を評価する方法について説明する。

第6章では、幌内炭鉱の6事例・12 ロングについて観測された微小地震活動について述べ、また、これと数値シミュレーションの結果を比較する。

第7章では、三池炭鉱における山はねが発生した払を含む4ロングの事例について、数値シミュレーションを行い、観測された微小地震活動と比較する。

第8章では、数値シミュレーションで用いた4つの指標を比較し、微小地震活動と数値シミュレーションを組み合わせて用いる山はねの予測法について考察する。また、微小地震活動や山はねに影響する要因を明かにした後で、微小 地震の計測と数値シミュレーションを組み合わせた深部炭鉱の山はねの監視と 予測に関する提言を行う。

第9章では、本研究で得られた主な成果について述べる。

第2章 深部炭鉱における地圧現象

2.1 はじめに

炭鉱の地層は、山岳トンネルや金属鉱山の地層とは構造的に異った特徴を有 している。これを反映して、深部炭鉱では、特有の地圧現象が観察される。本 章では、これらについて言及した後、研究の対象となった幌内炭鉱、三池炭鉱 の地質や採掘条件、および、両炭鉱において観察された地圧現象について述べ る。

2.2 夾炭層岩盤の構造的特徴

諸外国の石炭鉱床は石炭紀に属するものが多いが、我国の石炭鉱床は主に古 第三紀に属し、通常厚さ 5 m 以下の板状構造を呈している。

炭層を胚胎する地層は夾炭層と呼ばれ、石炭、砂岩、頁岩等の堆積岩の互層 となっている。地層が若いために岩盤の強度は諸外国の炭鉱に比べるとやや小 さめであり、単軸圧縮強度が数 10 MPa ~ 100 MPa 程度の中硬岩に分類される。 石炭の単軸圧縮強度は 10 数 MPa ~ 数 10 MPa で、上下盤より強度が小さい。 夾炭層岩盤の力学的な特徴は、比較的弱い偏平な石炭鉱床が強度の比較的大き い互層をなす構造を有する上下盤に挟まれていることである。

実験室規模の供試体を用いた試験結果によると層間強度は健全な岩石の数分の1程度である⁴¹。このため変形係数や弾性波速度にも異方性がみられる。変形係数については、旧砂川炭鉱の海面下 250 m で実施された平板載荷試験において、やや緩んでいる部位で約2倍⁴²、健全な部位で 1.3 倍⁴³の異方性がみられた。これは、空洞近傍の局所的な応力分布の評価には、異方性を考慮した方が精度よく行えること、および、空洞を含む大きな領域の解析には、異方性を考慮しなくともある程度精度よく応力分布を評価可能なことを示唆しているものと考えられる。

同現場で採取された砂岩コアの弾性波速度は自然含水状態で 15 % の異方性 を示した。幌内炭鉱において、沿層発破のデータを用いて評価された弾性波速 度には、10 ~ 20 % のばら付きが認められた(4.3.3項参照)。

2.3 深部炭鉱で発生する地圧現象

我国における炭鉱の採炭区域は比較的狭いにもかかわらず、平均的な炭層傾 斜が大きく、旧西ドイツと同様、炭鉱の深部化が進む条件を持っている。深部 化は 1965 ~ 1980 年に急速に進んだが、現在は諸事情から頭打ちになってい る。採炭現場の深部化に伴って、空洞の開さくに際して様々な地圧現象が観察 されるようになった。

炭層を採掘するとその後ろに偏平な空洞(払跡)が形成され、縁辺部にはト ンネルや坑道よりも大きな応力集中が生じる。この結果、払面(採炭対象の炭 壁)前方、あるいは、採掘側面の炭層や岩盤では、破壊が生じ山鳴りが感じら れる。はなはだしい場合には、山はねが発生する場合もある。

長壁式機械化採炭法が採用された払では、払跡は充てんせず放置するのが普通である。払跡は、この中で起る層間剝離や天盤の崩落といった破壊現象に伴う崩落ずりにより充てんされ、崩落ずりは圧密される。Peng and Chiang の文献⁴⁴)にはこの事例が示されている(図 2.1)。また、切羽からその前方の最大地圧が生じる位置までの範囲を炭層内の緩み域と考えた場合、稼行丈の 0.5 ~ 2.3 倍までの範囲が緩んでいることを示している(図 2.2)。



図2.1 Lower Kittanning 層の天盤挙動に関する断面模式図44)

Whittaker and Reddish の文献⁴⁵)に掲載されている切羽部分を実際に切断し て撮影した写真(図 2.3)では、切羽前方の岩盤に生じた破壊が認められる。 なお、炭層部の破壊の有無は画像が不明瞭なため確認できないが、切羽近傍で 破壊が発生していることは間違いないと想像される。

沿層坑道は無支保では自立できないが、岩石坑道でも多くの場合、支保を必要とする。周囲が採掘されるにつれて、坑道には大きな応力集中がもたらされるので、著しい狭小化が観察されることが多い。

これらの実情は、深部化した炭鉱の空洞周辺岩盤では、岩石強度に対し地圧 が相対的に大きく、程度の差こそあれ必ず破壊が生じることを示している。深 部炭鉱で多くの微小地震が発生している背景はここにある。

2.4 幌内炭鉱の地質と地圧現象



図2.2 切羽面の奥に発達した炭層内の破壊域⁴⁴⁾。dr は破壊域の奥行き、 H は稼行丈、N = x/y、x は肩坑道からの距離、y は払面長、1: Valley Comp No.3 Mine (かぶり 263 m)、3: Old Ben No.24 Mine (かぶり 186 m)、5: York Canyon Mine (かぶり 120 m)

幾春別川沿岸の平地に位置している幌内炭鉱の鉱区は夕張炭田の北端を占め、 幾春別炭田と呼ばれる区域に属している。

当該鉱区では、基盤の白亜紀層を古第三紀石狩層群が覆い、さらに、これを 幌内層群が被覆している。夕張炭田の石狩層群は5層から成っているが、この 区域では幾春別層だけが発達している。幌内層は緻密な泥岩層で、約 1,800 m の厚さがあり、幾春別層のキャップロックとなっている。このため坑内では地



図2.3 ある長壁式切羽の断面写真⁴⁵)(かぶり 600 m)

表水の進入が少ない。

幾春別の東方に、石狩炭田の背梁となっている幾春別背斜があり、この区域では略北東-南西の走向となっている。この北側にこれと平行して幌内背斜がある。幌内背斜の北東側の延長は奔別付近で幾春別向斜中に沈んでおり、南西側の延長は幌内断層のため明かにされていない。計測当時に稼行していた幌内背斜の北翼の傾斜は、中央部で 20 ~ 30°位である。

幌内炭鉱周辺では南西部の幌内断層、北東部の新幌内断層が主要な断層である。走向 3 km の稼行区域は4つの断層によって3つのブロックに分けられている。この4つの断層は北から北部断層、布引断層、養老断層、常盤断層と呼ばれ、3つの採掘区域は北から布引区域、中部区域、西部区域と呼ばれている(図 2.4)。

幾春別層は層厚約 300 m で 10 数枚の炭層を持っているが、このうち、炭丈
が 0.8 ~ 2.6 m の5上層、5層、4上層、4層、3層、1層が稼行対象とな
った(図 2.5)。5上層と5層、あるいは、4上層と4層の層間距離は約 8 m
である。

幌内炭については福田46)が単軸および三軸試験を行っている。これによると



図2.4 研究の対象とした採炭切羽

幌内炭の変形特性は単軸下では基本的にクラス I に分類されるが、破壊後でも しばしば大音響と共に急激な応力低下を示す。三軸下では stick-slip 挙動⁴⁷⁾ を示す。破壊条件は、

$$\tau = 21 + \sigma \tan 23.5^{\circ}$$
 (2.1)

あるいは、

$$\tau = 6.4 \ \sigma^{0.52} \tag{2.2}$$

と表される。ここで、 τ はせん断応力(MPa)、 σ は直応力(MPa)である。 炭層の上下盤は主に砂岩、頁岩、炭質頁岩の互層からなるが、一部には含灰



図2.5 模式断面図(幌内炭鉱)

層と呼ばれる破砕した炭質頁岩の薄層もある。乾燥状態における砂岩の単軸圧 縮強度は約 60 MPa である。頁岩の強度は含水率に敏感であり、気乾状態では 砂岩に匹敵する強度を有するものもあるが、水中に放置すると自然に崩壊する 場合が多い。

幌内地区の露頭炭の発見は明治元年に遡り、明治 12 年には国営の採掘活動 が開始された。昭和 50 年にガス爆発災害が発生し、坑内注水により水没した。 その後、生産を再開したが、第8次石炭政策により、平成1年に閉山を迎えた。 閉山直前の採掘深度は 1,265 m に達していた。

計測期間中は専ら片盤向長壁法が採用され、自走枠・ドラムカッターによる 機械化総バラシ採炭が実施されていた。切羽面長は 150 ~ 200 m、傾斜は 20 ~ 35°、深度は約 1,055 ~ 1,265 m であった。

計測の対象となった採掘切羽は採掘順に、

(1) 西部8片5上層・5層ロング

- (2) 中部8片5上層・5層ロング
- (3) 布引8片5上層・5層ロング
- (4) 西部9片5上層・5層ロング
- (5) 中部9片5上層・5層ロング
- (6) 布引9片5上層・5層ロング

である(長壁式採炭法で稼行される1つの採炭現場はロングと呼称され、地区、 深度、炭層名により区別される)。

当該炭鉱では他の深部炭鉱と同様に、坑道の狭小化が観察され48-50, 採掘 切羽の周囲では山鳴りがしばしば感じられた。また、限定された区域で特定の 砂岩層を坑道掘削するときに、鳞辺状の破片を伴う異常破砕と呼ばれる砂岩の 突出現象がしばしば発生したが、ガス突出は起らなかった。

深部採炭区域では、山鳴りが頻発した。本研究における計測期間中、筆者は 一年に数回の割合で入坑した。その経験によると、採掘現場の近くでは、一時 間に数回の頻度で「ズン」というような山鳴りが聞かれた。音質は鈍く響くよ うであり、岩盤内部から発生しているように感じられた。第6章で詳しく述べ るが、微小地震の計測結果によると、これらの震源は、払面近傍に位置してい た。注目すべきことに、このように山鳴りが多数発生したにも関わらず、この 期間内に山はねの発生はなかった。

地表の立坑近傍でも、一週間に1回程度、突き上げられるような震動を感じた。これらの震度は 2 ~ 3 に相当するが、継続時間は短く、1 秒程度で震動 はおさまった。微小地震の計測結果によるとこれらの震源は保安炭柱近傍に集 中していた。

山はねは一件だけ報告されており⁹、かぶりが 915 m の西部6片3層ロング で 1975 年 8 月 2 日に発生し、2 名が罹災した(死亡1名、重傷1名)。

当該現場では、大きな音とともに炭壁が張り出す現象が日常的に発生してい た。山はね発生前の 7 月 22 日と 26 日に、各一回づつ切羽面上部で山鳴りの 発生があったと報告されている。7 月 26 日の山鳴りの際には負傷者も出てい る。これらは小規模な山はねに分類して然るべきであろうが、幌内炭鉱では、 軽度の災害を伴う場合でも単に「山鳴り」、山鳴りが急激な炭壁の張り出し現 象を伴う場合には「放圧現象」と呼んでいたことを付記しておく。放圧現象の 際には、天盤や下盤際の薄い岩盤層や含灰層が圧砕されて粉状になり、ここに 隙間の形成がみられた。

面長 208 m、稼行丈 2.3 m の当該払では、前進式長壁採炭法が採用されてお り、山はね発生時に払面は始発部から 148 m 進行していた。傾斜 18°の3番 層の上下盤は砂岩、頁岩、炭質頁岩の互層になっており、特に天盤の砂岩層が 6.7 m の厚さを持っていることが注目される(表 2.1 参照)。この砂岩は硬か ったといわれている。炭層自体も、光沢が少なく岩石の挟みを有しているため、 硬い部類に属すると想像される。当採炭パネルの幾何学的特徴は、肩坑道上部 の旧坑(西部5片3層ロング)との間に約 20 m の保安炭柱を残しながら採炭 したことである(図 2.6)。

現場では、前述の2回の山鳴りが、保安炭柱に生じた応力集中に起因するものと考え、無炭柱採炭に転換するために、始発部から 140 m 付近において 26日3番方から切羽準備昇の掘進に着手し、約 18.8 m 掘進して、30日、旧坑に縫着した。その後、切羽面長を約 208 m に変更し、自走枠より上部の約 28.7

表2.1 幌内炭鉱の3番層とその上下盤の岩種と層厚(m)⁹⁾

and the second s		
	砂岩	3.7
上盤	頁岩	3.0
	砂岩	6.7
3 番層	炭層	2.0
	砂岩	1.9
下盤	炭質頁岩	0.5
	砂岩	6.3



図2.6 西部6片3層ロング周辺の採掘レイアウト⁹⁾

mの区間は鉄柱・カッペにより支保し採掘を続けた(図 2.7)。

災害当日、上部ステーブルから約 7 m までカッターにより上り採炭した時に、 ドーンという音と同時に上部ステーブルから下部に向って約 8 m 間の切羽面炭 壁が倒壊した。これに伴い、トラフが折れ曲がり、この場所に居合わせた 2 名 が罹災した(図 2.8)。負傷した作業員は「ドーンという大きな音とともに、 跡山側へ飛ばされた」と報告している。別の数人の作業員も音響について言及 し、さらに「発破とは異なり圧風がなかった」ことを指摘している。なお、上 記事例のように長壁式切羽で起き、炭壁の一部が突然圧出する破壊現象を、こ こでは、炭壁圧出型の山はね(図 2.9)と呼ぶことにする。

山はね発生後、跡バラシ天盤発破、炭壁への緩めボーリング等の対策を施し ながら採炭が継続されたが、3番層の採掘は、この切羽の終掘以降放棄されて



図2.7 山はね発生現場周辺の坑内図?)

いる。

2.5 三池炭鉱の地質と地圧現象

三池炭鉱の稼行炭層は層間距離約 60 m の上層と本層の 2 枚で、幌内炭鉱と 同様に機械化長壁式採炭法が採用されている。本層は厚いのでスライシング採 炭法(採掘を上段、下段に分け、金網等を布設しながら上段の採掘を最初行い、 その後を下段の採掘が追いかける方法)が用いられている。研究の対象となっ た払の採掘深度は 600 m 程度で、幌内炭鉱の深度の約 1/2 である。当該払周 辺の地層の特徴は、炭層が、厚く強度の大きな砂岩層で挟まれていることで、 採掘跡の維持が良く(払跡天盤の崩落が悪く)、その中でキャッチボールがで



図2.8 山はね発生現場の状況?)



(b)

図2.9 三池炭鉱における山はねの模式断面図¹²⁾。(a)上層の場合、(b)本 層の上段採掘の場合

岩盤はほとんどが砂岩から構成され、乾燥状態の単軸圧縮強度は 76 ~ 103 MPa (湿潤状態で 27 ~ 61 MPa)、圧裂引張強度は 6 ~ 8 MPa (湿潤状態で 3 ~ 4 MPa) である⁵¹⁾。

本払でも他の深部炭鉱と同様に、坑道の狭小化が生じていた。また、山鳴り が聞かれ、炭壁の返りのような山はねに類似した現象がしばしば発生した。山 鳴りの頻度は小規模なもの(パカンという音)が1時間に1回程度、大規模な もの(ドーンという音)が1日に1回程度の頻度で聞かれた(金子勝比古、 1994、私信)。作業員の報告によれば、これらは切羽の前方の炭層から生じて いるように聞こえた。採掘区域の深部化に伴い山はねが頻発したので、現在は 浅部(かぶり 400 m 程度)で上層のみを対象として採掘を行っている。

木村¹¹、Kaneko et al.¹²)によると、山はねの形態は、上下岩盤の破壊を 伴わずに、鉛直に自立した切羽面の炭壁が突然大音響と共に破壊・圧出する、 いわゆる炭壁圧出型である(図 2.9)。圧出した石炭の大部分は細粒状であっ たが、粒径 30 cm 程度の石炭塊も小量含まれていた。山はね発生後の観察によ ると、払面前方の炭層の破壊域の深さは稼行丈よりも大きく、天盤際には最大 6 m の奥行を持つ空洞が生じ、この部分の石炭は摩擦されて表面が赤褐色を呈 していた。破壊域の切羽面方向の幅は最大 60 m であった。

山はねはコールカッターによる炭層の切削や、切羽前方炭層を発破によって 緩めた直後に多く発生した。この他、自走シールド枠移動時にも少数発生した。 これらは、切羽付近で地圧変化のあった時に山はねが多く発生したことを示し ている。地圧の変化が生じた後、時間の経過と共に発生頻度は低下した。

2.6 本章のまとめ

本章では、夾炭層岩盤の構造的特徴に言及し、研究の対象となった幌内炭鉱、 三池炭鉱の地質や採炭状況、および、両炭鉱における山鳴りの状況や過去に経 験された山はねの状況について述べた。主な内容を箇条書に示すと次のように なる。

- (1) 夾炭層岩盤の構造的特徴は、比較的弱い偏平な鉱床が比較的強度の大きい多層構造をなした上下盤に挟まれていることである。層間強度は健全な岩石に比べて小さいが、地山状態における岩盤の変形係数や弾性波速度に関する異方性は意外に小さいことを指摘した。
- (2) 幌内炭鉱の6片の現場では、山鳴りの発生頻度は少ないものの、炭壁圧 出型の山はねが発生した。8片や9片では山鳴りの発生頻度が増加した が、山はねの発生は皆無であった。
- (3) 採掘深度が幌内炭鉱8片・9片の約半分の三池炭鉱の採掘現場では、炭 壁圧出型の山はねが頻発した。

第3章 微小地震の計測システム

3.1 はじめに

炭鉱における微小地震はしばしば短時間に多数発生する。また、震源の大部 分は岩盤や炭層の内部に分布しているので、ほとんどの場合、肉眼で観察する ことができない。したがって、微小地震の計測には自然地震と同様に、予想さ れる震源を震動センサーで取り囲み、測定・記録した震動データから震源位置 や規模を推定する方法が用いられる。

計測システムについても自然地震の場合と類似している点が多いが、計測の 対象となる領域の寸法が小さく、震動の周波数帯域が高いためにいくつか異な る点もある。ここでは、微小地震の計測システムについて概説した後、幌内炭 鉱と三池炭鉱の計測システムについて述べる。

3.2 微小地震の計測システム

微小地震の計測システムは震動の受感部、伝送部、記録部で構成される。

震動を受感するセンサーとしては、以下に述べる理由により、周波数帯域 10 kHz 以下の速度型や加速度型のものが用いられる。すなわち、速度や加速度は 変位を時間で微分したものなので、これらの時間軸上の初動の立上りは変位に 比べて鋭く明瞭である。したがって、震源位置の評価に用いられる初動時刻を 正確に読み取ることができ、それだけ震源標定の正確さが増す。

炭鉱における微小地震を計測するためのセンサーの配置方法は、設置場所の 深度の観点から、地表だけ、坑内だけ、地表と坑内の両方の3つに分類される。

三池炭鉱の場合には、観測対象となった採炭パネルが海底下にあったために、 坑内のみに配置せざるを得なかった。一方、幌内炭鉱の場合には、センサーは 地表と坑内の両方に配置された。微小地震の計測においては、震源を立体的に 取り囲むようにセンサーを配置し、さらに払近傍にいくつかのセンサーを配置 することが、震源標定の正確さを増す上で有効であるといわれている(Niewiadomski, 1987, personal communication)。したがって、幌内炭鉱の計 測網は、三池炭鉱のものよりも、震源標定の精度の観点から優れているといえ る。

地表に配置したセンサーで捉えた震動は高周波成分が減衰していることがあ るが、この場合は震源パラメーターの評価に不都合が生じる。また、道路・工 場等が近くにある場合には、これらから生じるノイズが信号に混入する可能性 がある。

震源の近くに設置した坑内のセンサーで捉えた震動には、震源パラメーター の情報が豊富に含まれている。ただし、坑内の諸作業がしばしばノイズ源にな るので注意が必要である。

地熱開発の分野では、微小地震の計測のために、地表から穿孔した下向きボ アホール中にセンサーを埋設する方法がしばしば採用される⁵²)。この方法は費 用やメンテナンスの面で難点があるものの、種々のノイズを低減する意味では 有効と思われる。

センサーで捉えた信号の伝送には電話回線、専用線、無線等が用いられるが、 なるべくノイズやトラブルの少ない伝送方法を用いることが肝要である。

記録部は通常、アンプ、AD コンバーター、トリガー装置、CPU、磁気テープ やハードディスク等の記録装置から構成される。適切な周波数帯域と振幅に調 整された信号は、AD 変換され、常にリング状のメモリーに書き込まれる。震動 の振幅が所定のしきい値に達したとき、トリガー装置はトリガー信号を出力し、 その時刻の前後数 100 msec ~ 1 sec 程度の間のデータが磁気テープやハード ディスクに記録される。計測は常に継続されていることが望ましいが、実際に は磁気テープやハードディスクの読取作業中の短時間だけ、計測が中断される 方式になっている場合が多い。

微小地震の計測では、計測システムの周波数帯域が十分に広く、数 Hz ~ 1,000 Hz 程度になっていることが望まれる。その理由は、高周波成分が計測で きない場合には初動到達時刻の読取精度が悪く、正確な震源標定が行えず、こ れに付随して規模の評価もあいまいになってしまうからである。また、震動の フーリエスペクトルから震源の寸法を推定することもできるが、このためには 数 100 ~ 1,000 Hz 程度の高周波成分を正確に計測することが必要である。逆 に、地表のセンサーの低周波数帯域の利得が低すぎる場合には、捉えられた微 小地震の信号レベルが小さく、良好な計測ができない恐れがある。

しかしながら、高周波側の測定限界を大きくすると、データの量が多くなる ので、大きな記録スペースが必要となり、解析時間も増大する。したがって、 ある程度広帯域のシステムを使用した予備試験で震動の周波数を把握し、適切 な周波数帯域のシステムを再構築した後、本格的な運用を始めることが望まし い。

 3.3 幌内炭鉱と三池炭鉱における計測システムならびに震源パラメーター 解析の可能性と限界

3.3.1 幌内炭鉱と三池炭鉱における計測システム

幌内炭鉱で使用した計測システムは地表下 1,000 ~ 1,300 m の採掘切羽周辺を震源とする微小地震活動の観測を対象とした。同システムは、幌内炭鉱の協力の下に、(財)石炭技術研究所、北海道大学工学部資源開発工学科、室蘭工業大学工学部旧開発工学科が共同で設置したものである。

計測システムを図 3.1 に示す。用いた東京測振社製の上下動速度型センサー (形式 QST-112B)の固有周波数は 3 Hz、減衰定数は 0.7 なので、周波数特 性は 10 ~ 200 Hz の範囲で平坦である(図 3.2 参照)。合計 10 個のセン サーは図 3.3 に示すように、2 ~ 4 個が計測対象とする払の近傍の坑道の床 面に、残りが地表に配置された。地表の場合は表土、坑内の場合は浮き石を取 り除いた後にモルタルを流し込んで土台を作成し、これの上にセンサーを設置 した。



図3.1 計測システムのブロック図

採用したセンサー網には払近傍に設置したセンサーも含まれているので、地 表のセンサーのみから成る配置網よりも震源標定の正確さが増すと考えられる。 なお、観測対象とする払の変更に伴いセンサー位置も随時移動させた。

坑内に設置されたセンサーの出力は観測所まで専用ケーブルによりアナログ 伝送され、フィルターを内蔵したアンプによって増幅された後、A/D 変換され る。フィルターはカットオフ周波数 100 Hz のローパスフィルターを用いた。 フルスケールについては、当初 0.1 mm/sec としたが、波形がしばしばスケー ルオーバーすることがわかったので、フルスケールを 0.3 mm/sec にした。そ の後、さらに、 1 mm/sec に変更した。

地表に設置されたセンサーの出力は、センサーに直結された A/D コンバー ターにより A/D 変換された後、観測所までデジタル伝送される。フルスケール は 0.1 mm/sec としたが、全観測事象の 1 % 前後は波形がスケールオーバーし た。

A/D コンバーターの規格は、地表・観測所内共にサンプリング周波数 400 Hz、 分解能 12 bit である。A/D 変換された信号は分岐させ、1 方はミニコンピ ューター(HP-1000E) に接続し、他方はトリガー装置に入力する。トリガー 装置では、最大 3 チャンネルまでの信号について、それぞれ所定のしきい値を 越えたかどうか判別する。3 つの判別結果の論理和、あるいは、論理積がトリ



図3.2 用いたセンサーの周波数特性

雑音によるデータ取り込みプログラムの作動を防ぐために、トリガー装置に は雑音の少ない CH を選んで入力した。しきい値は、微小地震の取りこぼしが 少なくなるように、なるべく小さな値にすることが望ましい。その大きさは、 雑音のレベルに応じて 0.01 ~ 0.03 mm/sec の範囲で適宜調節した。

トリガー信号が入力されるとデータ取り込みのプログラムが作動し、各チャンネルについてトリガー時刻の 0.5 秒前から 1.0 秒後までの 1.5 秒間の 600 words 分のデータ、および、トリガー時刻が磁気テープに記録される。

海底炭鉱である三池炭鉱の観測網を構成する 12 個の地震計は全て坑内に設置された。計測システムの周波数特性は 10 ~ 60 Hz である¹²⁾。

3.3.2 震源パラメーター解析の可能性と限界

幌内炭鉱で用いた計測システムによって検出した微小地震波形の例を、図 3.4 に示す。CH-9、CH-10 は坑内に設置されている。CH-2 は震源までの距離が 2 km 以上あり、入射角も大きいため P 波は検出されていないが、これ以外の センサーには P 波が記録されている。CH-3、5、7、8、9 では SV 波も検出さ れている。P 波の立上りは鋭く、また、各センサーの到達時刻差も十分あり、P 波の到達時刻差を用いた震源標定が可能と思われる。これに対し、SV 波の初動 は不明瞭であり、震源標定には適していない。



図3.3 センサー配置例(○、●は西部8片5上層・5層ロングの計測時、
 △、▲は中部8片5上層・5層ロングの計測時のセンサー配置を
 表し、また、○、△は地表に、●、▲は坑内に設置されていることを示している)

観測された微小地震波の特徴について述べる。まず、卓越周波数については、 地表に設置されたセンサーの信号では数 Hz ~ 数 10 Hz 、地下坑道に設置さ れているセンサーの信号ではカットオフ周波数である 100 Hz 程度であった。 これらから、震源における微小地震波の卓越周波数は 100 Hz 以上であると見 積もられる。地表のセンサーにおける卓越周波数が地下のセンサーのそれより も小さいのは、地表に達するまでに伝播経路に現れる岩盤中のき裂や層理面等 の不連続面の影響により、高周波成分が減衰するためと考えられる。

まれに(1カ月に1事象程度)、坑内のセンサーにおいて微弱な震動が 0.1 sec 程続いた後に、比較的大きな震動が検出される例があった。この時、地表 のセンサーにおいては、微弱な震動は検出されなかった。4.2節で述べる手


図3.4 西部8片5上層ロング採掘時に検出した波形の例(図3.3に対応)

法を用いて震源の標定を試みると、微小な信号の P 波到達時刻を用いた場合に は、それに続く大きな震動の初動時刻を用いた場合に比較して、最小二乗法で 評価される震源の最確値に関する誤差が大きくなった。この原因は、坑内のセ ンサーと地表のセンサーとで異る事象の初動到違時刻を検出していることにあ ると考えられる。すなわち、上記事象の発生時には、微小地震の前に、さらに 微小な破壊が生じており、後者の微小な破壊に伴う震動は、伝播経路に不連続 面が存在するため、地表には到達していないものと推測される。このような事 象が発生した場合には、微弱な震動は無視し、相対的に大きな震動だけに注目 し、その P 波到達時刻を用いて震源標定を行った。

微小地震や AE は、規模の小さいものほど多数発生することが知られている。 上記の現象からもわかるように、あるレベル以下の微弱な震動は、実は、多数 生じていたものの、本研究で用いたシステムでは検出されなかったと考えられ る。本計測システムで検出し得る微小地震の規模の下限をローカルマグニチ ュード(4.6節参照)で表せば -1 程度である(第6章参照)。

この限界が、微小地震活動全体の特徴を把握する上で、重大な欠点となる可能性は少ないものと考えられる。なぜならば、各事例について 1,000 ~ 10,000 個もの多数の微小地震の震源、規模が評価されているからである(第6 章参照)。

システムの周波数帯域が低いために、震源寸法や震源における応力低下量を 求めるために重要な情報の1つであるコーナー周波数は、評価できなかった。

次に注目されるのが、P波初動の押し引き分布である。図 3.3 に示す例では、 震動が検出されなかった CH-2、および、坑内に設置された CH-9、10 以外の全 ての地表のセンサーで引き波が検出され、押し引き分布が現れていない。これ は震源メカニズムがダブルカップルモデルに従わないことを示唆している。

なお、保安炭柱近傍で発生する微小地震、および、4上層や1層の採掘に伴う微小地震の P 波初動には押し引き分布が認められている^{25,53)}。また、砂川炭鉱の計測システムの周波数帯域も本研究で用いた幌内炭鉱のものとほぼ同じであるが、ガス突出の際の微小地震について押し引き分布が計測されている^{23,24)}。

したがって、上記の P 波初動極性に関する特徴が観測システムの欠陥によってもたらされた可能性は少なく、むしろ、5 上層の採掘が処女採掘であったという特殊性が原因として考えられる。

坑内のセンサーは、次の3つの理由のために、押し引きに関する信頼性は乏しいと判断され、極性の調査もしなかった。

- (1) 上下動を震源とほぼ同深度で検出している。
- (2) 周辺の作業音による雑音レベルが高い。
- (3) サンプリング周波数が十分に高くない。

3.4 本章のまとめ

本章では、微小地震の計測システムについて概説した後、幌内炭鉱、三池炭 鉱で用いた計測システムについて述べた。また、幌内炭鉱の計測システムで受 振された波形の例を示し、震源標定の可能性や震源パラメーターの解析の可能 性と限界について検討した。その結果、P 波の初動到達時刻を用いて震源標定 ができそうであること、計測できる微小地震の規模に限界があること、震源の 寸法や震源における応力低下量の評価は不可能であること、および、震源メカ ニズムとしてダブルカップル型を採用できそうにないことが明かになった。

幌内炭鉱と三池炭鉱の計測システムはほぼ同じであるが、前者ではセンサー が地表と坑内に設置されているため、相対的に良い精度の震源標定が期待でき る。

32

第4章 震源パラメーターの評価方法

4.1 はじめに

ここでは幌内炭鉱の微小地震に関するいくつかの震源パラメーター、すなわち、震源位置、地震モーメントテンソル、ローカルマグニチュード、地震波エ ネルギーについて、定義と評価方法を述べる。これらは、地震学で採用されて いる標準的な方法を微小地震の解析に適するように修正したものである。

上記のパラメーターのうち地震モーメントテンソルは、震源における力、あ るいは、変形の大きさや方向を表す時間・空間の関数であり、地震のメカニズ ムを表現するための定量的な物理量である。この量の評価方法の誘導に際して は、幌内炭鉱で観察された震動の特殊性が考慮されている。

4.2 震源位置の評価方法

解析に用いる座標系を図 4.1 に示す。xs 軸は海抜 0 m を基準とし下向きを 正とする (震源の xs 座標は正の値である方が便利なためにこの向きを採用した)。



図4.1 震源標定に用いた座標系

まず、得られた震動波形から P 波の初動到達時刻を読み取る必要がある。こ れについては、ソフトウェアで自動的に行ったが、初動到達時刻が正しく読み 取れていないと判断される場合には、対話型のソフトウェアを用いてディスプ レイ上の波形を目視し、初動到達点をカーソルで指定する方法を用いて、再度 読み取りを行った⁵⁴。

前者の場合には必要に応じ非巡回型のデジタルバンドパスフィルターを用いた。フィルターの周波数帯域は、震動部のスペクトルと雑音部のスペクトルを

比較して決定し、10 ~ 100 Hz 程度を用いた。後者の場合にはフィルターは用いず、初動の近傍をディスプレイ上で拡大して初動到達時刻を正確に読み取るように努めた。

両方法で求められた初動到違時刻の差はほとんどの事象について 12.5 msec 以内に収まっていた⁵⁴。

こうして得られた P 波初動の到達時刻を t_s 、微小地震の発生時刻を t_h 、震 源座標を x_h 、センサー座標を x_s 、震源からセンサーへ至る P 波速度を V_p と する。 P 波が震源からセンサーへ直進すると仮定すれば、以下の観測方程式が 成立する。

$$t_{s} - t_{h} = r / V_{p}$$
 (4.1)

ここに、r は震源とセンサー間の距離(震源距離)で、総和規約を用いて次式のように表される。

$$r = \{ (X_{si} - X_{hi}) (X_{si} - X_{hi}) \}^{1/2}$$
(4.2)

未知数を震源の座標と微小地震の発生時刻の 4 つとする。ある微小地震に関 し、最低 4 つのセンサーについて測定結果が得られれば、これらを(4.1)式に 代入することにより解が求められる。しかしながら、実際には、P 波到達時刻、 P 波速度には誤差が含まれているので、5 個以上の測定結果を得、(4.1)式を最 小二乗法により解き、震源座標を決定することが望ましい。

(4.1)式は未知数である震源座標について非線形であるので、最小二乗法を用いるためには、以下のように近似的な線形の方程式に変形する必要がある。

震源座標を初期値 Xno と補正値 δXn により、

 $\mathbf{X}_{\mathbf{h}} = \mathbf{X}_{\mathbf{ho}} + \delta \mathbf{X}_{\mathbf{h}} \tag{4.3}$

と表し、発生時刻を初期値 tno と補正値 δ Xn により、

$$t_{h} = t_{ho} + \delta t_{h} \tag{4.4}$$

と表す。(4.3)、(4.4)式を(4.1)式に代入し、補正値 δx_h について Taylor 展 開を行い、2次以上の項を十分小さいとして無視すれば、

$$t_{s} - (t_{ho} + \delta t_{h}) = r_{o} / V_{p} + r_{o,i} \delta X_{hi} / V_{p}$$
 (4.5)

$$r_{o} = \{ (X_{s1} - X_{ho1}) (X_{s1} - X_{ho1}) \}^{1/2}$$
(4.6)

なる式が得られる。ここで、.1 は Xho1 による偏微分を表す。(4.5)式の偏微 分を実行し、得られた式を整理すると、

 $t_{s} - t_{ho} - r_{o} / V_{p} = \{ (X_{hoi} - X_{si}) / (r_{o} V_{p}) \} \delta X_{hi} + \delta t_{h}$ (4.7)

なる式が得られる。これは未知数 SXn、および、Stn に関して線形になっている。

解は以下のような手続きにより求める。

- (1) 適当な初期値を求め、(4.7)式に代入し、最小二乗法によって補正値の最 確値を求める。
- (2) 補正値の最確値を初期値に加え新たな初期値とする。
- (3) (2)で求められた初期値を(4.7)式に代入し、最小二乗法によって補正値の最確値、および、標準偏差を求める。
- (4) (2)、(3)を反復し、補正値の標準偏差が十分小さくなれば、解が得られ たものとして計算を終了する。

4.3 P 波速度の評価方法

P 波速度は速度構造を仮定することなく、各採掘区域、各センサー毎に割り 付ける。すなわち、注目する区域内で発生した微小地震波があるセンサー i (i はセンサー番号)に至るP波速度 V_P(i) は全ての事象について同じである と仮定する。

この概念を図 4.2 に示す速度構造を例にとって説明する。微小地震 A1、A2、 B1、B2 から放射された P 波は、図中の実線で示される経路を伝播しセンサー CH-1、CH-2 に至る。このときの伝播時間は Snell の法則を用いて計算できる。 ここで、震源とセンサーを結ぶ直線を考える。例として、A1 と CH-2 を結ぶ直 線を一点鎖線で示してある。見掛け P 波速度はこのような直線長をいま求めた 伝播時間で割った値として定義する。このようにして求めた各事象の CH-1、2 への見掛け P 波速度 V_{P1}、V_{P2} を図 4.3 に示す。区域 A 内の事象 A1、A2 に ついての CH-1 の見掛けの P 波速度 V_{P1} はほぼ等しいことがわかる。CH-2 に ついても同様である。また、区域 B 内の事象 B1、B2 の CH-1、2 への見掛け P 波速度 V_{P1}、V_{P2} に関しても同様である。したがって、見掛け P 波速度を各 区域、各センサー毎に決定する方法は、震源標定を行う上で有効と考えられる。

微小地震の震源深度は自然地震に比べて小さいので、わずかな低速度層の存 在等も震源標定に大きく影響する恐れがある。このため、速度構造から震源標 定するには、かなり詳細に速度構造を決定する必要があろう。この点、上述の 方法は、速度構造を決定する必要がないので有利といえる。 弾性波速度は、各種の発破試験によって決定するのが普通であるが、本フ ィールドでは特別な発破試験は行わず、採炭に先だって行われる沿層坑道の発 破掘進を利用して弾性波速度を決定した。



図4.2 速度構造の例



図4.3 見掛け P 波速度 Vp1、Vp2

掘進時の発破が放射する震動の内で、約半分は比較的規模の小さい(ローカ ルマグニチュード(4.6節参照)で -1程度)微小地震として計測される (後述する方法2で用いられた波形の例を図 4.4 に示す)。また、通常、発破 に伴って周囲の炭層や岩盤内に、中くらいの規模(ローカルマグニチュードで 0程度)の微小地震が誘発される。発破によって誘発された微小地震の P 波到 達時刻差は、発破のそれとほぼ等しいので、震源位置も発破位置のごく近傍で あろうと考えられる。これらの発破自体、ならびに、発破に誘発されて起る微 小地震によって放射される弾性波の P 波到達時刻差を利用し、次に述べる2つ の方法を用いて P 波速度を決定した。これらの方法は本研究において新しく開 発されたものである。なお、P 波速度の評価精度は震源標定精度に直接影響す るので、初動到達時刻の読み取りには、会話型のソフトウェアを用い、細心の 注意を払った。



図4.4 沿層発破の掘進に伴って得られた波形データの例

4.3.1 方法1

坑道の掘進に伴う微小地震の発生時刻を t_h、P 波到達時刻を t_s、震源距離 を r、P 波のスローネス (slowness、P 波速度の逆数)を S_P とすれば、

$$t_{s} = r S_{p} + t_{h} \tag{4.8}$$

が成り立つ。各微小地震について震源が掘進切羽に等しいとすれば、r は既知 となり、また、計測から P 波到達時刻 t_n もわかる。未知数は P 波のスロー ネス S_p と微小地震の発生時刻 t_n である。未知数の数は、解析に用いる事象 数を n、チャンネル数を m として n + m、連立方程式の元数は n x m である から、相異なる 2 箇所以上の掘進切羽で発生する微小地震を計測できれば、最 小二乗法により P 波速度が求められることになる。

この方法の利点は、微小地震の発生時刻を知る必要がないこと、および、用いる事象が少なくてよいことである。欠点は、用いる事象の震源が互いに十分に離れていなければならないことである。そうでない場合は、(4.8)式が悪条件(ill-conditioned)になり、事実上、解が得られなくなる。

例として、布引9片5上層・5層の微小地震に適用した P 波速度の決定について述べる。図 4.5 に P 波速度決定に用いた2つの沿層発破の位置を示す。 この2つの沿層発破から求められた 見掛けの P 波速度を表 4.1 に示す。見掛けの P 波速度は 3,000 m/sec 程度であり、供試体を用いた測定から得られる 3,000 ~ 4,000 m/sec の下限に近い値になっている。

4.3.2 方法2

方法2は、ある沿層坑道の掘進時に得られる数 10 回の微小地震の測定デー タを基に P 波速度を評価するもので、発破位置が互いにあまり離れていないと きにも適用できるという利点がある。布引8片5上層・5層の沿層坑道の掘進 時に観測された発破 49 回分のデータを例にとって説明する。

- (1) 震源距離が最小の測点 CH-9 に至る P 波速度を 2,000 m/s と仮定し、発 破地点と各センサー間の震源距離 r、測定された初動時刻 t_s から(4.8)式 により発破時刻を計算する。
- (2) CH-9 以外の各センサーに至る P 波のスローネス S_P を、(1)で評価された
 発破時刻 t_n、各センサーの震源距離 r、各センサーの P 波初動時刻 t_s
 から(4.8)式により計算する。
- (3) (1)、(2)の計算を全測定データについて繰り返し、各センサーについての P 波のスローネス Sp の値の平均値、および、変動係数を求める。
- (4) CH-9 の P 波速度の値を 2,000 m/sec から 4,000 m/sec まで 100 m/sec
 ずつ変化させながら(1)~(3)の手続きを繰り返す。



図4.5 沿層昇とゲート坑道における発破位置(布引9片5上層・5層)、 a)平面図、b)払進行方向に垂直な断面図、●:掘進切羽位置、○ :標定された震源

仮定した P 波速度が真の値に一致する場合、各センサー毎に求めた速度の変 動係数は理論的には 0 になる。しかしながら実際には、P 波初動時刻の読取誤 差や、弾性波伝播経路の違いがあるので 0 にはならずに極小をとる。

上記のステップ(1)において、震源距離が最小のデータを用いない場合には、 仮定された P 波速度が大きいときに、震源距離が最小のセンサーについての P 波速度が極端に大きくなったり、負になったりする。これを避けるために、ス テップ(1)の方法を用いる。

仮定した P 波速度と、求められた他のセンサーに至るスローネスの変動係数 の関係を図 4.6 に示す。変動係数-CH-9 の P 波速度の線図は下に凸の形状を しており、CH-9 の P 波速度が 3,300 m/sec のときに、全てのセンサーについ て変動係数が極小を示している。そこで、このときの各センサーのスローネス の平均の逆数を各センサーに至る P 波速度とする。

このようにして得られた見掛けの P 波速度を表 4.1 に示す。P 波速度は布 引9片5上層・5層の場合と同様に、 3,000 m/sec 程度であり、妥当な値とい

表4.1 方法1、2を用いて沿層坑道の掘進発破の波形から求められた見 掛けのP波速度の例

СН	P 波速度 布引 9 片 5 上層 ・ 5 層(方法 1)	(km/sec) 布引 8 片 5 上層 ・ 5 層 (方法 2)	備考
1	3.10	2.92	地表
2	3.03		坑内
3	3.04	2.92	地表
4	3.19	3.12	地表
5	3.11	2.92	地表
6	3.30	2.92	地表
7	2.97	2.85	地表
8	3.11	3.23	坑内
9		3.30	坑内
10		2.68	坑内

える。

4.3.3 P 波速度のばら付きの程度ならびに震源標定と規模の評価の精度
 P 波速度のばら付きの程度は、方法1の例で 10 % 程度、方法2の例で 20 %
 程度である。

方法1 で得られた P 波速度を用いて計算によって求めた沿層発破の座標と、 実際の沿層発破位置を表 4.2、図 4.5 に示す。深さ方向の誤差は 20 m 前後、 水平方向の誤差は 11 m 以内に収まっている。

方法2で求められた P 波速度を用いて計算した沿層発破の座標と、実際の沿 層発破位置とのずれを図 4.7 に示す。ほとんどの事象について、ずれは水平方 向で 10 m、深さ方向で 20 m 以内に収まっている。このように、両方法による P 波速度の評価精度は同程度であると考えられる。

次に、実際の微小地震に関する震源標定と規模の評価精度について検討する。 震源標定に悪影響を及ぼす要因として、採掘の進行による緩み域の拡大が P 波 速度の変化をもたらす可能性、および、初動到達時刻の自動読み取りソフトウ ェアを用いたことによる誤差が挙げられるので、これについて検討する。

(1) 採掘の進行による緩み域の拡大が P 波速度の変化をもたらす可能性
 図 4.8 は、払面前方で生じた微小地震に伴う震動の卓越周波数と払進行の関係を示したものである。もし、払の進行と共に卓越周波数が低下

表4.2 P 波速度決定に利用した沿層発破位置と求められた P 波速度を用いて標定された震源(方法1)

記録時刻 1988年 1月10日15時47分 1秒
発破位置(m) x₁: 1,412, x₂: 769, x₃: 1,114
震源 (m) x₁: 1,401, x₂: 773, x₃: 1,138
発破位置と震源の距離 (m) 27
発破位置と震源の平面距離(m) 12
記録時刻 1988年 1月23日 3時 1分 9秒
発破位置(m) x₁: 1,507, x₂: 864, x₃: 1,140.

震源	(m)	X1: 1,514, X2:	860, x ₃ : 1,122
発破位置	と震源	の距離 (m)	20
発破位置	と震源	の平面距離(m)	8



図4.6 逆算されたスローネスの変動係数。図中の数字はセンサーの番号 を示す



図4.7 発破位置と計算された震源とのずれの相対度数分布。布引8片5 上層・5層の沿層坑道の掘進時の結果



図4.8(その1)

布引9片5上層ロングの採掘に伴って払前方で生じ た微小地震のフーリエ振幅スペクトルの例ならびに 採掘の進行と卓越周波数の関係。スペクトルは小さ いものが雑音部、大きいものが信号部



図4.8(その2)

布引9片5上層ロングの採掘に伴って払前方で生じ た微小地震のフーリエ振幅スペクトルの例ならびに 採掘の進行と卓越周波数の関係。スペクトルは小さ いものが雑音部、大きいものが信号部



図4.8(その3)

布引9片5上層ロングの採掘に伴って払前方で生じ た微小地震のフーリエ振幅スペクトルの例ならびに 採掘の進行と卓越周波数の関係。スペクトルは小さ いものが雑音部、大きいものが信号部

すれば、緩み域の拡大に伴う高周波成分の減衰があることになり、同時 に、P 波速度も小さくなることが予想される。ところが、同図では卓越 周波数にばらつきはみられるものの、これと払進行の間に各 CH に共通 した相関関係はみられない。これは、間接的ではあるが、払面前方で生 じた微小地震の P 波速度に対して緩み域があまり影響しないことを示唆 しているものと考えられる。

(2) 初動到達時刻の自動読み取りソフトウェアを用いたことによる誤差
 目視による読み取りとの差 12.5 msec に起因する震源標定誤差を単純
 に見積もれば、これに P 波速度を乗じて± 20 m と推定される。

以上から、微小地震の震源標定精度は、生じる位置に応じて以下のようであ ると考えられる。

(1) 震源が払面前方に位置する場合

周囲に緩み域が少なく、坑道の掘進切羽と同様の状況にあるので、震 源標定精度は、掘進発破の誤差と初動の自動読み取りソフトウェアを用 いたための誤差を加算したものに等しいと考えられ、水平方向で ± 30 m以内、垂直方向で ± 40 m以内と見積もられる。なお、払面前方の下 盤で生じる微小地震については、震動が炭層を伝播するために振幅が小 さくなり、規模について過小評価される可能性がある。

(2) 震源が払跡天盤に位置する場合

2.3節で示したように、ここには大きな緩み域が生じている可能性 があるので、震源標定精度は(1)よりやや悪く、規模についても過小評価 される可能性があると考えられる。

(3) 震源が払跡下盤に位置する場合

弾性波の伝播経路に採掘跡空洞や緩み域があるので、震源標定精度は 悪く、ここで生じた微小地震については震源位置や規模を評価できない 恐れがある。

以上のように、払跡の上下で生じる微小地震については、払面前方で生じる ものよりも震源標定の精度が悪く、規模についても過小評価されるものと考え られる。また、払面前方の下盤で生じる微小地震についても、規模は過小評価 される可能性がある。

しかしながら、山はねの多くは払の炭壁で発生するので、山はねの監視の観 点からすれば、払面前方で生じる微小地震の方が、払跡で発生する微小地震よ りも重要である。また、払面の前方の破壊は主に炭層や天盤で生じている(2. 3節参照)。したがって、払跡の上下で生じる微小地震について高精度に震源 位置や規模の評価を行えないことや、払面前方下盤で発生する微小地震の規模 が過小評価されることが、最終目的の達成に大きく悪影響を及ぼすことはない と推測される。

払面前方の炭層や天盤で発生する微小地震に関する震源標定精度(水平方向 ± 30 m、垂直方向± 40 m)は、高精度とはいい難いが、面長 150 m、スパン 500 m 程度の幌内炭鉱のロングの寸法を考えた場合、微小地震の集中部位の特 徴を見いだすことは可能といえる。しかしながら、個々の微小地震が、炭層で 発生したか否か、あるいは、払面のごく近傍で発生したか否か等について判定 できるほど正確ではない。

4.4 地震モーメントテンソルの導入

微小地震がせん断破壊によるものとすれば、震源ではせん断破面、つまり、 断層Σが発生している。この断層震源の場合の媒質の変位 u_n(x,t) は、地震 モーメントテンソル M_{pq} とグリーン関数 G_{np} を用いて、

$$u_{n}(x,t) = \int \int (dM_{pq}/d\Sigma) * G_{np,q} d\Sigma$$
(4.9)

と表すことができる⁵⁵⁾。ここで、記号 * はコンボリューション、.g は震源の 座標をg についての偏微分を表す。また、地震モーメントテンソル Mpg は、

$$M_{pq} = \int \int m_{pq} d\Sigma = \int \int [u_{i}] \nu_{j} c_{ijpq} d\Sigma \qquad (4.10)$$

$$\Sigma \qquad \Sigma$$

と定義される⁵⁵、上式で m_{Pq} はモーメント密度テンソル、 $[u_1]$ は断層面にお ける変位不連続量、 ν_J は断層の上下(左右)面を Σ^+ 、 Σ^- とした場合の Σ^- から Σ^+ への法線ベクトルである。また、 C_{1JPq} は弾性定数で、媒質の応力を σ_{1J} 、ひずみテンソルを ϵ_{Pq} としたとき、両者の間には Hooke の法則により、

 $\sigma_{ij} = C_{ijpq} \epsilon_{pq}$

の関係式が成立する。(4.10)式を(4.9)式に代入して整理することにより、次式 が得られる。

$$u_{n}(x,t) = \int \int [u_{1}] \nu_{J} C_{1JPQ} * G_{nP,Q} d\Sigma \qquad (4.11)$$

$$\Sigma$$

もし、震源が三次元的な広がりと V の大きさの体積をもつ体積震源の場合、 変位 $u_n(x,t)$ は、

$$u_{n}(x,t) = \int \int \int (dM_{pq}/dV) * G_{np,q} dV \qquad (4.12)$$

と表すことができる⁵⁵⁾。ここで、地震モーメントテンソル Mpg は、

$$M_{pq} = \int \int \int C_{pqrs} \Delta \varepsilon_{rs} dV$$
(4.13)

となる。ただし、Δεrs は震源におけるひずみ変化量である。(4.12)、(4.13) 式から次式が得られる。

$$u_{n}(x,t) = \int \int \int c_{pqrs} \Delta \varepsilon_{rs} * G_{np,q} dV \qquad (4.14)$$

(4.14)式中の c_{pqrs} は媒質の弾性定数であることに注意されたい。したがって、 たとえば、(4.14)式中の $c_{pqrs} \Delta \varepsilon_{rs}$ は形式上 $\Delta \sigma_{pq}$ となるが、これは応力 低下量を意味しない。また、(4.10)、(4.13)式からもわかるように地震モーメ ントテンソル M_{pq} は通常、2階のテンソルであり、応力・ひずみと同じように 座標変換が可能である。

地震モーメントテンソルをいくつかの簡単な例について示す。

(1) 断層のスリップに伴う地震モーメントテンソル
 断層がをs = 0 上に位置し、上面と下面の変位不連続量が 0 でない成分は [u1] だけであると仮定する。媒質が等方性の弾性体であるならば、0 でない Cpgrs の成分は、

C1111 = C2222 = C3333 = λ + 2 μ C1122 = C1133 = C2211 = C2233 = C3311 = C3322 = λ C1212 = C2121 = C1313 = C3131 = C2323 = C3232 = μ μ = E { 2 (1 + ν) }⁻¹ λ = E ν { (1 + ν) (1 - 2 ν) }⁻¹ E: ヤング率、 ν :ポアソン比

であるから、0 でないモーメント密度テンソルの成分は(4.10)式より、

となる。これを断層の向き、ずれの方向に応じて座標変換すると、ダブ ルカップルモデルにおけるモーメント密度テンソルとなる。

ダブルカップルモデルは、断層地震の震源メカニズムとして地震学の 分野において広く認められている。微小地震波の波長に比べて断層の寸 法が十分に小さく、媒質が等方均質な弾性体ならば、(4.10)式右辺の積 分記号内の項は外に出すことができ、0 でない地震モーメントテンソル の成分は

$$M_{13} = M_{31} = \mu \tilde{u} A$$
 (4.16)

とかける。ここに、 \tilde{u} はずれ量の平均値、A は断層でずれを生じた部分の面積である。この地震モーメントテンソルの3つの主値はそれぞれ $\mu \tilde{u}$ A、0、- $\mu \tilde{u}$ A となる。

(2) せん断破壊が等方均質な弾性体中で発生し、体積 V の塑性域においてせん断ひずみ成分 ε 1s のみが変化した場合

せん断ひずみ ε 13 の変化量Δ ε 13 が V において一様であり、かつ、 微小地震波の波長に比べて塑性域の寸法が十分に小さいと仮定すれば、 (4.13)式右辺の積分記号内の項は外に出すことができ、0 でない地震 モーメントテンソルの成分は、

$$M_{13} = M_{31} = 2 \ \mu \ V \ \Delta \ \varepsilon_{13} \tag{4.17}$$

となる。塑性域が厚み 1、面積 A の板状を呈しており、法線が座標軸 ξ_{s} に一致するとすれば、V = 1 A、 \tilde{u} = 2 $\Delta \varepsilon_{1s}$ 1 により、これらを (4.17)に代入すれば(4.16)が導かれる。したがって、断層震源は体積震 源の特殊な場合ということができる。

(3) 引張クラック

クラックが f a = 0 上に位置し、上面と下面の変位不連続量の 0 でな い成分は [ua] だけであると仮定する。媒質が等方均質な弾性体である ならば、0 でないモーメント密度テンソルの成分は、

$$\mathbf{m_{11}} = \mathbf{m_{22}} = \mu [\mathbf{u_3}], \mathbf{m_{33}} = (\lambda + 2 \mu) [\mathbf{u_3}]$$
(4.18)

となる。微小地震波の波長に比べてクラックの寸法が十分に小さいなら ば、(4.10)式中の積分記号内の項は外に出すことができ、

 $M_{11} = M_{22} = \mu \tilde{u} A, M_{33} = (\lambda + 2 \mu) \tilde{u} A \qquad (4.19)$

とかける。ここに、ū は開口量の平均値、A はクラックの面積である。

4.5 岩盤の粘性を考慮した地震モーメントテンソルの評価

4.5.1 幌内炭鉱における微小地震波の特徴

断層地震の地震モーメントテンソルを解析する場合は通常、ダブルカップル 型を仮定し、地震モーメントテンソルの3つの主値を M、0、- M とする。ここ で、地震モーメントと呼ばれる量 M (> 0) は、S 波のフーリエ振幅スペク トル密度における低周波部の平坦部の大きさから評価される。

ところが、幌内炭鉱の5上層の採掘に伴う微小地震波には、以下に述べる詰 特徴があり、断層地震に対して一般に用いられている方法の適用は困難である。

(1) 地表の全てのセンサーにおける初動が引きである事象が 98 % を占めて おり、震源のメカニズムとしてダブルカップルモデルを仮定する根拠が ない。

例として地表のセンサーによって捉えられた波形について、変位の上 下動成分を図 4.9 に示す。数μm ~数 10 μm 程度の大きさを持つ振幅 は正規化してある。この P 波初動に関する特徴が観測システムの欠陥に よりもたらされたものである可能性が少ないことは3.3.2項で述べ た。また、坑内に設置されたセンサーについては、3.3.2項に述べ た3つの理由から極性の調査をせず、地震モーメントテンソルの解析に も用いなかった。

- (2) 弾性波の振幅スペクトルにおいて、通常認められるはずの低周波部の平 坦部分がはっきりせず、そのレベルを決定することが不可能。
 例として図 4.9 中に示した CH-4 の振幅スペクトルを図 4.10 に示す。 なお、この原因としては、岩盤の粘性やき裂・層理面等の不連続面によ る弾性波の減衰が考えられる。
- 4.5.2 地震モーメントテンソルの評価方法の概略

以上の特徴を考慮して、地震モーメントテンソルを解析するために新たに独 自の方法を開発することにした。この方法においては、岩盤の粘性による減衰 が考慮されている。不連続面の影響については、理論が確立されていないので 考慮しなかった。

以下にこの方法を詳しく述べるが、説明が長いので、先に、全体の流れを簡 単に述べておく。

(1) 観測した波形の P 波スペクトルから見掛け地震モーメントを各々の波形 について求める。このとき伝播経路の粘性による減衰を考慮する。



図4.9 地表の全てのセンサーで P 波初動が引きを示す波形の例

以上のように解析に当っては、まず、見掛け地震モーメントなる量が求めら れているが、これは解析の都合上行った措置であり、この量に物理的な意味は ない。

4.5.3 見掛け地震モーメント Ma の評価

図 4.11 に示す座標系において見掛け地震モーメント Ma を以下のように定義する。

$$M_{a} = r^{-1} \lambda_{1} \lambda_{j} R M_{1j}(t=\tau)$$

$$(4.20)$$

53



図4.10 フーリエ振幅スペクトル例(滑らかな線は(4.25)式による近似曲線)



図4.11 解析に用いた座標系

ここで、r は震源距離、 $M_{11}(t=\tau)$ は時刻 $t = \tau$ における地震モーメントテ ンソル、 λ_1 は x_1 軸に対する方向余弦である。また、R は地動振幅の垂直方 向成分と入射 P 波振幅との比である。

以下、(1)~(7)の順に従って見掛け地震モーメント Ma を評価する。

(1) R の評価

地表のセンサーにおける R は、自由面に P 波が入射する状況を考えているので、P 波の入射角 α と SV 波の反射角 β を用いて以下のように評価できる⁵⁵⁾。

 $R = (1 - A) \cos \alpha + B \sin \beta \qquad (4.21)$

A は反射 P 波の入射 P 波に対する反射係数、B は反射 SV 波の入射 P 波に対する反射係数である。媒質がポアソンの条件 (ν = 0.25) を満足 すると仮定すれば、

 $A = (\sin 2\alpha \sin 2\beta - 3 \cos^2 2\beta)$ $/ (\sin 2\alpha \sin 2\beta + 3 \cos^2 2\beta)$ $B = 12^{\circ.5} \sin 2\alpha \cos 2\beta / (\sin 2\alpha \sin 2\beta + 3 \cos^2 2\beta)$

となる55)。

(2) (4.20)式の展開地震モーメントテンソルは対称であるから、

$$\lambda_{1} = X_{1} / r \qquad (4.23)$$

より、(4.20)式は次のように展開できる。

$$M_{a} = M_{11} R x_{1}^{2} / r^{3} + M_{22} R x_{2}^{2} / r^{3} + M_{33} R x_{3}^{2} / r^{3}$$

+ 2 M_{12} R x_{1} x_{2} / r^{3} + 2 M_{23} R x_{2} x_{3} / r^{3}
+ 2 M_{31} R x_{3} x_{1} / r^{3} (4.24)

(3) 遠方における P 波のフーリエ振幅スペクトルの見掛け地震モーメント Ma による表示

岩盤伝播中の微小地震波の減衰が減衰定数 Q だけであらわされると仮 定すれば、遠方における P 波のフーリエ振幅スペクトル | U(ω) | は以 下のようになる⁵⁵⁾。

$$| U(\omega) | = 1/(4\pi \rho V_{PP}^{3}) \sin(\omega \tau / 2) / (\omega \tau / 2)$$

exp { - \omega r / (2 V_{PP} Q) } | M_{e} | (4.25)

ここで、 ω は角速度、 ρ は密度、 V_{PP} は P 波の位相速度、 τ は立上り時間である。上式では因果律を満足するために、P 波の分散(速度が周波数によって異なる現象)が考慮されている。

(4) 見掛け地震モーメントー時間関数の仮定

見掛け地震モーメントー時間関数としては図 4.12 に示す傾斜関数⁵⁵⁾ を仮定した。微小地震波の減衰が大きくコーナー周波数を決定できない ため、立ち上がり時間τはサンプリングインターバルと同一であると仮 定した。当炭鉱の計測システムの場合、τは 2.5 msec となる。次に述 べる数値実験により、高周波成分を計算に用いなければ、この仮定は結 果にほとんど影響を与えないことがわかっている。すなわち、砂川炭鉱 における計測の場合、サンプリングインターバルは 2.0 msec であった。 微小地震波について、立上り時間を 0.1 ~ 20.0 msec の範囲で変化さ せ見掛け地震モーメントを求めた。その結果、見掛け地震モーメントは 3%しか変動しなかった。

(5) 位相速度 V_{PP} の基準角速度ω_r および減衰定数 Q による表現
 位相速度 V_{PP} は以下のようにあらわすことができる⁵⁵。



図4.12解析に用いた見掛け地震モーメント(M)-時間(t)関数

この式で V_P はいわゆる P 波速度であり、震源距離を伝播時間で除した 値である。また、基準角速度 ω_r は、 $\omega = \omega_r$ のときに V_P = V_{PP} とな るような値として定義される。言い替えると、基準角速度は、これを用 いて理論的に計算した伝播時間が観測された伝播時間と等しくなるよう な値である。この基準角速度 ω_r は、減衰定数 Q、見掛け地震モーメン トー時間関数、震源距離の関数となるが、計算結果に大きな影響を与え るものではない。また、所定のフィールドにおいては、これらの変数は ほぼ同一であろうから、 ω_r を矩形波に関する理論的な計算から求め、 そのフィールド内では一定と考えてもよいと思われる。計算結果、当炭 鉱では $\omega_r = 800\pi$ rad/sec とした。

(6) 見掛け地震モーメント Ma を計算する手続き

計算の都合上、減衰定数 Q のかわりに Q⁻¹ を未知数とした。2つの 未知数 Q⁻¹、M_a は(4.25)式に基づき評価する。このとき、震源標定に用 いたのと同じ方法で、Q⁻¹ と M_a を初期値と補正値の和として表し、補 正値に関する近似的な線形方程式を連立させ、反復最小二乗法によって 解を求める。

(7) 見掛け地震モーメント Ma の計算に用いたフーリエ振幅スペクトル

|U(ω)| の評価

(4.25)式で用いるフーリエ振幅スペクトル | $U(\omega)$ | は、P 波の立上 りから S 波の立上りまでの波形をフーリエ変換して求めた。このとき、 反射波が解に若干影響している可能性がある。反復最小二乗法に用いる 周波数帯は 9.8 ~ 49.6 Hz とした。周波数 9.8 Hz 未満の低周波部は センサーの周波数特性が平坦でないために使用しなかった。逆に、周波 数が 49.6 Hz より大きい高周波部は前述の立上り時間に関する仮定によ る誤差を避けるために使用しなかった。

以上の手続きにより図 4.9、4.10 に示した事象に関して、減衰定数 Q と見 掛けモーメント Ma を求めた。これを表 4.3 に示す。Q は小さい値を示してい るが、これは Q が伝播経路の周波数特性を表現するただ一つのパラメーターと なっているためであろう。

表4.3 減衰定数 Q、および、見掛け地震モーメント Maの解析例

СН	Q	M _a (MN)
3	4.37	-30.2
4	0.95	-15.2
5	1.64	-24.3
6	3.31	-3.0
7	6.14	-7.7
8	5.69	-7.7

減衰定数 Q と見掛け地震モーメント Ma を(4.25)式に代入し計算で求めた フーリエ振幅スペクトルと、実際の微小地震波から計算されたフーリエ振幅ス ペクトルを図 4.10 に示す。両者の一致の程度は良く、計算されたフーリエ振 幅スペクトルは、実際の微小地震波から得られたフーリエ振幅スペクトルをよ く近似しているといえる。

4.5.4 見掛け地震モーメント Ma に基づく地震モーメントテンソル Mij の評価方法

6 つ以上のセンサーについて、それぞれ見掛けモーメント Ma の値が評価されたならば、(4.20)式を連立させることにより、地震モーメントテンソルの独立な6成分が計算できるはずである。ところが実際には、計算誤差やセンサーが全ての方向を網羅していない等の理由により、安定した解を得ることは難しい。

そこで、安定した解を得るために、解の自由度を減少させ、地震モーメント テンソルの主値の1つが 0 であると仮定することにした。この仮定はダブルカ ップル型でないような地震モーメントテンソルに対しては、解の精度に影響す るが、ダブルカップル型の地震モーメントテンソルの場合、もともと主値の1 つが 0 であるので影響しない。したがって、本解析法によってダブルカップル 型の解が得られなかった場合、少なくともその事象はダブルカップル型ではな いといえる。

地震モーメントテンソル Mij はその主値、 M^r、M^{rr}、M^{rr} を用いて以下のようにあらわすことができる。

$$M_{1j} = C_{1k} M'_{km} C_{jm}$$

$$(4.27)$$

 M'_{km} は対角行列で、 $M'_{11} = M^{r}$ 、 $M'_{22} = M^{rr}$ 、 $M'_{33} = M^{rrr}$ である。 C_{1k} は k 番目の主軸の X_1 軸に対する方向余弦である。上述したように地震モーメント テンソルの主値 M^{rrr} を

 $M^{III} = 0$

とする。これを(4.27)式に代入すれば以下の式が得られる。

 $M_{11} = C_{11}^{2} M^{I} + C_{12}^{2} M^{II}$ $M_{22} = C_{21}^{2} M^{I} + C_{22}^{2} M^{II}$ $M_{33} = C_{31}^{2} M^{I} + C_{32}^{2} M^{II}$ $M_{12} = M_{21} = C_{11} C_{21} M^{I} + C_{12} C_{22} M^{II}$ $M_{23} = M_{32} = C_{21} C_{31} M^{I} + C_{22} C_{32} M^{II}$ $M_{31} = M_{13} = C_{31} C_{11} M^{I} + C_{32} C_{12} M^{II}$ (4.28)

主軸の角度が決まれば、残り2つの地震モーメントテンソルの主値は(4.28) 式を(4.20)式に代入することにより求められる。そこで、主軸の角度を少しづ つ変化させ、それぞれの角度について主値を求めた。そして、M^I、M^{II}の二乗 和が最小となる主値の組を解とした。表 4.3 に示した見掛け地震モーメントに 対し、このようにして求めた地震モーメントテンソルの最大、中間、最小主値、 M₁、M₂、M₃ を表 4.4 に示す。

以上の方法を用いて西部8片5上層・5層の 16 個の微小地震の地震モーメ

ントテンソルを解析した結果の一部を図 4.13 に示す。図には、微小地震の震 源(平面図に投影)と、地震モーメントテンソルの主軸および震源からセン サーへの方向(上半球ステレオ投影)が示されている。また、図中には CH-1 の極性が示されているが、A/D コンバーターの故障により振幅が正確でなかっ

表4.4 地震モーメントテンソルの解析例

	Principal value (GN·m)	ϕ (degree)	θ (degree)
M1 M2	0.0 -6.2	243.2 140.0	74.8 50.0
Mз	-14.9	-10.5	44.0

たので、CH-1 の信号は地震モーメントテンソルの解析には用いてない。

地震モーメントテンソルの主値を図 4.14 に示す。全事象がダブルカップル 型とは異なっている。このような特徴を持つ地震モーメントテンソルに対応す る震源機構についての検討は今後に残された重要な課題であるといえる(1. 4.1項参照)。

なお、砂川炭鉱における断層近傍で発生したガス突出²⁴)の際に観測された微 小地震に関し、地震モーメントテンソルを本方法で解析したところ、図 4.15 に示すようにダブルカップルに近い地震モーメントテンソルが得られた。

4.6 ローカルマグニチュードおよび地震波エネルギー

自然地震の規模は、実用的には、マグニチュードで表される場合が多い。マ グニチュードには、

- (1) ローカルマグニチュード ML
- (2) 表面波マグニチュード Ms
- (3) 実体波マグニチュード MB

の3種類ある⁵⁶。同一の地震に対する3者の値は互いに若干異り、様々な換算 式が提案されている。例えば、Gutenberg-Richter によれば、

 $M_{B} = 2.5 + 0.63 M_{S}$

 $M_{B} = 1.7 + 0.8 M_{L} - 0.01 M_{L}^{2}$



図4.13微小地震の震源と事象 3、4の地震モーメントテンソルの主軸 (大きなシンボルは主軸、小さなシンボルは測点をあらわす)



図4.14 地震モーメントテンソルの3つの主値の間の関係

である⁵⁶⁾。

本研究ではローカルマグニチュード M_L を用いているが、この理由は、 Gibowicz が微小地震の地震モーメント $M(N \cdot m)$ とローカルマグニチュード M_L の関係を以下のように求めているからである⁵⁷⁾。

$$M_{L} = \log M - 10.16 \tag{4.29}$$

本研究ではローカルマグニチュードの評価にこの式を使うことにする。ただし、この式には地震モーメントテンソルを直接代入できないので、最大せん断 地震モーメント Ms というスカラー量を、

$$M_{s} = (M_{1} - M_{3}) / 2 \qquad (4.30)$$

と定義し、これを地震モーメント M の代りに用いることにした。最大せん断地 震モーメント M_s は地震モーメントテンソルがダブルカップル型の場合には地 震モーメント M に一致する。したがって、この考え方はある程度妥当と考えら れる。



図4.15 砂川炭鉱の断層際のガス突出に伴って発生した微小地震の地震 モーメントテンソルの3つの主値間の関係

このように、地震モーメントテンソルが評価されれば、微小地震のローカル マグニチュード M_L を評価できる。しかしながら、膨大な数の微小地震に対し、 いちいち地震モーメントテンソルを求めることは事実上不可能である。そこで、 先ほどの 16 事象について、最大地動速度 A_m (m/s)、震源距離 r (m)、ローカ ルマグニチュード M_L の間に成立する次のような関係式を求め、他の事象の ローカルマグニチュード M_L は、この関係式を用いて評価することにした。 式の誘導過程から明かなように、上式は、本研究で計測された幌内炭鉱におけ る微小地震についてのみ有効である。

我国の自然地震の規模は表面波マグニチュードで表されることが多い。表面 波マグニチュード Ms とローカルマグニチュード ML の関係は、前述の換算式 より、

 $M_{s} = -1.3 + 1.3 M_{L} - 0.2 M_{L}^{2}$

となり、第6章で示す微小地震のローカルマグニチュードの範囲、-1~+ 1.5 は表面波マグニチュードで -2.8~ + 0.2 に対応する。

地震波エネルギーは、地震により放射された弾性波の持つ震動エネルギーとして定義される⁵⁶⁾。ローカルマグニチュードと地震波エネルギー E(J) の間には以下の関係がある⁵⁶⁾。

$$\log E = 2.9 + 1.9 M_{L} - 0.024 M_{L}^{2}$$
(4.32)

4.7 微小地震活動の活発さの推移を表す2つの指標
 -地震波エネルギー解放率と最大せん断地震モーメント解放率-

微小地震活動の活発さを表すために、次の2つの指標を導入した。

- (1) 地震波エネルギー解放率
- (2) 最大せん断地震モーメント解放率

地震波エネルギー解放率は、ある期間に発生した微小地震の地震波エネル ギーの合計をその期間の払進行長で除した値として定義される。

最大せん断地震モーメント解放率は、ある期間に発生した微小地震の最大せん断地震モーメントの合計 Matotal をその期間の払進行長で除した値として定義される。

なお、指標の一つである最大せん断地震モーメント解放率は観測システムを 撤収してから導入した。このために、個々の事象のデータは失われた状態にな っていたので、この量は、以下の方法を用いて地震波エネルギーから間接的に 評価した。

微小地震のローカルマグニチュード ML と発生頻度 N の間には、

 $N = a - b M_L$ (4.33)

の関係が近似的に成立している(図 6.2、6.16、6.29、6.42、6.55、6.68 参照)。したがって、最大ローカルマグニチュード M_{Lmax} から最小マグニチ ュード M_{Lmin} までの微小地震を計測した場合、地震波エネルギーの合計 E_{total} 、最大せん断地震モーメントの合計 M_{stotal} は、ほぼ以下のように評価 できる。

$$E_{\text{total}} = \int E N \, dM_{\text{L}}$$

$$M_{\text{Lmin}}$$

 $\begin{array}{ccc}
2.9 + a & M_{L} = M_{Lmax} \\
= 10 & [A] \\ & M_{L} = M_{Lmin}
\end{array}$

(4.34)

ここで、

$$A = \{(1.9-b-0.048M_{L})\ln 10\} = 10$$

$$A = \{(1.9-b-0.048M_{L})\ln 10\} = 10$$

 $M_{\text{stotal}} = \int_{M_{\text{s}}}^{M_{\text{lmax}}} M_{\text{s}} N dM_{\text{l}}$

観測結果から、b と M_{Lmin} の値はほぼ b = 1、 M_{Lmin} = -1 となる。これら を用いて、 M_{Lmax} を -1 から 2.4 まで変化させたときの E_{total} と M_{Stotal} の関係は図 4.16 のようになる。この図から、

$$M_{\text{stotal}}(GN \cdot m) = 0.45 E_{\text{total}}(J)^{0.63}$$
 (4.36)

が得られる。この式に、Etotal を代入すると Mstotal が評価される。


図4.16 地震波エネルギーの合計 Etotal (J) と最大せん断地震モーメントの合計 Matoral (N·m)の関係

4.8 本章のまとめ

本章では、震源パラメーターの評価方法について検討した。得られた主な結 果を以下に示す。

- (1) 沿層発破掘進、あるいは、これに伴う微小地震のデータを用いて P 波速度を評価する2つの方法を新たに開発した。これらの方法により、幌内炭鉱の岩盤の平均的な P 波速度は 2,600 ~ 3,300 m/sec 程度であると評価された。ばらつきの程度は 10 ~ 20 % であった。
- (2) 微小地震の震源標定方法を用いて発破位置を推定したところ、ほとんど の事象について、実際の発破位置とのずれは、水平方向で 10 m 以内、 垂直方向で 20 m 以内に収まっていた。実際の微小地震の震源の標定精 度は、本研究に重要と考えられる払面前方の炭層や天盤で生じるものに ついては、水平方向で 30 m 以内、垂直方向で 40 m 以内と見積もられ る。
- (3) 微小地震の観測データから地震モーメントテンソルを評価する方法を新たに開発した。評価に際しては、岩盤の粘性を考慮し、主値の1つを0と仮定した。
- (4) この方法によって幌内炭鉱で観測された微小地震を解析したところ、岩 盤の減衰定数 Q は、1 ~ 6 程度の低い値を示した。地震モーメントテ

ンソルの主値の大きさは最大で 40 GN・m 程度であった。地震モーメント テンソルの 0 でない主値の組み合わせは、大きい負の値と小さい負の値、 あるいは、大きい負の値と小さい正の値であり、これらの特徴はダブル カップル型とは異っている。

(5)最大せん断地震モーメントと名付けた微小地震の規模を表すスカラー量を定義し、幌内炭鉱の微小地震に関して、これを最大地動速度、震源距離で表現する式を地震モーメントテンソルの解析に基づいて導いた。

第5章 数値シミュレーションの方法

.

5.1 はじめに

本章では微小地震活動を力学的現象として捉え、次に述べる考えに基づいて モデル化する。すなわち、採掘活動の進行につれて変化する採掘空洞周囲の応 力が破壊規準を満たすか否かに着目する。満たす場合には、弾性波の放射を伴 う破壊が生じ、これが微小地震現象であると解釈する。

各採掘過程に対応した応力分布の決定、破壊の有無の判定、破壊が生じた場合の破壊規模の評価を数値応力解析手法を用いて逐次行う一連の作業を、ここでは、数値シミュレーションと呼ぶことにする。本章ではこの数値シミュレー ションの方法について検討する。

なお、数値シミュレーションの結果として、各採掘ステップ毎に、破壊の発 生位置、および、破壊の激しさの程度に関する情報が得られる。これらは観測 結果と比較・検討できるが、それについての事例研究は次の第6、7章で述べ る。

数値シミュレーションを実行する際の応力解析には、三次元変位くい違い法 を用いることにした。変位くい違い法は間接法タイプの境界要素法に分類され る数値応力解析方法である。この方法を用いると、同一のアルゴリズムで、炭 層のような板状介在物やき裂の解析を実行することができ、この種の解析でし ばしば重要になるき裂または介在物の上下面の相対変位を直接評価できる上に、 必要ならばき裂の応力拡大係数も得られる。また、要素分割は介在物だけを対 象として行えばよく、短時間でデータの準備作業が済む。しかも、十分に正確 な結果を短時間の計算の実行で得ることができるという利点もある。このよう に、板状介在物問題の数値解析法として優れているために同方法を採用した。

以下では、まず、夾炭層岩盤に弾性応力解析を応用することの妥当性を確認 する。その後、三次元変位くい違い法の理論について述べ、計算精度について 考察する。また、炭層面内の応力の評価方法や、計測対象となった幌内炭鉱の ように、炭層が近接して存在する場合に適した解法を開発したので、これにつ いても言及する。最後に、数値シミュレーションを構成する要素、すなわち、 破壊規準、破壊規模の評価方法等について述べる。

5.2 等方弾性体の仮定と弾性応力解析の妥当性

数値シミュレーションで応力解析を実行する変位くい違い法では、等方均質 な弾性体中に弾性定数の異る板状の弾性的な介在物、すなわち、炭層が存在す るモデルを仮定する。ところが、夾炭層岩盤の弾性的性質には、2.2節で述 べたように、若干の異方性がみられる。そこで、応力解析に際して夾炭層岩盤 を等方均質な弾性体と仮定することの妥当性に関して考察する。

5.3.5項、第6、7章に示すように、弾性の仮定に基づく数値応力解析 で得られる長壁式採炭払周辺の地圧分布には以下のような特徴がみられる。

- (1) 採掘跡縁辺(払面を含む)には応力集中が生じる。
- (2) 採掘跡内は応力が小さい。
- (3) 採掘跡内中央部では初期地圧よりやや小さい程度の地圧の伝達が生じる。
- (4) 採掘跡の下の層では(1)~(3)と同様な地圧分布が生じるが、応力の変化 量は少ない。

これらの特徴は地層模型試験結果^{41,58})や従来経験的にいわれているものと 同じである。応力の大きさについても、採掘の初期段階で塑性域の大きさが小 さい場合には等方・均質を仮定した弾性解と地層模型試験結果は一致する⁴¹。

Fujii et al.⁵⁹、藤井他⁶⁰は旧赤平炭鉱の保安炭柱周辺の採掘に伴う立坑 軸の変位について、計測結果と変位くい違い法に基づく弾性計算結果の比較を している。長さ約 600 m の立坑は、周辺の採掘の進行に伴い相当な損傷を生じ た。しかしながら、予測と計測結果は良く一致していた。菅原他⁶¹は長壁式採 炭払周辺の地圧の計測結果と、初期地圧としてかぶり圧を仮定して実施した弾 性計算結果が、互いによく一致することを示している。

以上の諸事例が示すように、深部炭鉱における採掘領域周辺の応力状態に関 して、等方均質弾性体の仮定の下での計算結果は妥当な評価を与えていると考 えられる。

5.3 三次元変位くい違い法

5.3.1 三次元変位くい違い法の理論と基本解

間接法タイプの境界要素法においては、ある基本解を境界条件を満足させる ように重ね合わせることによって解が導かれる。変位くい違い法を最初に研究 した Salamon⁵²,は基本解を独自の方法で導いているが、実は、この基本解は 無限弾性体中の力学的な変位くい違いによって生じる応力・変位の解(Dislocation theory)に一致する。後者の方がより一般性があるので、これに基づいて 研究を進めることにした。

ここでいうくい違いとは次のようなものである(図 5.1)。無限弾性媒体中 に Σ なる面を考える。 Σ に沿って切れ目をいれ、切れ目の上下面(Σ^+ 、 Σ^-) に分布力を与える。その結果、物体は Σ 近傍で変位を生じるが、そのままの状 態で切れ目をのり付けする。そうすると、この物体には外部からなんら力が作 用していないにもかかわらず、 Σ の近傍には弾性的にひずんだ状態が出現し、 切れ目 Σ の上下面は相対的に移動した状態になっている。これを面 Σ のくい違 いと呼ぶ。

このくい違いは、許容される自由度の数に応じ、3種類ある⁶³⁾。このうちで、 くい違いを境界面に沿って離散的に分布させようとする境界要素法の考え方か らすれば、その基本解として Volterra のくい違いと呼ばれるものを採用する



図5.1 変位くい違いの概念

のが妥当であろうと考えられる。このくい違いは総和規約を用いて次のように 表される(Weingarten の関係式と呼ばれる)。

$$\Delta \mathbf{u}_{\mathbf{k}} = \mathbf{u}_{\mathbf{k}}^{+} - \mathbf{u}_{\mathbf{k}}^{-} = \mathbf{b}_{\mathbf{k}} + \Omega_{\mathbf{k}\mathbf{j}} \boldsymbol{\xi}_{\mathbf{j}}, \quad \Omega_{\mathbf{k}\mathbf{j}} = -\Omega_{\mathbf{j}\mathbf{k}}$$
(5.1)

ここで u_{k}^{+} 、 u_{k}^{-} は面 Σ における上下面の変位成分を、 ξ_{J} は面 Σ 上の点の 座標を表す。また、 b_{k} は定数、 Ω_{kJ} は k = j なら 0、 $k \neq j$ なら 0 でない 値をとる定数である。したがって、三次元場では独立な定数は 6 つある。これ らに対応する変形モードを、面 Σ の法線が x_{3} 軸に一致する場合について示し たのが図 5.2 である。図からわかるように、 Ω_{kJ} は回転、 b_{1} 、 b_{2} はせん断ず れ、 b_{3} は開口変位に関する定数である。

面 Σ に分布するくい違いによって任意点 Q に誘起される静的な応力場と変位 場は、Volterra の定理⁶⁴) によって計算することができる。なお、このくい違 いの作用により発生する全ての応力成分は、 Σ において連続になることがわか っている。

今、くい違い成分の内で回転成分 Ω_{kJ} を 0 と仮定し、上下面の平行移動成 分のみを許すと仮定する。この場合、変量であるくい違いは、き裂の上下面の 相対変位に一致するという物理的に明確な意味を持っている。これに対応して 発生する変位 u、応力σは、 Σ 上の点を P(ξ_1,ξ_2,ξ_3)、任意点を Q(x_1 , x_2, x_3)として次式のように表される。なお、面Σの法線は x_3 軸に一致するも



図5.2 変位くい違いのモードと定数の関係

のとする。

$$u_{m}(Q) = \int b_{\kappa} T_{\kappa}^{m}(P,Q) d\Sigma$$
 (5.2)

$$\sigma_{mn}(Q) = \int b_{k} H_{k}^{mn}(P,Q) d\Sigma$$
(5.3)

ここに、

$$T_{\kappa}^{m}(P,Q) = 1 / (4\pi)$$

$$\{ (1 - \alpha) (-\delta_{\kappa3} r_{m} r^{-3} + \delta_{m\kappa} r_{3} r^{-3} + \delta_{3m} r_{\kappa} r^{-3}) + 3\alpha r_{\kappa} r_{m} r_{3} r^{-5} \}$$
(5.4)

$$H_{\kappa}^{mn}(P,Q) = \lambda \quad \delta_{mn} T_{\kappa}^{h,h} + \mu \quad (T_{\kappa}^{m,n} + T_{\kappa}^{n,m}) \quad (5.5)$$

 $\alpha = (\lambda + \mu) / (\lambda + 2\mu)$

 $r_{\kappa} = \chi_{\kappa} - \xi_{\kappa}$

 $r = (r_{\rm k} r_{\rm k})^{1/2}$

であり、 λ 、 μ はラーメの定数、 δ はクロネッカーのデルタ、 $T_{\kappa}^{m\cdot n}$ は T_{κ}^{m} の *と*_nに関する偏微分を表す。

5.3.2 変位くい違い法の定式化と計算方法

いま、面(Σ) に沿って応力型の境界条件が指定されているような問題を考 える。境界条件を満たすために面(Σ) を有限個の微小領域($\Delta \Sigma$) に分け (これを要素と呼ぶ)、各要素中心の応力が所定の境界条件に一致するように する。このためには、要素中心の応力を(5.3)式によって評価する必要がある。 ところが、(5.3)式の被積分関数は r = 0 で特異点を持つ。そのため、この積 分を陽な形で求めておかなくてはならない。これについては要素の形状が正方 形、または、矩形の場合の解が文献に与えられており⁶⁵⁾、三角形の場合につい ても研究が行われている^{66,67)}。

炭層の場合は境界面Σがほぼ平面になっている。特に、長壁式採掘跡の形状 は略矩形のため、正方形の集合として近似しやすい。さらに、境界を同一大き さの正方形要素の集合として表現すれば、以下で述べるような計算時間とメモ リーサイズを節約する手法が適用でき、かつ、計算結果の表示も容易である。 以上のような理由から本研究では正方形要素を採用した。

以下に、(5.2)、(5.3)式に基づいて、正方形要素中心で境界条件を満たすような変位くい違い法の定式化を行う。

平面状の境界面を n 個の要素の集合として近似し各要素にくい違い量を作用 させるものとする。このとき、第 i 要素中心の表面力成分を $T_m(i)$ 、くい違い を $b_{\kappa}(i)$ とすれば、3n 個の $b_{\kappa}(j)$ に対して、以下の 3n 個の連立方程式が成 り立つ。

$$T_{m}(i) = \sum_{j} \{ [W_{\kappa}^{m}(Q)] j b_{\kappa}(j) \}, i = 1, 2, ., n$$
(5.6)

ただし、

$$\begin{bmatrix} W_{\kappa}^{m}(Q) \end{bmatrix}_{J} = \int H_{\kappa}^{m3}(P,Q) d\Sigma$$
(5.7)
Q:要素 i の中心

P:要素 j 上の点

∫ dΣ:要素 j 上の積分

である。

境界条件として、全ての要素について、表面力あるいはくい違いのいずれかが与えられていれば、これを(5.6)式に代入して解くことにより、未知の表面力成分 Tm、または、変位くい違い bk が求められる。

正方形要素に所定のくい違いが作用する場合の任意の点 P(X1, X2, X3)に 生じる応力・変位は、付録に示すように陽な形で表現されている。

以上の作業手順に従って計算コードを作成し、コンピューターを用いて計算 を実行すれば応力・変位が評価できる。実用的な問題を解く際には、計算時間 やメモリーサイズを節約するために、以下の方法を用いることができる。

境界面を k x j 個の要素に分割するものとする。この場合、(5.7)式中の $W_{k}^{m}(Q)$ の数は (3 k j)² となる。しかし、 $W_{k}^{m}(Q)$ は要素間の相対座標だけの関数となっていることを考慮すれば、この数を 3 (2 k - 1) (2 j - 1)に縮小できる。

また、境界面を図 5.3 のように、さらに、K x J 個のより粗いブロックの集合として表す。K、J は、K = k / 5、J = j / 5 とする。ある要素中心の表面力を計算する際に、その要素が属するブロック、および、このブロックに隣接するブロックのいずれかに属する要素に関しては、この要素が与える影響は(5.6)式をそのまま用いて計算する。その他のブロックに属する要素が与える影響については、そのブロックに属する要素の平均くいちがい量を考え、このくい違い量がそのブロックに一様に分布しているものとする。そして、(5.6)式中の $b_{\kappa}(j)$ としてこの平均くい違い量、(5.7)式中の積分領域としてそのブロックを採用して計算する。

この方法を用いれば、要素に関する $W_{k}^{m}(Q)$ の数は、k、j の相対値が -14 ~ 14 に限られるので、3 x 29 x 29、ブロックに関しては 3 (2 K - 1) (2 J - 1) となる。また、連立方程式の計算ステップも 216 / (k j) + 0.04 倍 程度に減少させることができる。たとえば、k = 50、j = 70 の場合、 $W_{k}^{m}(Q)$ のメモリーサイズは何も処理しない場合の約 1 / 30,000、連立方程式の計算ステップ数は約 1 / 10 となる。

この連立方程式の解法としては、次に述べる2つの理由から、ガウス-ザイ デル法のような反復法を用いる。

- (1) 上述の計算法に反復法が適している。
- (2) 5.3.4項で述べるような、上下盤の接触を考慮した幾何学的に非線 形な問題を扱うにも反復法が適している。

5.3.3 変位くい違いの回転成分を無視したことによる誤差

定式化の過程で明かになったように、変位くい違い法では回転成分のくい違いが無視されている。したがって、変位くい違い法は、回転型の変形モードを



図5.3 注目している点Qとその周囲の要素、および、ブロック(ブロ ックは太線で囲ってある)

用いると適切に表現されるような変位場に対しては不正確な評価しか与えない 可能性がある。次に、この可能性が実際に起こり得ることを、半無限体表面の 一点で面に平行な集中力が作用する問題、すなわち、Cerrutiの問題の場合に ついて示す。

この問題を変位くい違い法で解くために、半無限体に一致する境界面(Z = 0) を 625 個の正方形要素の集合として近似した(図 5.4 参照)。また、水平方 向の集中力は、中央の一つの要素にだけ分布する水平方向(X 方向)の一様な せん断力(S)に置き換えた。

計算の結果、次のことが明かとなった。ポアソン比を 0.2 とした場合には、 応力・変位の全成分について、数値解と解析解との間に比較的良い一致が認め られた。ところが、ポアソン比を 0.0 とした場合には、y 方向、すなわち、集 中力と直角方向の変位の分布に関し、図 5.5 に示すように、かなりの差異が認 められた。図 5.6 は半無限体表面における着力点近傍の正方形領域 B (図 5.4 参照)の変形を示したものであるが、これを見ると、厳密解においては回 転型の変位が現れているのに対し、数値解においてはそれがないのがわかる。 この差異の生じた原因は、変位くい違い法において回転型の変形モードを無視 していることにあると考えられる。また、変位成分 u_y の差異も同じ原因によ るものと推察される。

ただし、この変位成分 uy は他の変位成分に比べると値が小さいので、全体



図5.4 Cerrutiの問題のモデル(荷重、ヤング率はそれぞれ 1 N、1 Pa)

なお、半無限体の表面に垂直に作用する集中力の問題(Boussinesq の問題) の場合には、全ての変位、応力成分について数値解と解析解は良い一致を示す ことが確認された。

き裂問題に関する変位くい違い法を用いた数値解と解析解との比較は、円盤型クラックの場合について行われている⁶⁵⁾。境界条件に関しては、き裂にせん断力が作用する場合⁶⁹⁾と内圧が作用する場合⁷⁰⁾の2つを扱っているが、そのいずれについても、応力・変位の各成分について、両者は良い一致を示している。

なお、線形破壊力学における重要な物理量である応力拡大係数も、本方法に



図5.5 弧A(図 5.4 参照)に沿った変位成分 u_yの分布。変位くい違い
 法による u_y (DDM) はθに関わらず 0 で、厳密解 (analytical)
 と異なっている

以上述べた2つの事例計算から次のことがいえよう。すなわち、Cerrutiの問題のように領域の一部が回転型の変形モードを示す場合には、計算結果の一部に若干の不都合が生じるようである。しかし、全体としてみた場合、正解との差異は小さい。一方、そうでない場合には精度の高い結果が得られる。

特別な問題を除けば、き裂問題で上下面に相対的に大きな回転変位が発生す ることはないものと考えられる。したがって、この種の応力解析に変位くい違い法を用いることは妥当と考えられる。



- 図5.6 正方形B(図5.4参照)の変形と移動。変位は実際の7倍に強調している
- 5.3.4 板状介在物の解析方法と計算精度

変位くい違い法は一般の介在物問題に適用可能であるが⁷¹、以下に述べるように、特に、板状介在物の問題に対しては、数値計算の実行が極めて容易になる。

まず、寸法が有限な板状介在物(ただし、ヤング率を E'、剛性率を G' とする)の取り扱い方法について説明する。

今、代表的な幅が 1、高さが t (ただし、t << 1 とする)であるような板 状の介在物を含む無限弾性媒体が、遠方で{σ∞}なる大きさの応力状態になっ ている問題を考える。これを解くために次のような手続きを用いる。

- (1) 無限媒体中に設けた(1, t)の寸法をもつ空洞が変位しないように空洞 壁面を拘束しつつ載荷する。このときに必要な拘束力を{σ°}とする。次 に、拘束したままで空洞内に、空洞と同一大きさの介在物をはめ込み、 のり付けする。このときの応力状態を{σ⁻}とする。
- (2) 遠方で無応力状態に保ちつつ、拘束力を解放する。これに伴って生じる 応力分布を{σ^{xx}}とする。

2 つの応力状態 { σ^{I} } と { σ^{II} }を重ね合わせたものは明かに求めようとする問題の解 { σ }を与える。

さて、空洞形状が t << 1 であれば、これを近似的にき裂とみなすことがで きるので、拘束力は $\{\sigma^{\circ}\}$ = $\{\sigma^{\circ}\}$ と評価される。この場合、(1) に対応する 介在物と媒体の境界上の表面力は次のようになる。

次に、(2)に対応して生じる介在物と媒体の境界上の表面力であるが、この場合には、介在物と媒体がのり付けされており、両者の境界は一体となって変位することに注意されたい。したがって、第 i 要素の厚みを t(i) とし、発生するくい違いを b_k(i) とするとき、次のような関係式が得られる。

媒体側((5.6)式参照):

$$T_{m^{\text{II}}}(i) = \sum_{j} \{ [W_{\kappa}^{m}(Q)]_{j} b_{\kappa}(j) \}$$

介在物側:

$$T_{2}^{II}(i) = G' b_{2}(i) / t(i)$$

$$T_{2}^{II}(i) = G' b_{2}(i) / t(i)$$

$$T_{3}^{II}(i) = E' b_{3}(i) / t(i)$$
(5.10)

ただし、介在物側における変位は要素毎にそれぞれ独立に挙動するものと仮 定している。

結局、求めようとする応力 $\{\sigma\}$ は、 $\{\sigma^{I}\}$ と $\{\sigma^{II}\}$ の和であるから、

媒体側:

$$Tm(i) = \sigma_{m3} \infty + \sum_{j} \{ [W_{\kappa}^{m}(Q)]_{j} b_{\kappa}(j) \}$$

介在物侧:

 $T_{1}(i) = G' b_{1}(i) / t(i)$

 $T_2(i) = G' b_2(i) / t(i)$

$$T_3(i) = E' b_3(i) / t(i)$$
 (5.11)

となる。介在物と媒体はのり付けされているために、境界上で両者の表面力が 等しく、

G'
$$b_1(i) / t(i) - \sigma_{13} \infty = \sum_{j} \{ [W_{\kappa}^1(Q)]_j b_{\kappa}(j) \} \}$$

G'
$$b_2(i) / t(i) - \sigma_{23} \approx \sum \{ [W_{\kappa}^2(Q)]_J b_{\kappa}(j) \}$$

$$E' b_{3}(i) / t(i) - \sigma_{33} \approx = \sum_{j} \{ [W_{\kappa}^{3}(Q)]_{J} b_{\kappa}(j) \}$$
(5.12)

が各要素について成り立つ。これを解くことにより、{ b_κ(i) } が全ての要素 について求められるので、介在物中の面外応力成分(σ₁₂, σ₁₃, σ₃₃)、およ び、媒体中の全ての応力成分が計算できる(板状介在物の法線は X₃軸に一致 するものと仮定する)。

このようにして、板状介在物を含む領域の数値解は容易に得ることができる。 ここで注意すべき点を2つ挙げておきたい。

- 上式は付加項を除けばき裂問題に対応する式に一致するので、き裂と同 一の取り扱いが可能である。
- (2) 介在物の定数 (E', G') は場所毎に変化してもかまわない。したがって、介在物の一部が空洞で置換されているような問題も扱うことができる。

今度は、無限の広がりを持つ板状介在物の問題を考えてみる。この場合には、 介在物が均質な材料でできており、一様な状態で詰まっていれば、力のつり合いから介在物中の応力{ σ }の内で、 σ_{13} 、 σ_{23} 、 σ_{33} については、明かに、 $\sigma_{13} = \sigma_{13}^{\infty}$ 、 $\sigma_{23} = \sigma_{23}^{\infty}$ 、 $\sigma_{33} = \sigma_{33}^{\infty}$ となり、自動的に決ってしまう。

応用的には、介在物の一部を切り取るときに生じる応力変化の評価が重要と なる。これを求めるには、(5.6)式において、

(1) 切り取られる部分(または、採掘部分)では、

$$T_{m}(i) = -\sigma_{m3}\infty \tag{5.13}$$

(2) 介在物の部分(または、未採掘部分)では、

 $T_{1}(i) = G' / t(i) b_{1}(i)$ $T_{2}(i) = G' / t(i) b_{2}(i)$ $T_{3}(i) = E' / t(i) b_{3}(i)$ (5.14)

として解けばよい。なお、(5.14)式は Crouch らにより板状鉱床の採掘 に伴う応力変化の評価方法としてはじめて提案された⁶⁸⁾。

切り取られる部分で上下盤が接触する場合の扱いは、Salamon⁶²,が詳しく論 じている。接触後のすべりを無視すれば、以下のようになる。

b₃(i) ≤ -t のとき、

 $b_{a}(i) = -t(i)$ $b_{1}(i) = -t(i) \ b_{1}'(i) \ / \ b_{3}'(i)$ $b_{2}(i) = -t(i) \ b_{2}'(i) \ / \ b_{3}'(i)$ (5.15)

b':上下盤が接触しないと仮定して計算したくい違い量

ただし、接触後でも反復の過程で T_s(i) > -σ₃₃∞ となった場合は、再び (5.13)式を採用する。

上述の解析方法にはいくつかの仮定や近似が含まれている。したがって、得られた結果には誤差が含まれている可能性がある。そこで、その大きさを評価する目安を得るために、厳密解が既知の偏平な回転楕円体状介在物を持つ無限弾性媒体の問題⁷²⁾に本方法を適用した。偏平な回転楕円体状介在物は 0.03333のアスペクト比を持つ形状を有し、遠方で一様な応力場を受けるものとし、その応力場として、 $\sigma_{zz} \approx = 1$ (残りは 0)、 $\sigma_{xz} \approx = 1$ (残りは 0)の2 通りを仮定した。また、介在物は 1,589 個の要素の集合としてモデル化した(図 5.7 参照)。

得られた結果の一部を図 5.8 に示す。これを見ると介在物中の応力は、端部 のごく近傍を除くと、厳密解に 9 % 以下の誤差で一致していることがわかる。 また、媒体中の応力分布もこの程度の誤差内で厳密解に一致している。

したがって、ここで述べた方法は、板状介在物の数値解析法として実用に耐



図5.7 回転楕円体介在物のモデル(厚さは4倍に拡大してあり、a/c= 0.03333 である)



 図5.8 x 軸に沿った回転楕円体介在物中の応力σと周囲の媒体中の応力 変化Δσ(E/E'=10、E'/G'=E/G=2.4、σ。は無限遠 で作用する応力で、一様な引張場の場合はσzz、一様なせん断場 の場合はσxz を意味する)

5.3.5 孤立した長壁式払周辺の応力分布

前項の方法を応用し、平層中に孤立して存在する長壁式払を対象として、払 周辺の応力分布とこれに対する岩盤の弾性定数の影響を解析した。

解析に用いた岩盤や炭層の弾性定数ならびに採炭パネルの諸元を表 5.1 に示 す。初期地圧は垂直成分としてかぶり圧、水平成分として垂直成分に側圧係数 を乗じた値を用いた。

このパネルの終掘時における炭層に垂直な応力 σ 、の分布を図 5.9 に示す (岩盤のヤング率を 2 GPa、ポアソン比を 0.2 とした場合)。同図では、地圧 の大きさを以下のように 0 ~ 9 までの 10 段階に分けて表している。

```
0: \sigma \checkmark > -10 (MPa)

1: -10 \ge \sigma \checkmark > -20 (MPa)

2: -20 \ge \sigma \checkmark > -30 (MPa)

3: -30 \ge \sigma \checkmark > -40 (MPa)

4: -40 \ge \sigma \checkmark > -50 (MPa)

5: -50 \ge \sigma \checkmark > -50 (MPa)

6: -60 \ge \sigma \checkmark > -70 (MPa)

7: -70 \ge \sigma \checkmark > -80 (MPa)

8: -80 \ge \sigma \checkmark > -90 (MPa)

9: -90 \ge \sigma \checkmark (MPa)
```

表5.1 孤立した長壁払の応力解析に用いた岩盤や炭層の諸定数と払の諸 元ならびに要素の寸法(Ec/ER は炭層と岩盤のヤング率の比、 ν c/ν R は炭層と岩盤のポアソン比の比)

岩盤の単位体積重量	(N/m³)	25,000
採掘深度	(m)	1,000
側圧係数		0.25
岩盤のヤング率	(GPa)	$0.2 \sim 10$
岩盤のポアソン比		$0.0 \sim 0.4$
Ec/Er		0.5
νc/νr		1
払面長	(m)	140
払スパン	(m)	500
稼行丈	(m)	2
要素辺長	(m)	20

2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 3 2 2 2 2 2 3 3 2 2 3 3 2 2 2 2 2 3 3 4 4 4 4 4 4 2 2 3 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 2 2 0 0 2 2 0 0 0 0 4 2 2 3 4 0 0 0 1 2 2 2 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 0 0 0 4 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 0 4 2 2 3 4 0 0 4 2 2 3 4 0 0 1 1 2 2 2 2 2 3 3 4 4 4 4 4 4 5 5 4 5 5 5 5 5 4 5 5 4 4 4 4 4 2 2 2 2 2

図5.9 払周辺の応力分布。図中の数字は応力の大きさを表している(本文5.3.5項参照)

採掘跡の縁辺には応力の集中が認められる。応力集中の程度は、矩形の採掘跡 の長辺で大きく、短辺で小さい。一つの辺に沿う応力集中の程度は中央部で大 きい。また、払跡の端部では地圧は 0 であるが、中央部では上下盤が接触し、 かぶり圧よりやや小さい程度の地圧が伝達されている。

図 5.10 は、払面から 10 m 前方の地圧に注目し、採掘の進行に伴う推移を 示したものである。地圧は払面中央部の方が、端部より大きいこと、および、 両地点とも、地圧は採掘開始直後は小さいが、払進行長が面長(140 m)と等し



図5.10 払中央部(Center)と払端部(Near end)における払面から 10 m 前方の鉛直地圧成分の採掘の進行に伴う推移

くなるまで増加し、その後は、ほぼ一定値を取っていることがわかる。この応 力の平衡状態は、払がある程度進行すると、上下盤が接触し、払跡における開 口部の長さが払の進行に関わらず一定になるためにもたらされる。

終掘時における払面中央部 10 m 前方および払跡中央部の地圧に対するヤン グ率の影響を示したのが図 5.11 である(ポアソン比は岩盤、炭層ともに 0.2 とした)。ヤング率が 4 GPa より小さい場合には、払面から 10 m 前方の地圧 はヤング率とともに大きくなり、採掘跡中央部の地圧は小さくなる。ヤング率 が 4 GPa より大きい場合には、両者とも一定値を示している。この原因はヤン グ率が 4 GPa より大きい場合には上下盤の接触がなくなるためである。このと きの地圧は、払面中央部で初期地圧の2倍程度の大きさを持ち、採掘跡の中央 部で 0 である。図 5.12 に示すように、応力に及ぼすポアソン比の影響は 10 %以下である(ヤング率は岩盤を 2 GPa、炭層を 1 GPa とした)。

通常の弾性計算では、ヤング率は変位のみに影響し、応力には影響しない。 ところが、上述のように、板状鉱床の問題の場合、ヤング率の大きさは上下盤 の接触状況に影響するために、応力状態にも影響を与える。2.3節で示した ように、払跡では崩落ずりの圧密によってある程度の地圧の伝達が生じている と予想されるが、変位くい違い法では、これが上下盤の接触によって近似的に モデル化されている。したがって、岩盤のヤング率は、現場の観察に基づいて 合理的に決めることができると考えられる。



図5.11
 終掘時における払面中央部(Face)と払跡中央部(Goaf)の地圧に対するヤング率の影響



図5.12終掘時における払面中央部(Face)と払跡中央部(Goaf)の地圧 に対するポアソン比の影響

杉浦は、模型試験結果や三池炭鉱の観察に基づいて、天盤の層間強度が大き く、払跡で層間剝離や天盤崩落が生じにくい場合に山はねが生じやすいことを 示している⁴¹。この状況は、変位くい違い法を用いた弾性解析においては、岩 盤のヤング率が大きい場合に対応する。このとき、払面の地圧は大きく、破壊 が生じる場合には激しい現象を伴うことが予想される。

5.3.6 炭層間の距離が小さい場合の近似解法

互いの距離が小さい2枚の炭層を掘削する問題を通常の方法で取り扱うと、 計算時間が大幅に増したり、得られる解の精度が極端に悪くなったりする。そ こで、この問題を解決する一つの方法として、接近し合う層を一体化して取り 扱うことを試みる。具体的には、図 5.13(a)の例題を解析するために、図 5.13(b)のように近似する。この近似モデルにおける境界条件は、(5.6)式中の T_m、b_kを用いて表現すると、表 5.2 のようになる。



図5.13 炭層同志が近接している採炭のモデル(tu は上層、taは 下層の稼行丈)

表5.2 近似解法における境界条件。σ∞は無限遠方における応力(初期 地圧)を表す

condition of mining		condition of closure		
upper seam	lower seam	no contact	contact	
mined	mined	when $b'_{3}(i) > -(t_{u}(i) + t_{d}(i)),$	when $b'_{3}(i) \leq -(t_{u}(i) + t_{d}(i)),$	
		$T_1(i) = -\sigma_{ij}$	$b_{1}(i) = -\frac{t_{u}(i) + t_{d}(i)}{b'_{3}(i)} \cdot b'_{1}(i)$	
		$T_2(i) = -\sigma_{ij}$	$b_{2}(i) = -\frac{t_{u}(i) + t_{d}(i)}{b'_{3}(i)} \cdot b'_{2}(i)$	
		$T_3(i) = -\sigma_3^*$	$b_{3}(i) = -(t_{u}(i) + t_{d}(i))$	
mined	unmined	when $b'_{3}(i) > -(t_{\mathcal{U}}(i) + \frac{\sigma_{1}}{E} \cdot t_{d}(i)),$	when $b'_3(i) \leq -(t_u(i) + \frac{\sigma_{33}}{E'} \cdot t_d(i)),$	
		$T_1(i) = -\sigma_{11}$	$T_1(i) = \left(b_1(i) + \frac{t_u(i)}{b_3(i)} \cdot b_1(i)\right) \cdot \frac{G'}{t_d(i)}$	
		$T_2(i) = -\sigma_{2}$	$T_2(i) = \left(b_2(i) + \frac{t_u(i)}{b_3(i)} \cdot b_2(i)\right) \cdot \frac{G'}{t_d(i)}$	
		$T_3(i) = -\sigma_{33}$	$T_{3}(i) = (b_{3}(i) + t_{\mathcal{U}}(i)) \cdot \frac{E'}{t_{\mathcal{U}}(i)}$	
unmined	mined	when $b'_{3}(i) > -(t_{d}(i) + \frac{\sigma_{33}}{E} \cdot t_{u}(i)),$	when $b'_3(i) \leq -(t_d(i) + \frac{\sigma_{u}}{E} \cdot t_u(i)),$	
		$T_1(i) = -\sigma_{11}$	$T_{1}(i) = \left(b_{1}(i) + \frac{t_{d}(i)}{b_{3}(i)} \cdot b_{1}(i)\right) \cdot \frac{G'}{t_{u}(i)}$	
		$T_2(i) = -\sigma_{2}$	$T_2(i) = \left(b_2(i) + \frac{t_d(i)}{b_3(i)} \cdot b_2(i)\right) \cdot \frac{G'}{t_u(i)}$	
		$T_3(i) = -\sigma_{33}$	$T_{3}(i) = (b_{3}(i) + t_{d}(i)) \cdot \frac{E'}{t_{u}(i)}$	
unmined	unmined	$T_1(i) = b_1(i) \cdot \frac{G'}{t_u(i) + t_d(i)}$		
		$T_{2}(i) = b_{2}(i) \cdot \frac{G'}{t_{u}(i) + t_{d}(i)}$		
		$T_{3}(i) = b_{3}(i) \cdot \frac{E'}{t_{u}(i) + t_{d}(i)}$		

この近似モデルの妥当性を検討するために、図 5.14 に示すように 10 m の 層間距離を持つ 2 層問題を近似解法と通常の方法で解いてみた。なお、通常の 方法でも解が得られるように、要素の辺長は 10 m とし、十分小さくした。

計算結果の内で、上層と下層の払面前方における鉛直圧分布を 図 5.15 に示 した。両者は良い一致を示しており、ここで提案した近似方法は十分な精度を 有しているといえる。なお、近似解法による計算時間は、通常の方法の約 1/6 であった。

いくつかの計算事例を基に、層間距離 d が、

d = h (5.16)

のとき、ここで提案した近似法の解は、通常の方法による解とほぼ等しくなる ことがわかった(ただし、2 h は要素の辺長)。d がこれよりも大きい場合は 通常の方法で解けばよい。なお、3 層以上の複数のパネルが互いに近接して存 在する場合にもこの近似法を使うことができる。



PO=24.5MPa, cu=cd=2m

図5.14 採掘跡の位置関係(aは断面図、bは平面図)

5.3.7 炭層内の面内応力の評価方法

従来の変位くい違い法では炭層の面内応力が評価できない。払面ごく近傍の 応力分布については藤井他⁷³が詳しく検討しているが、炭層要素の中心のよう に払面から稼行丈の数倍以上離れた点の面内応力については、炭層内の応力・ ひずみが厚み方向に一定と仮定して、以下のように評価することができる。

変位くい違い法では炭層要素の面外応力(τ_{13} 、 τ_{23} 、 σ_{3})および炭層と接 する岩盤表面の炭層に平行な応力成分(σ_{1R} 、 σ_{2R} 、 τ_{12R})が与えられる(炭 層の法線は x_3 軸に一致すると仮定する)。炭層と岩盤が完全に接着されてい るものと仮定すれば、炭層要素は偏平なので、払面のごく近傍を除いて岩盤内 のひずみ ϵ_{1R} 、 ϵ_{2R} 、 γ_{12R} と炭層内のひずみ ϵ_{1C} 、 ϵ_{2C} 、 γ_{12C} は等しい。 これを用いると、炭層内の応力 σ_{1C} 、 σ_{2C} 、 τ_{12C} と岩盤のひずみの間に以下 の関係が成立する。

α



x (m)

図5.15 払面から 5 m 前方の垂直地圧σ ∞ の分布(●は通常の解法による解、○は近似解法による解)

 $\sigma_{\rm lc} = (\lambda_{\rm c} + 2 \ \mu_{\rm c}) \varepsilon_{\rm lR} + \lambda_{\rm c} \varepsilon_{\rm 2R} + \lambda_{\rm c} \varepsilon_{\rm 3c} \qquad (5.17)$

$$\sigma_{2C} = (\lambda_{C} + 2 \mu_{C}) \varepsilon_{2R} + \lambda_{C} \varepsilon_{1R} + \lambda_{C} \varepsilon_{3C} \qquad (5.18)$$

$$\tau_{12C} = \mu_C \gamma_{12R} \tag{5.19}$$

$$\varepsilon_{3C} = \sigma_{3} / E_{C} - \nu_{C} (\sigma_{1C} + \sigma_{2C}) / E_{C}$$

$$(5.20)$$

ここで、 λ_c 、 μ_c は炭層のラメの定数、 ε_{sc} は炭層内のひずみ、 E_c 、 ν_c は炭層のヤング率、ポアソン比である。

当然ながら、岩盤中の応力とひずみは以下の関係で表される。

$$\varepsilon_{1R} = \sigma_{1R} / E_R - \nu_R (\sigma_{2R} + \sigma_3) / E_R$$
(5.21)

$$\varepsilon_{2R} = \sigma_{2R} / E_R - \nu_R (\sigma_{1R} + \sigma_3) / E_R$$
(5.22)

$$\gamma_{12R} = \tau_{12R} / G_R$$
 (5.23)

ここで、E_R、_{νR}、G_Rは岩盤のヤング率、ポアソン比、剛性率である。

(5.17)、(5.18)式に(5.20)~(5.22)式、(5.19)式に(5.23)式を代入し、 $\nu c = \nu R = \nu$ を仮定すれば、炭層の面内応力に関して次の評価が得られる。

 $\sigma_{1C} = E_{C}/E_{R} \{ \sigma_{1R} - \nu / (1 - \nu) \sigma_{3} \} + \nu / (1 - \nu) \sigma_{3}$ (5.24)

$$\sigma_{2C} = E_C / E_R \{ \sigma_{2R} - \nu / (1 - \nu) \sigma_3 \} + \nu / (1 - \nu) \sigma_3$$
(5.25)

$$\tau_{12C} = E_C / E_R \tau_{12R}$$
 (5.26)

 5.4 破壊の激しさを表す指標の定義と評価の方法(その1)
 - エネルギー解放率、ひずみエネルギー解放率、体積余剰せん断応力 指数-

採掘活動に伴って岩盤内の応力や変位が変化し、あるいは、破壊が発生する ときには、岩盤の持つエネルギーの一部が解放される等、状態量が変化する。 これを的確に表示する量が見いだされれば、観測結果から得られる地震波エネ ルギー解放率や最大せん断地震モーメント解放率等、破壊の激しさを表す測定 量と対応させることができ、破壊の激しさを予測する指標として使うことがで きるであろう。

ここでは、採掘に伴う変化量として、4つの指標、すなわち、

- (1) エネルギー解放率
- (2) ひずみエネルギー解放率
- (3) 体積余剰せん断応力指数
- (4) 最大せん断地震モーメント解放率

に注目し、これらを応力解析結果を基に評価する方法を検討することにした。 なお、このうちで(4)の最大せん断地震モーメント解放率は、本研究で新たに導 入されたものであるが、説明が長くなるので次節で独立に述べることにした。

5.4.1 エネルギー解放率

解放エネルギーはクラックの進展に伴うエネルギー減少量を無限領域で積分 した値として定義されている。これを炭層等の板状鉱床に流用した場合、鉱床 の一部を採掘することに伴って生じる解放エネルギーは、採掘直前にその採掘 部分に作用していた荷重、採掘に伴って生じる上下盤の相対変位量、採掘され た要素面積の3つの積に 0.5 を乗じたものとして簡単に求めることができる ¹³⁾。単位払進行長当たりの解放エネルギー量を、エネルギー解放率と呼ぶこと にする。

5.4.2 ひずみエネルギー解放率

払進行に伴って新たに破壊が生じるとき、その破壊領域におけるひずみエネ ルギーの減少量を解放ひずみエネルギーと定義する。単位払進行長当りの解放 ひずみエネルギー量は、ひずみエネルギー解放率と呼ぶことにする。

したがって、この量の一部、つまり、この量に地震効率⁷⁴を乗じた値は、地 震波エネルギー解放率となる。この量の解析に付随して岩盤の破壊箇所に関す る予想も得られるが、これについては微小地震の集中部位と一致することが期 待される。

ひずみエネルギー解放率は、本来、弾塑性解析をもとに評価すべきである。 しかし、三次元領域を対象とした弾塑性解析は、現段階では困難である。そこ で、ここでは弾性を仮定した三次元変位くい違い法による計算結果を用いて、 次に述べる仮定の下に、ひずみエネルギー解放率を近似的に評価する。

- (1)破壊域は、弾性計算によって得られた応力状態が破壊条件を満たしてい る領域に一致する。
- (2) この破壊域の応力は弾性計算で得られた状態から直ちに残留状態へと移行する。このとき、破壊域における応力変化は破壊域外部の応力・ひずみ状態になんら影響を及ぼさない。
- (3) 破壊後も、岩盤の弾性定数は変らない。

破壊規準としては Coulomb の破壊規準に引張破壊の規準を付け加えた Paul の破壊規準¹³を用いる(図 5.16 参照)。残留強度の条件も Paul の破壊規 準と同様な形で表されるものと仮定する。一般的には、破壊前の内部摩擦角と 破壊後の内部摩擦角は必ずしも一致しないが、簡単のために両者は等しいとす る。この仮定の下で、岩盤は破壊前の応力状態に応じ、図 5.16 に示すように 4つの様式に従って破壊する。なお、第6章で述べる事例については、I (せ ん断または縦割れ)型と III (引張)型の破壊様式が卓越し、残りの II、IV 型はほとんど認められなかった。



 図5.16
 岩盤の破壊条件と残留強度条件(σ₁:最大主応力、σ₃: 最小主応力、C₀:単軸圧縮強度、C₀':残留強度、T₀:引 張強度、T₀':残留引張強度、φ:内部摩擦角)

計算手順について説明する前に、岩盤要素と炭層要素では、破壊に伴う解放 ひずみエネルギーに大きな差異があることを指摘しておく。このため、次のよ うな強度・変形特性を持つ辺長 20 m の岩盤要素と炭層要素が単軸圧縮破壊す る場合を取り上げる。

- ・岩盤要素:高さ 20 m、単軸圧縮強度 50 MPa、残留強度 45 MPa、
 ヤング率 2 GPa
- ・炭層要素:稼行丈 2 m、単軸圧縮強度 18 MPa、残留強度 16.2 MPa、
 ャング率 1 GPa

このときの解放ひずみエネルギーを計算すると、岩盤要素は 0.95 GJ、炭層

要素は 0.02 GJ となる。炭層要素の破壊に伴う解放ひずみエネルギーは、強度 や厚さが小さいことを反映し、岩盤要素に比べて無視し得るほど小さい。そこ で、簡単のためにひずみエネルギー解放率の計算においては、炭層要素の破壊 を考慮しないことにする。このため、以下では岩盤要素の破壊に限定して、こ れに伴う解放ひずみエネルギーの評価方法を説明する。

変位くい違い法による応力解析に先立ち、解析の対象となる炭層の上下盤を、 辺長がくい違い要素の辺長に等しい立方体要素(以下では岩盤要素と呼ぶ)に 分割しておく。岩盤要素は炭層を中心として上下方向に数段重ねて設けるが、 これらの要素の集合からなる領域は破壊領域より大きいことが必要である。本 研究では数回の試行錯誤の結果、この領域の厚みを炭層から上下に各 80 m と した。各岩盤要素に破壊の有無と破壊する場合の様式を表す破壊パラメーター として 0 (未破壊)を割り付けておく。1回の採掘ステップにおける払進行長 は、くい違い要素の辺長(20 m)と等しくした。

計算ステップは以下のようである。

- (1) 旧採掘跡のみが存在する採掘形状について、各岩盤要素中心における応力を計算し、破壊条件を満たしているかどうかを判定する。破壊条件を満たしていれば、その岩盤要素は破壊したものと考え、破壊様式に応じて破壊パラメーターを1~4 に変更する。
- (2) くい違い要素の辺長分だけ払を新たに進行させ、このときの各要素の応 力状態を計算する。次に、未破壊要素(破壊パラメータが 0) について、 前ステップと同様に破壊判定と破壊パラメーターの変更を行う。同時に、 新たに破壊した各岩盤要素について、解放ひずみエネルギー量を計算す る。各要素の解放ひずみエネルギーを合計し、払進行長(くい違い要素 辺長)で除した値をこのステップにおけるひずみエネルギー解放率とす る。
- (3) (2)を終掘に至るまで繰り返す。

ここで採用した近似的な解法の計算精度を、計算結果に影響すると予想され るいくつかの因子に着目し、それぞれの因子の検討に適した解析解を用いて、 個別に考察しておく。

(1) 弾塑性解の代りに弾性解を用いることがひずみエネルギー解放率の計算 結果に与える影響

遠方で等方圧が作用する有孔無限板に関する弾性解と弾塑性解⁷⁵、を用 い、それぞれひずみエネルギー解放率を求め両者を比較した。なお、こ の場合、ひずみエネルギー解放率を円孔壁の単位面積拡大に伴う解放ひ ずみエネルギーとして定義した。

計算結果を図 5.17 に示す。図 5.17(a) は単軸圧縮強度と等方圧の比

(Co/P)、および、残留単軸圧縮強度と単軸圧縮強度の比(Co'/Co)を パラメーターにしている。強度が等方圧に比較して大きい程、また、破 壊に伴う応力低下量が小さい程、弾性解から求めたひずみエネルギー解 放率と弾塑性解から求めたひずみエネルギー解放率の差は小さくなって いる。

ポアソン比がひずみエネルギー解放率に及ぼす影響は、図 5.17(b) に 示す通りであり、その大小は計算精度に余り影響しない。

(2) 変位くい違い法において要素分割の粗さが応力解析精度に与える影響

円形をした採掘跡は無限弾性体中の円形クラックとして近似できる。 境界条件として遠方の状態が一軸引張応力、せん断応力の2通りを考え 数値解析を実行すると、クラック先端のごく近傍以外では良好な解が得 られる⁶⁵⁾ことは既に述べた。ここでは、同じ問題について要素分割を粗 くしていった場合、数値解の精度がどのように変化するかを一軸引張応 力下の境界条件に対して検討する。

要素数は、直径方向に並んだ数字で表して 5、9、15 個とした(図 5.18 に解析領域の 1/4 を示す)。図中の ER は円形クラック面積に対 する総採掘面積の誤差である。要素分割を粗くする程、数値解析の精度 は変位、応力共に悪くなっている。要素分割が極端に粗い場合(n = 5)、 r/a = 1.2 (a は円形クラックの半径)における応力変化量(応力値と 遠方の応力値の差)は、同図(b)に示すように解析解の約2倍である。し かしながら、ひずみエネルギー解放率の評価には絶対的な応力値が用い られること、また、総採掘面積が円形クラックの面積に対して 7 % 大き いことを考え合わせれば、要素分割を粗くしたための誤差がひずみエネ ルギー解放率の計算精度を著しく悪くすることはないと推察される。

(3) 1回の払進行長の長さと岩盤要素の辺長(ともに大きさは L)がひずみ エネルギー解放率の計算結果に与える影響

解析解⁷⁶)を用い、遠方から応力(σ_x、σ_y)を受ける二次元クラック の一端を次第に拡大していくときの、これに伴うひずみェネルギー解放 率を計算した(単位厚さ、平面ひずみを仮定)。実際には、圧縮応力を 受けるクラックはすぐに閉鎖してしまうが、ここでは便宜的にクラック の閉鎖はないものと仮定し、引張応力下の解析解をそのまま使用した。

図 5.19 にひずみエネルギー解放率の計算結果を示す。L が 3.125 m の場合、ひずみエネルギー解放率は払の進行に伴ってほぼ単調に増加し ている。なお、クラック長約 430 m でひずみエネルギー解放率は急に増 加している。これは、このときに静止したクラック端付近の岩盤要素が 一度に破壊条件を満たしたためである。L が 30 m でもほぼ同様で、L が 3.125 m の場合と大体同じ結果を示している。

両解析結果から得られた破壊要素の分布を図 5.20 に示す。L が 30 m の場合、岩盤要素が大きいために幾分大まかな結果が得られているが、



図 5.17 無限板中の円孔の拡大に伴うひずみエネルギー解放率(SERR:ひずみエネルギー解放率、P:静水圧)、(a)単軸圧 縮強度と残留強度の影響、(b)ポアソン比の影響



 図5.18 円形クラック周辺の Z 方向の変位 Uz とZ 方向の直応力σz(n: 直径方向の要素数、Pz:遠方の引張応力、a:クラック半径、ER: 円形クラックの面積に対する総採掘面積の誤差の割合)

破壊要素の分布の特徴は確実に捉えているのがわかる。

以上の結果より、ひずみエネルギー解放率の解析精度に与える影響に関して は、当然のことながら、弾塑性解のかわりに弾性解を使用することに伴う誤差 が最も大きいと予想される。しかしながら、次章の計算では、Co/P を 1.6 ~ 2.0、Co'/Co を 0.9 としたので、誤差は小さく(図 5.17(a)参照)、弾塑性 解を用いた場合とほぼ同様な結果が得られるものと期待される。

なお、上述の仮定は岩石のき裂先端の塑性域の大きさを近似的に評価すると きにも使われており、厳密な解と多少の差異はあるものの、工学的には広く受 け入れられている⁷⁷⁾。また、金属材料の場合については、次の2点が明かにさ れている⁷⁷⁾。



図5.19 二次元クラックの拡大に伴うひずみエネルギー 解放率 SERR の変化



- (1) 上述の仮定の下で求めた塑性域の大きさは、厳密な方法により評価された大きさの約 1/2 になる。
- (2) 塑性域を無視して評価された応力拡大係数は、クラックの長さが塑性域の大きさの 10 倍のときには厳密解の値よりも約 20 % 小さい。また、 クラックの長さが塑性域の寸法の 25 倍以上の場合には厳密解の値とほ ぼ等しくなる。
- 5.4.3 体積余剰せん断応力指数

余剰せん断応力は最大せん断応力に注目し、これと破壊条件に対応するせん 断応力の値との差として定義される(図 5.21 参照)。引張破壊は考慮されて いない。



図5.21<
 弾性解析で、ある点の応力が(σ1°、σ3°)と評価された
 ときの余剰せん断応力 ESS の定義(So:粘着力、φ:内
 部摩擦角)

余剰せん断応力は払の進行に伴い変化する。ある期間の払の進行に伴う余剰 せん断応力の増加量を領域全体で積分し、払進行長さで除した値を体積余剰せ ん断応力指数と定義する。体積余剰せん断応力指数の計算精度は、ひずみエネ ルギー解放率の精度とほぼ同程度と考えられる。

5.5 破壊の激しさを表す指標の定義と評価方法(その2)
 -最大せん断地震モーメント解放率-

後述するように、ひずみエネルギー解放率の場合と異なり、この指標につい ては、炭層の破壊がもたらす値の大きさを無視できない。そこで、岩盤要素、 炭層要素の順に、破壊に伴う最大せん断地震モーメントの評価方法を説明する。

5.5.1 岩盤要素の最大せん断地震モーメントの評価方法

体積が V、辺長が a であるような立方体状の岩盤要素(図 5.22)が破壊す るときの地震モーメントテンソルは、

$$M_{pq} = \int \int \int c_{pqrs} \Delta \varepsilon_{rs} \, dV \tag{5.27}$$

となる((4.13)式再掲)。ここで、Δεrs は破壊に伴うひずみ変化であり、こ れが評価できれば地震モーメントテンソルが計算できる。ここでは、第4章で 述べた地震モーメントテンソルの解析結果(ダブルカップル型ではなく、大き な負の主値と小さな負の主値、あるいは、大きな負の主値と小さな正の主値の 組み合わせ)を考慮し、また、解析を簡単にするため、以下の仮定を設けて地 震モーメントテンソルの数値的な評価を行うことにする。

仮定: 新たに破壊条件を満たした岩盤要素に作用する最大主圧縮応力軸 に x1 軸を取り、また、一対の面 S1⁺、S1⁻ をこの軸に直交させ て取る。破壊に伴い要素内で x1 方向の圧縮応力がΔσ11 だけ減 少し、岩盤要素はこの方向にΔε11 だけ縮むが、他のひずみや応 力成分はなんら変化しない。

図 5.16 で示した破壊規準を採用するが、鉱山における微小地震の震源メカ ニズムとして引張破壊が卓越している可能性は少ないと思われるので、簡単の ため引張破壊は考慮しない。

破壊する岩盤要素の面 S₁ とこれに接する弾性岩盤の面 S₂ における X₁ 方 向の平均的な相対変位量と荷重の関係は図 5.23 に示す通りとする。荷重を面 S₁ の面積で除し、面 S₁⁺、S₁⁻、あるいは、面 S₂⁺、S₂⁻ 間の X₁ 方向の相対 変位量を要素の辺長 a で除す。すると、S₁ に関しては応力-ひずみ、S₂ に関 しては見掛けの応力-ひずみの関係が得られる (図 5.24)。破壊した要素内の ε_{11} の変化量 $\Delta \varepsilon_{11}$ は、 σ_{11} の変化量 $\Delta \sigma_{11}$ と S₂ の見掛けのヤング率 E' (応力-ひずみ線図の傾き)から次式により計算できる。

 $\Delta \varepsilon_{ll} = \Delta \sigma_{ll} / E'$ (5.28)

見掛けのヤング率 E' は、図 5.25 に示す構造体について三次元変位くい違い法による応力解析を実施し近似的に評価する。すなわち、一辺が a の立方体状の空洞を持つヤング率、ポアソン比が E、 νの無限弾性体について、空洞の

上下面 S_2^+ 、 S_2^- に面に垂直な表面力 F を与えたときの x_1 方向の相対的な変 位の平均値 Δu を応力解析によって求める。このために、 S_2 を 5 x 5 に要素 分割したモデルを用いて応力解析を行う。面 S_2 に対し、これと垂直な表面力 F を与えた場合の変位くい違いの分布を示したのが図 5.26 である。これを Δu とし、見掛けのヤング率 E' を求める次式に代入する。





 図5.22
 立方体状の塑性域を含む岩盤。S₁:塑性域の表面、S₂:塑 性域に接する弾性岩盤の表面、F₁:S₁ に作用する表面力、
 F₂:S₂ に作用する表面力。作図の都合上、S₁ と S₂ の間 に隙間があるように見えるが、両表面は実際は接している

 $E' = F / (\Delta u / a)$ (5.29)

その結果、E' については
$$\cdot E' = -E / 1.30$$
 (5.30)

が得られた。E'を(5.28)式に代入すれば X₁方向のひずみ $\Delta \varepsilon_{11}$ の平均値が評価される。これらを(5.27)式に代入すれば、空洞の寸法が十分小さいという仮定の下で、M_{Pq}の主値 M₁₁、M₂₂、M₃₃について次の評価が得られる。

$$M_{11} = -1.30 \ \Delta \sigma_{11} / V \tag{5.31}$$

$$M_{22} = M_{33} = 0 \tag{5.32}$$

したがって、これらを (4.30) 式に代入することにより最大せん断地震モーメ ント M_e は次のように見積られる。

$$M_{\rm f} = 0.65 \ \Delta \sigma_{\rm ll} \ V \tag{5.33}$$



図5.23 荷重 - 相対変位線図、S1:塑性域の表面、S2:塑性域に接する弾
 性岩盤の表面

5.5.2 炭層要素の最大せん断地震モーメントの評価方法

炭層要素の見掛けのヤング率 E' も上記と同様な方法で評価できる。(5.29) 式に用いる相対変位量△u は、かぶり 400 m、払面長 100 m の孤立した採炭 パネルについて 100 ~ 500 m の進行長を考え(表 5.3)、この中のある一つ の炭層要素を取り除いて空洞(これを破壊炭層要素と呼ぶ)とし、空洞の上下



図5.24 塑性域の表面 S1 上の応力-ひずみ線図、および、塑性域に接す る弾性岩盤の面 S2 上の見掛けの応力-ひずみ線図



図5.25 見掛けのヤング率を評価するための立方体形空洞を持つ無限岩盤 領域



図5.26面 S₂上の変位くい違い b₁の分布

面に表面力 F を与えたときに生じるコンバーゼンスの平均値として評価する (図 5.27)。なお、(5.29)式の使用に際しては、a の代わりに稼行丈 t を用 いる。

相対変位 Δu は、岩盤や炭層の弾性定数以外に、採炭パネルの形状や破壊炭 層要素と採炭パネルの相対位置にも依存する。特に、破壊炭層要素が払跡に接 する場合と、払跡に接していない、つまり、周囲を未採掘要素で囲まれている 場合では大きく異なる。そこで、この二つの場合について最大せん断地震モー メント M_s の平均的な値を求め、次のような結果を得た。

(1) 破壊炭層要素が払跡に接している場合

$$M_{s} = 17 \Delta \sigma_{ll} V \tag{5.34}$$

(2) 破壊炭層要素の周囲が未採掘要素に囲まれている場合

$$M_{\rm s} = 9 \Delta \sigma_{\rm ll} V \tag{5.35}$$

払跡に接している炭層要素と岩盤要素とを比べた場合、応力低下量と要素の 体積が同じとき、最大せん断地震モーメント M_s は、前者の方が後者より約 30 倍大きい。前者の M_s が大きいのは、要素の形状が偏平で、しかも、払跡に接 しているために、表面力の変化に対する上下盤の変形の割合が大きいことに起 因する。

炭層要素の破壊に伴う最大せん断地震モーメントの評価に用いた

採炭パネルの諸元 _____ 岩盤の単位体積重量(N/m³) 25,000

石盛の早位体慎里里	(n/m)	25,000
側圧係数		0.25
採掘深度	(m)	400
岩盤のヤング率	(GPa)	2
岩盤のポアソン比		0.2
炭層のヤング率	(GPa)	1
炭層のポアソン比		0.2
要素辺長	(m)	20
払面長	(m)	100
払進行長	(m)	100~500

表5.3

第6、7章では、稼行丈を2m前後、炭層の応力低下量を岩盤の0.2~ 0.4 倍としているので、解放ひずみエネルギーと異なり、最大せん断地震モー メントは炭層要素の値の方が岩盤要素の値より大きい場合がある。したがって、 全体の最大せん断地震モーメントを評価するために、双方とも考慮する必要が ある。

5.5.3 最大せん断地震モーメント解放率の定義と評価方法

ある採掘ステップにおける最大せん断地震モーメント解放率は、そのステップにおいて新たに破壊した岩盤要素と炭層要素から解放される最大せん断地震 モーメントの合計を、その採掘ステップにおける払進行長で除した値として定 義する。

応力分布は三次元変位くい違い法による弾性数値応力解析により求め、ひず みェネルギー解放率の計算と同様に、ある要素の破壊は他の要素の応力、ひず みになんら影響を及ぼさないと仮定し、要素中心の応力値を基に破壊判定と最 大せん断地震モーメントを評価する。

このようにして求められる最大せん断地震モーメント解放率とひずみエネル ギー解放率の計算精度は、両者の評価法が類似しているためにほぼ同様である と考えられる。また、ひずみエネルギー解放率の解析と同様に、この指標の計 算に付随して、岩盤と炭層の破壊箇所の予想が得られる。

上記の数値応力解析で得られる最大せん断地震モーメント解放率は、モデル



 図 5.27
 見掛けのヤング率を評価するための直方体形空洞を持つ炭 層を含む無限岩盤領域

の諸仮定が正しく、計算精度が十分高ければ、観測値と一致するはずである。

5.6 本章のまとめ

本章は数値シミュレーションの方法を述べたもので、主な結論を箇条書に示 すと以下のようになる。

- (1) 弾性の仮定に基づいて長壁式払周辺における応力解析をすることの妥当 性を確認した。
- (2) 数値シミュレーションの基礎となる変位くい違い法を dislocation theory に基づいて定式化し、その精度について詳しく検討した。特に、 変位くい違い法により、板状介在物の問題に対して十分正確な解が得ら れることを明かにした。
- (3) 炭層同志が近接している問題に対しては、新たに開発した解析方法を用 いることにより、通常の方法の 1/6 の CPU 時間で解が導けることを示 した。また、炭層の面内応力を評価する方法を新たに開発した。
- (4) 長壁式払の採掘に伴う破壊活動の激しさを表す4つの指標の評価方法を

示した。これらの指標の内の一つであるひずみエネルギー解放率の評価 の際には、炭層の破壊が無視できることを示した。

(5)本研究で新たに導入した指標である最大せん断地震モーメント解放率の 具体的な評価方法を示した。また、この値は、炭層要素と岩盤要素で同 ーのオーダーになることを明かにした。

.

第6章 幌内炭鉱の微小地震活動に関する事例 -計測結果と数値シミュレーション結果の比較-

6.1 はじめに

ここでは、幌内炭鉱の8片と9片の採掘レベル、すなわち、地表下 1,000 m から 1,200 m の間に設定された 12 の採掘パネル(表 6.1)で観測された微小 地震活動に関する計測結果と数値シミュレーションの結果を比較する。2.4 節で示したように、6片、すなわち、かぶり 915 m の採炭現場では、山はねや これに類似した現象がしばしば発生した。しかし、より深部に移行した採炭現 場では、少なくとも計測期間中にこれらの現象の発生はなかった。

微小地震の計測結果は、採掘に伴って発生する微小地震の震央分布と、全体 の地震活動の活発さの推移の2つに注目して整理した。これらは、岩盤や炭層 の破壊状況を表す情報として重要であると同時に、予測計算で得られる諸量と 直接的な比較が可能である。また、これらの結果はあえて全て述べることにし た。これによって、計測の信頼性や予測の正確さを検討する資料が得られるも のと考えたからである。

	山丈	傾斜	面長	原炭生産量	採掘深度
	(m)	(°)	(m)	(ton/day)	(m)
—————————————————————————————————————	2 16	31	155	1 /20	
西部8片5層	2.20	30	129	1,461	
中部 8 片 5 上層	2.15	22	167	1,187	
中部8片5層	2.12	24	164	1,620	1,055~1,125
	1.87	28	123	1,335	
布引 8 片 5 層	2.30	26	138	1,754	
西部9片5上層	2.11	36	105	1,761	
西部9片5層	2.26	32	120	1,568	
中部9片5上層	2.12	32	155	1,048	
中部9片5層	2.07	31	150	2,227	1,125~1,195
 布引 9 片 5 上層	2.07	31	154	1,879	
布引9片5層	2.14	32	146	1,070	

表6.1 観測と解析の対象としたロングの状況(幌内炭鉱)

震央については破壊箇所の予測と対比させる。また、微小地震活動の活発さ の程度を表す2つの指標(4.7節参照)は、5.4、5.5節で述べた4つ の予測指標とそれぞれ対応させる。すなわち、地震波エネルギー解放率をエネ ルギー解放率、および、ひずみエネルギー解放率と、計測された最大せん断地 震モーメント解放率(SMRR)を体積余剰せん断応力指数、および、最大せん断 地震モーメント解放率(SSMRR)とそれぞれ対比させる。

6.2 数値シミュレーションにあたっての諸仮定ならびに用いた諸定数

初期地圧はかぶり圧と側圧係数で与えた。くい違いは全成分を考慮し、炭層 の傾斜の影響が解析結果に反映するようにした。5上層ロングと5層ロングの 層間距離は2.4節で述べたように小さいため、スライシング払として取り扱 った。古洞は稼行払の上部に連続的、かつ、広範囲に分布している。数値解析 に際しては、解析対象の払よりも2片以上浅い古洞は影響が小さいと考えて、 それらの存在は無視し、1片浅い古洞だけを考慮した。

数値解析に用いた岩盤の単位体積重量、側圧係数、岩盤や炭層の変形係数、 要素寸法を表 6.2 に、岩盤の強度特性値を表 6.3 に示す。

地層の弾性定数は各事例に共通の値を用いることにした。岩盤のヤング率は、 いくつかの値を仮定して予備計算を行い、5.3.5項の考察に基づいて、あ る程度の上下盤の接触を生じるような値に決めた。

岩盤の単位体積重量	(N/m³)	25,000
側圧係数		0.25
岩盤のヤング率	(GPa)	2
岩盤のポアソン比		0.2
炭層のヤング率	(GPa)	1
炭層のポアソン比		0.2
要素辺長	(m)	20

表6.2 応力解析に用いた岩盤や炭層の諸定数と要素の寸法

表6.3 予測計算に用いた強度特性値。布引8片、中部9片については岩 盤の単軸圧縮強度のみが他の事例と異なる。Co'/Co、To'/To はそ れぞれ残留単軸圧縮強度の単軸圧縮強度に対する比、破壊後の引 張強度の引張強度に対する比を示す。SERR、VESSI、SSMRR はそれ ぞれひずみエネルギー解放率、体積余剰せん断応力指数、最大せ ん断地震モーメント解放率である。

			<u></u>	SERR	VESSI	SSMRR
<u></u>		単軸圧縮強度	(MPa)	45.0	45.0	45.0
	西部 8 片	C.'/C.		0.9		0.85
	中部8片	内部摩擦角	(°)	30.0	30.0	30.0
	西部9片	破壊後の摩擦角	(°)	30.0		30.0
	布引9片	引張強度	(MPa)	10.0		
岩盤		T.'/T.		0.9		
	布引8片	単軸圧縮強度	(MPa)	40.0	40.0	40.0
	中部9片	単軸圧縮強度	(MPa)	50.0	50.0	50.0
		単軸圧縮強度	(MPa)			18.0
		Co'/Co				0.85
炭層		内部摩擦角	(°)			20.0
		破壊後の摩擦角	(°)			20.0
		引張強度	(MPa)			
		To'/To				

強度特性値については幾通りかの値を仮定して計算を行い、計測結果と計算 結果の一致が最も良くなるように決めた。このようにして求められた炭層の強 度は全ての事例に共通であるが、岩盤の単軸圧縮強度には3通りの値を用いる ことにした。ただし、表 6.3 に示すように、その値は 40 ~ 50 MPa の範囲内 でばらついているだけで、最大でも 20 % の差異しかない。求められた値の範 囲は、実験室で得られる値(砂岩で 60 MPa 程度)よりやや小さめになってい るが、この差異は寸法効果の観点から妥当といえる。すなわち、数値シミュ レーションのモデルでは、一辺が 20 m の要素が用いられているが、このよう な大きな要素には、いくつか弱部が含まれているであろうから、強度はその分 低下するものと考えられる。これよりも小さい単軸圧縮強度を用いると、採掘 域と離れた箇所でも破壊が発生し、逆に、大きい単軸圧縮強度を用いるとほと んど破壊が発生しなくなるという予測が得られる。これらは、後で述べるよう な観測された微小地震の震源分布の特徴と一致しない。

逆に、残留強度を規定する圧縮強度は大きめに取っている。大きな寸法の岩 盤要素は、いわゆる、多面せん断型の破壊形態を取ると推定される。そうした 場合、これらの個々の破壊面での応力低下は大きいかもしれないが、要素全体 としての応力低下量は小さくなるであろう。大きめの残留強度を用いると計算 と実測の一致が良くなる原因は、このように説明することができる。

引張強度は、室内で得られる値に比べ約2倍大きめに設定した。これは以下 の理由からである。5上層ロングの払跡の上下に位置する岩盤においては、応 力が引張になることが多い。したがって、引張強度を小さくすると、これらの 要素はすべて破壊してしまう。その結果、5層ロングの採掘に伴って破壊し得 る岩盤要素の数が極端に少なくなる。しかし、実際には5層ロングの採掘に伴 う微小地震は、図 6.3 にみられるように5上層ロングの払跡でも発生している。 したがって、5層ロングで観測された微小地震活動に対応した解析結果を得る ためには、引張強度を大きめに設定して、5層ロングの採掘に伴って新たに破 壊する岩盤要素を残しておく必要がある。

引張強度の設定は上述のように若干合理的でない。これは当シミュレーションにおける弾塑性解析方法が近似的なものであり、特に、払跡における力学的 状況の表現が正確でないことに起因していると考えられる。

6.3 西部8片5上層・5層ロング

西部8片5上層と5層における2つの採炭払の状況を、図 6.1(a)、表 6.1 に示す(1984年 4月分実績)。図に示すように、5層ロング払には西部7片5 層ロングの払跡が隣接している。

6.3.1 計測結果

この2つの払の採掘時に発生した微小地震の内で、11,035 個の事象について 震源、規模が評価された。微小地震のローカルマグニチュードは図 6.2 に示す ように -1.0 ~ + 1.5 程度であった。

採掘期間をほぼ1カ月毎に区切り、各期間毎の払面の位置と、その間に発生 したローカルマグニチュードが 0以上の微小地震の震央を示したのが図 6.3 である。

5 上層の採掘の初期段階の状況を示した図 6.3(a) から、震央は払面近傍や や肩坑道寄りに集中していることがわかる。なお、払面から離れた位置にも微 小地震の震央が少数分布している。この原因は、震源が精度良く求められなか ったためであり、実際にこのような位置で微小地震が生じることはないものと N 100 m

(b)

(a)



図6.1 (a)西部8片5上層・5層ロング周辺の状況(平面図)、(b)数値 解析に用いたモデル



図6.2 微小地震のローカルマグニチュード Mr の累積頻度分布





図 6.3(a) 西部 8 片 5 上層ロング採掘時の震央分布(1983年 8月 1日 ~1983年 8月31日)。太線で囲った部分を採掘したときに 生じた事象が示されている(以下同様)。



図 6.3(b) 西部 8 片 5 上層ロング採掘時の震央分布(1983年 9月 1日 ~ 9月30日)



図 6.3(c) 西部 8 片 5 上層ロング採掘時の震央分布(1983年10月 1日 ~1983年10月31日)



図 6.3(d) 西部 8 片 5 上層ロング採掘時の震央分布(1983年11月 1日 ~ 1983年11月30日)



図6.3(e) 西部8片5上層・5層ロング採掘時の震央分布(1983年12月1日~1983年12月31日)。この時点で5層ロングの採掘が始まった。図の左側の太線で囲まれた領域が5層ロングの採掘領域を示す。



図 6.3(f) 西部 8 片 5 上層・5 層ロング採掘時の震央分布(1984年 1 月 1日~1984年 1月31日)



図 6.3(g) 西部 8 片 5 上層・5 層ロング採掘時の震央分布(1984年 2 月 1日~1984年 2月29日)



図 6.3 (h) 西部 8 片 5 上層・5 層ロング採掘時の震央分布(1984年 3 月 1日~1984年 3月31日)



図 6.3(i) 西部 8 片 5 上層・5 層ロング採掘時の震央分布(1984年 4 月 1日~1984年 4月29日)

考えられる。図 6.3(b) に示す段階では、微小地震活動はあまり活発でなく、 震央は払前方の肩坑道付近に分布している。図 6.3(c) に示す段階に入ると微 小地震活動が活発になっている。震央分布の中心は払面のやや前方に位置して いる。図 6.3(d) に示す段階でも微小地震活動は依然として活発で、震央は払 面近傍のやや肩坑道寄りに分布している。図 6.3(e) に示す段階では、5 層に おける採掘に伴う微小地震も発生している。5 上層ロングにおける採掘に伴う 微小地震の多くは、払面近傍のやや肩坑道寄りに分布しているが、払面後方に も若干の微小地震がみられる。5 層ロングの採掘に伴う微小地震は、当該払の 払面近傍より、むしろ、5 上層ロングの始発部の縁辺に集中している。図 6.3(f) に示す段階では、微小地震活動は不活発で、震央の集中が顕著ではない。 5 上層ロングの採掘に伴う微小地震は、払面やや後方の肩坑道寄りに分布して いる。図 6.3(g)、(h) に示す段階では、震央が肩坑道付近に集中している。図 6.3(i) に示す段階では、微小地震の震央分布の中心は払面近傍のやや深坑道寄 りに移動している。このように微小地震活動の活発さの程度は、採掘の進行と ともに変化することがわかる。

FRGM 1983 283 15 TO 1983 285 8



図6.4 払進行方向に垂直な断面上の微小地震の分布の例(西部8片5上 層ロング、マグニチュードは正確ではない)

震源の分布を払進行方向に垂直な断面図上に示したのが図 6.4 である。微小 地震は天盤に多く、炭層から上方の約 100 m の範囲に分布している。しかしな がら、深度方向の震源標定の精度は水平面内よりも悪い。また、下盤で発生し た微小地震については規模が過小評価されている可能性もある(4.3.3項 参照)。以上の理由から、深度方向の分布に関するこれ以上の検討は行わない ことにする。

地震波エネルギー解放率、最大せん断地震モーメント解放率の各指標につい て、採掘に伴う推移を図 6.5、6.6 に示す。5 上層ロングにおける両解放率は、 図 6.5 に示すように、採掘の初期段階では小さいが、その後、増加し、払進行 長が 100 ~ 150 m のときに明瞭なピークを示した後、減少している。5 上層 ロングに比べ、5 層ロングの両解放率は小さい。

6.3.2 数値シミュレーションの結果

図 6.1(b) に示すモデルを用いた数値シミュレーションの結果について述べる。まず、各採掘段階における炭層内の炭層に垂直な地圧成分(σ_v)の分布を 図 6.7 に示す。図中の数字は次に示すように垂直地圧の大きさを表している。

0: $\sigma = -10$ (MPa) 1: $-10 \ge \sigma = -20$ (MPa) 2: $-20 \ge \sigma = -30$ (MPa) 3: $-30 \ge \sigma = -30$ (MPa) 4: $-40 \ge \sigma = -40$ (MPa) 5: $-50 \ge \sigma = -50$ (MPa) 5: $-50 \ge \sigma = -70$ (MPa) 6: $-60 \ge \sigma = -70$ (MPa) 7: $-70 \ge \sigma = -80$ (MPa) 8: $-80 \ge \sigma = -90$ (MPa) 9: $-90 \ge \sigma = -90$ (MPa)

図 6.7(a) は5 上層ロングを採掘する前、すなわち、古洞だけが存在してい るときの状態を示したもので、7 片5 層ロングの縁辺部に応力集中が認められ る。図 6.7(b) は5 上層ロングが進行し、7 片5 層ロングの古洞に達したとき の状況である。7 片5 層ロング始発部の深側、および、8 片5 上層ロング払面 の肩側に地圧が集中している。図 6.7(c) は5 上層ロングがほぼ終掘し、5 層 ロングが採掘の中盤にかかったときの状況を示したものである。5 上層ロング 払面周辺の地圧分布は、図 6.7(b) とあまり変わらない。5 層ロング の払面に は、5 上層がすでに採掘されているにもかかわらず、若干の地圧の集中が認め られる。これは、5 上層ロングの払跡において上下盤の接触が起り、ある程度 の大きさの地圧を伝達していることに対応している。

払面から 10 m 前方の炭層の垂直地圧 (σ、)に注目し、採掘に伴う推移の状況を示したのが図 6.8 で、5上層ロングと5層ロングの両方について示されて



図6.5 地震波エネルギー解放率の採掘に伴う推移



図6.6 最大せん断地震モーメント解放率(SMRR)の採掘に伴う推移

(a) 1111 1111 2222 2222 2222 2222 2222 222	1111122222222222222222222222222222222	
(່ວ) S8-5U	2 2 2 2 2 2 2 2 2 3 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0	-5

図6.7 炭層の垂直地圧分布の採掘に伴う推移。採掘パネルについては図
 6.1参照。図中の数字は地圧の大きさを表す(本文6.3.2
 項参照)。(a)、(b)、(c)に対応する採掘段階については6.3.2
 2項を参照されたい。



図6.7 炭層の垂直地圧分布の採掘に伴う推移(続き)

いる。5上層ロングでは中央部と深部の地圧σ、は、払が始発部から 100 m 程 進行するまで緩やかに増加し、その後ほぼ一定値を取りながら推移している。 肩部の地圧は払進行長が約 200 m になるまで増加し、その後ほぼ一定値を示し ている。地圧は採掘の初期段階を除き、肩部、中央部、深部の順に大きい。5 層ロングでは、採掘の中盤以前は増加、中盤以降は減少傾向を示している。地 圧の大きさは、採掘の初期段階を除いて、肩部と中央部がほぼ等しく、深部で は小さい。

また、2つのロングで応力の大きさを比較すると、5上層を追いかけた5層 の方が全体的に小さく、最大値を比較すると約半分である。

次に、破壊の活動の活発さの推移に関する計算結果について述べる。

まず、エネルギー解放率の採掘に伴う推移を図 6.9 に示す。5 上層の払が 100 m まで進行する間は比較的急激な増加を示し、その後は、緩やかな増加に 転じている。この挙動は払面の地圧(図 6.8(a)参照)に類似しているが、地震 波エネルギー解放率(図 6.5)の挙動とは異なっている。なお、本論文で取り 上げた6事例12ロング全てについて、エネルギー解放率の挙動は払面の地圧 の挙動と類似していたが、これはこの指標の評価方法から考えて当然だと思わ れる。

次に、ひずみエネルギー解放率の採掘に伴う推移を図 6.10 に示す。5 上層 の採掘に伴うひずみエネルギー解放率は、地震波エネルギー解放率と挙動が類 似している。なお、5 上層の採掘に伴うエネルギー解放率とひずみエネルギー 解放率は、地震波エネルギー解放率に比べ、それぞれ約 10⁵ 倍、10⁴ 倍の大き さになっている。この大小関係は6 事例全てに共通している。

5 層の採掘に伴うエネルギー解放率とひずみエネルギー解放率は、いずれも 5 上層の採掘時の値に比べて小さいという点では計測結果と一致している。し





 図6.8 払面から 10 m 前方の炭層内の垂直地圧σ、の採掘に伴う推移。
 (a)は5上層ロング、(b)は5層ロング。グラフの 1、2、3 はそれ ぞれ肩部、中央部、深部をあらわす



図6.9 エネルギー解放率の採掘に伴う推移



図6.10 ひずみエネルギー解放率の採掘に伴う推移



図 6.11 体積余剰せん断応力指数 (VESS index)の採掘に伴う推 移

かし、払進行に伴う挙動は類似していない。

5 上層の採掘に伴う体積余剰せん断応力指数の推移を図 6.11 に示す。これ と最大せん断地震モーメント解放率 (SMRR) との間には類似点がほとんど認め られない。ただし、体積余剰せん断応力指数の大きさは最大せん断地震モーメ ント解放率の約 1/10 程度であり、この点では、エネルギー解放率やひずみエ ネルギー解放率よりも観測値に近いといえる。この大小関係は6事例全てにつ いて共通している。

最後に、数値シミュレーションで得られた最大せん断地震モーメント解放率 (SSMRR)の推移を図 6.12 に示す。同図には最大せん断地震モーメント解放率 に対する炭層の破壊の寄与も示されている。炭層の寄与は5 上層の採掘の初期 段階でやや大きいが、すぐに定常状態となりその後の採掘の過程ではほぼ一定 値を保っている。この定常状態における炭層と岩盤の寄与の割合は1:5 程度 になっている。最大せん断地震モーメント解放率に占める炭層の破壊の寄与 (予測値)と観測値に関し、両者の挙動の間に類似点は見いだせない。これは、 炭層の破壊の最大せん断地震モーメント解放率に対する寄与の割合が小さいこ とと併せて、当該パネルの破壊挙動が岩盤の破壊に支配されていることを示唆 していると考えられる。以上の特徴は布引地区の事例を除いて共通していた。

この指標の大きさと挙動について、測定結果と予測結果を比べると、両者は 大体一致していることがわかる。なお、各事例について調べたところ、採掘に 伴う推移については一致しない場合もあったが、平均的な大きさについては全 ての事例について観測値と予測値との間に良い一致がみられた。

岩盤の破壊の様式と破壊箇所の予測について述べる。ひずみエネルギー解放率の解析において得られた岩盤要素の破壊様式は、未採掘領域では主にせん断

または縦割れ破壊、既採掘領域では主に引張破壊であった。これは全ての事例 に共通していた。なお、引張破壊が起るときの最大引張応力の方向は層理に平 行であった。これは、層間剝離現象とは対応せず、むしろ、払の前方で生じる 破断面が払跡において開口したり成長する現象(図 2.1 参照)に対応している ものと考えられる。

5上層のひずみエネルギー解放率がピークを示した採掘ステップにおいて、 破壊が生じた岩盤要素を図 6.13(a) に示す。破壊は主に肩坑道付近に集中して いる。ひずみエネルギー解放率がほぼ一定値を示す採掘の中盤以降では図 6.13(b) に示すように、破壊は主に払前方肩坑道寄りに分布している。

予測された破壊箇所の分布は、図 6.8 に示す炭層の垂直地圧分布と良く符合 しているが、微小地震の震源分布と比較すると、両者の一致の程度が非常に良 いとはいえない。しかし、微小地震の震源がしばしば肩坑道寄りに分布してい



図6.12

数値的にシミュレートされた最大せん断地震モーメント解 放率の採掘に伴う推移(実線は炭層要素の寄与、破線は炭 層要素と岩盤要素の寄与の合計を示す)

ることと、予測された破壊の多くが肩坑道寄りに分布していることとは調和的 である。

なお、岩盤要素の破壊位置の予測は、最大せん断地震モーメント解放率の解 析結果とひずみエネルギー解放率の解析結果とでほぼ同じであったが、これは 6事例に共通に認められた。両解析においては同じ破壊規準を用いているので、 この一致は当然といえよう。

また、体積余剰せん断応力指数の解析では、一旦破壊した岩盤要素は終掘ま で破壊を生じ続けることになるが、これは微小地震の集中箇所に関する観測結 果とは異なっている。





図6.13 採掘に伴って新たに生じた岩盤の破壊箇所(立方体ブロッ クで表している)。(a)、(b)に対応する採掘ステップに ついては6.3.2項を参照されたい。

最後に、最大せん断地震モーメント解放率の解析で得られた炭層の破壊箇所 の推移に関する予測について述べる。まず、5上層の払の設定とともに払跡周 辺の炭層要素は破壊を始め、採掘の進行に伴い、払前方の炭層は一様に破壊し、 これに応じて破壊域は順次拡大した。払面前方の破壊域の広がりは、払進行長 が約 140 m になった以降はほぼ一定値となったが、その大きさは最大 60 m に も達したことが注目される(図 6.14)。炭層要素の破壊箇所は、微小地震の集 中箇所と類似しておらず、払進行長だけに依存しているようにみえる。以上の 特徴は全ての事例に共通であった。

なお、以前の採掘時に破壊したことを示す「1」の分布する領域は、古洞縁 辺から最大 40 m の範囲内に収まっていた。また、図 6.14 において、古洞内 部は未破壊となっているが、これは計算時間を短縮するために古洞の採掘を逐 次行わず、これが突然現れるモデルを用いたためである。

С	0	0	0	0	8	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
С	11	11	9	8	6	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	3	4	5	5	5	1	0	323	31	303	31	32	331	34	35	36	373	383	393	392	40	0	0	0	0	0	0
C	0	3	4	5	5	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	סן	3	4	5	Š	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	2	3	4	5	5	6	6	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
C	2	3	4	5	5	6	7	8	8	91	0	11-	12	13	13	14	161	6	17	81	192	22	222	25	283	332	40
0	2	3	4	5	5	6	7	8	9	101	11	121	13-	13	14	15	171	71	8	192	202	22	252	28	333	362	1
C	2	3	4	5	6	6	7	8	9	101	11-	12	12	14	15	16	171	81	192	202	222	25\$	283	33	362	402	40
C	2	3	4	5	6	6	8	8	91	01	11-	121	13-	14	15	161	171	81	92	202	222	25\$	283	336	362	0	0
C	2	3	4	5	6	7	8	8	9'	101	11-	12	14	14	15	16	171	81	192	202	222	252	283	33E	362	0	0
2	3	4	4	5	6	7	8	91	0	111	2	13-	14	15	16	17	181	91	92	202	222	282	283	333	362	10	0
6	5	6	6	6	8	8	97	01	11	121	3-	14	14	15	16	17-	181	92	202	222	252	28	333	364	40	0	0
0	0.	181	121	22	242	261	121	51	5	141	51	17	181	19	18	192	252	222	252	283	363	36]	392	40	0	0	0

- 図6.14
 5上層・5層ロングの終掘時における炭層要素の破壊箇所
 (2以上の数字は破壊が生じた採掘ステップ数、0は未破 壊、1は古洞の状態を示す)。
- 6.4 中部8片5上層・5層ロング

中部8片5上層・5層におけるロングの状況を図 6.15(a)、表 6.1 に示す(1984年 9月分実績)。図に示すように5上層・5層ロングにはそれぞれ7片の 5上層・5層ロングが隣接している。

6.4.1 計測結果

この2つのロングの採掘時に発生した微小地震の内で、10,095 個の事象について震源、規模が評価された。微小地震のローカルマグニチュードは -1.5 か



(b)



図 6.15 (a)中部 8 片 5 上層・5 層ロング周辺の状況(平面図)、 (b)数値解析に用いたモデル

ら + 1.5 の範囲に収まっていた(図 6.16)。

採掘期間をほぼ1カ月毎に区切って払面の位置とローカルマグニチュードが 0以上の微小地震の震央を示したものが図 6.17 である。

図 6.17(a) は採掘の初期段階の状況を示したものである。微小地震は払面近 傍、および、払面前方の肩坑道沿いに多く発生しているが、払始発部後方やや 肩坑道寄りにも若干生じている。図 6.17(b)、(c) に示す段階では、払面前方 やや肩坑道寄りに微小地震の集中がみられるが、払始発部後方の肩坑道寄りに も若干分布している。図 6.17(d) に示す段階になると、微小地震活動はあまり 活発でなくなり、震央は払面の前方に疎らに分布している程度である。図 6.17(e) に示す段階では、払面前方やや深坑道寄りに微小地震が集中している。

図 6.17(f) に示す段階で、5層の採掘が開始された。これに対応して発生し た微小地震の震央は、5上層ロング始発部と深坑道の交差する付近の未採掘領 域に集中している。また、5上層の採掘に伴う微小地震は、払面前方深坑道側 に分布している。図 6.17(g) に示す段階では、5上層の採掘に伴う微小地震は 払面前方に、5層の採掘に伴う微小地震は払面近傍にそれぞれ分布している。 図 6.17(h) に示す段階では、5上層ロングが終掘したが、微小地震は払面前方 やや肩坑道寄りに集中している。一方、5層ロングの採掘に伴う微小地震活動 は認められない。図 6.17(i)、(j) に示す段階で、5層ロングが終掘した。微 小地震はごくわずかしか発生しておらず、集中傾向もみられない。

地震波エネルギー解放率と最大せん断地震モーメント解放率(SMRR)の採掘 に伴う推移を、それぞれ図 6.18、図 6.19 に示す。両解放率とも、5上層ロン グの採掘の初期段階では緩やかな増加傾向を示し、その後、かなり急激な減少 と増加を2~3度繰り返している。また、両解放率とも、5層ロングの採掘時 の値と5上層ロングの採掘時の値を比較すると、前者の方が後者より小さい。 これは、6.3節で述べた西部8片5上層・5層の事例と同様である。

6.4.2 数値シミュレーションの結果

図 6.15(b) に示すモデルの解析によって得られた炭層の垂直地圧 (σ、)の 分布を図 6.20 に示す。

図 6.20(a) は5 上層ロングを採掘する前、すなわち、古洞だけが存在してい るときの状態を示している。7 片の採掘跡の縁辺に地圧の集中がみられる。集 中の程度は西部8片5 上層・5 層ロングの場合と比較して大きい。この原因と して、後者の場合には、古洞は7片5 層ロングだけだったのに対し、本事例の 場合は7片5 上層ロングの払跡も存在していたことが挙げられる。

図 6.20(b) は5 上層ロングの採掘の初期段階における状態を示している。5 上層の採掘に伴い2箇所に地圧の集中の発生がみられる。1 つは5 上層ロング 始発部後方であり、5 上層ロング始発部と肩坑道の交点で最大値を示している。 もう1 つは、5 上層ロング払面前方であり、5 上層ロング払面と肩坑道の交点 で最大値を示している。図 6.20(c) は5 上層ロングが採掘の中盤に差しかかっ







図6.17(a) 中部8片5上層ロング採掘時の震央分布(1984年 4月 2 日~1984年 4月29日)。太線で囲った部分を採掘したとき に生じた事象が示されている。



図 6.17(b) 中部 8 片 5 上層 ロング採掘時の震央分布(1984年 4月30日 ~1984年 5月26日)



図 6.17(c) 中部 8 片 5 上層ロング採掘時の震央分布(1984年 5月27日 ~1984年 6月30日)



図 6.17(d) 中部 8 片 5 上層ロング採掘時の震央分布(1984年 7月 1日 ~1984年 7月28日)



図 6.17(e) 中部 8 片 5 上層ロング採掘時の震央分布(1984年 7月29日 ~1984年 9月 1日)



図 6.17(f) 中部 8 片 5 上層・5 層ロング採掘時の震央分布(1984年 9 月 2日~1984年 9月29日)



図 6.17(g) 中部 8 片 5 上層・5 層ロング採掘時の震央分布(1984年 9 月30日~1984年10月27日)



図6.17(h) 中部8片5上層・5層ロング採掘時の震央分布(1984年10 月28日~1984年12月 1日)



図 6.17(i) 中部 8 片 5 層 ロング採掘時の震央分布(1984年12月 2日~ 1984年12月 30日)



図 6.17(j) 中部 8 片 5 層ロング採掘時の震央分布(1984年12月31日~ 1985年 1月26日)



図6.18

地震波エネルギー解放率の採掘に伴う推移
たときの状況を示している。地圧分布状況は図 6.20(b)の場合とあまり変わっ ていない。図 6.20(d) は5 層ロングの採掘初期の段階における状態を示してい る。5 層ロング払面前方に地圧の集中がみられる。払面では深側よりも肩坑道 側の地圧の方が大きい。5 上層ロング始発部後方の地圧は、前段階に比べ増加 している。図 6.20(e) は5 上層ロングが終掘し、5 層ロングが採掘の中盤にか かったときの状況を示しているが、図 6.20(d) に示した状態に比べ余り変わっ ていない。

払面から 10 m 前方の炭層の垂直地圧 (σ、)の採掘進行に伴う変化を図 6.21 に示す。5上層ロングでは肩部、中央部、深部のいずれにおいても、共に 払が始発部から 100 m 程進行するまでは増加を示し、その後、ほぼ一定値とな っている。肩部の地圧だけは払が 250 m 程進行した時点から減少している。地 圧は、肩部、中央部、深部の順に小さくなっている。5層ロングの地圧-払進 行線図は上に凸の形状を示している。払面上の地圧の分布は5上層の場合と同 様、肩部、中央部、深部の順に小さくなっている。



図 6.19 最大せん断地震モーメント解放率(SMRR)の採掘に伴う推
 移



図6.20 炭層の垂直地圧分布状況の採掘に伴う推移。採掘パネルに ついては図6.15参照、図中の数字は地圧の大きさを表 す(本文6.3.2項参照)。また、(a)~(e)に対応す る採掘の進行状況については6.4.2項参照。

図6.20 炭層の垂直地圧分布状況の採掘に伴う推移(続き)



 図 6.21 払面から 10 m 前方の炭層内の垂直地圧 σ 、の採掘に伴う 推移、(a)は5 上層ロング、(b)は5 層ロング。グラフの 1、 2、3 はそれぞれ肩部、中央部、深部を表す



図6.22 エネルギー解放率の採掘に伴う推移



図6.23 ひずみエネルギー解放率の採掘に伴う推移



図6.24 体積余剰せん断応力指数(VESS index)の採掘に伴う推移

次に、数値シミュレーションの結果について述べる。

まず、エネルギー解放率であるが、図 6.22 に示すように、これと地震波エネルギー解放率(図 6.18)の間に類似点は認められない。体積余剰せん断応力指数(図 6.24)と最大せん断地震モーメント解放率(SMRR、図 6.19)との関係についても同様である。

一方、5上層の採掘に伴うひずみエネルギー解放率の推移をみると、図 6.23 に示すように、地震波エネルギー解放率の場合とほぼ同じ箇所(払進行長約 100、200、300 m の3地点)で値にピークが認められる。また、5層の採掘に 伴うひずみエネルギー解放率の挙動については、採掘の中盤における減少傾向 と採掘終盤における増加傾向が、地震波エネルギー解放率の挙動と共通してい る。

最大せん断地震モーメント解放率に関して、予測値(SSMRR、図 6.25)と計 測値(SMRR)の大きさはほぼ同じであり、挙動については、ひずみエネルギー 解放率と地震波エネルギー解放率の間に成立するのとほぼ同程度の類似が認め られる。

岩盤の破壊箇所に関する予測結果を図 6.26 に示す。図 6.26(a) は、5 上層 ロングの払面が始発部より 80 m から 100 m まで進行する間に新たに生じた破 壊箇所を示している。ひずみエネルギー解放率は、この段階で、最初のピーク を示している。破壊は払前方、払始発部後方、および深坑道縁辺部に分布して いる。図 6.26(b) は5 上層が採掘の中盤に達したときの状況であるが、破壊の ほとんどは払前方肩坑道側に集まっている。図 6.26(c) は5 層ロングの採掘の 初期段階の状況を示したものであるが、破壊箇所は払の深坑道付近と5 上層ロ ング始発部後方の深坑道に密に分布している。図 6.26(d) は既に5 上層ロング が終掘し、5 層ロングが採掘の中盤に差しかかったときの状況を示している。



図6.25

数値的にシミュレートされた最大せん断地震モーメント解 放率の採掘に伴う推移(実線は炭層要素の寄与、破線は炭 層要素と岩盤要素の寄与の合計を示す)





(a)



図6.26 採掘に伴って新たに生じた岩盤の破壊箇所(立方体ブロックで表している)。(a)~(d)における切羽の位置は矢印で示されている。





С

図6.26 採掘に伴って新たに生じた岩盤の破壊箇所(続き)

5上層ロング始発部の後方では破壊はみられない。

払面近傍における微小地震は、しばしば肩坑道寄りに集まっているが、図 6.26 に示した予測結果も同様である。この原因として、図 6.20、6.21 に示す ように、肩坑道側の地圧が深坑道側よりも大きいことが挙げられる。

5 上層の採掘の初期段階では、微小地震は払の前方のみならず、払始発部の 後方(主に肩坑道側)にも分布していることが注目される。この原因について は以下のように考えられる。本ロングのように払始発部が旧採掘跡の縁辺部に 位置する場合、払面と旧採掘跡の干渉によって応力集中部が払の前方だけでな く、始発部の後方にも形成される(図 6.20(b)参照)。5 上層ロングの採掘の 初期段階では、採掘の進行に伴う応力の増加量が大きく、払始発部後方におい ても微小地震が発生する(図 6.17(c)、6.26(a)参照)。払始発部後方の微小地 震は、地圧の大きい肩坑道寄りで発生する。採掘がある程度進行すると、払始 発部後方の地圧はほぼ一定値に収束するので(図 6.20(c))、ここでの微小地 震の発生は少なくなる(図 6.17(d)、6.26(b)参照)。

5層における採掘の初期段階でも、払始発部の後方において微小地震が発生 しているが(図 6.17(f)、6.26(c))、これらの震源は当該払の深坑道と5上層 ロング始発部の交差する付近の未採掘部に集中している。これに対し、5上層 の場合、肩坑道寄りに集中している。この原因については以下のように考えら れる。5層の採掘に伴い、5上層の払始発部後方の地圧が増加する(図 6.20(d))。このとき、払始発部後方の未採掘領域の内で、肩坑道寄りの領域で は岩盤や炭層が既に破壊しており、まだ破壊していない深坑道の縁辺部で新た な破壊が起きる。

払面がある程度進行すれば、応力はあまり増加しなくなり(図 6.20(e))、 これに伴い、払始発部後方での微小地震の発生はなくなる(図 6.17(g)、 6.26(d))。

図 6.27 は炭層の破壊の状況を破壊の生じた採掘ステップとともに示したものである。払前方の破壊域の広がりは 20 ~ 60 m となっており、西部8片5 上層・5 層ロングと同様な傾向が認められる。

6.5 布引8片5上層・5層ロング

布引8片5上層・5層におけるロングの状況を図 6.28(a)、表 6.1 に示す(1985年11月分実績)。図に示すように、当該採掘パネルと隣接する古洞とは複 雑な位置関係になっている。なお、5上層の採掘と同時期に、7片5上層・5 層ロングの下部に設定された4上層・4層ロングの採掘も行われた。

6.5.1 計測結果

この2つのロングの採掘時に発生した微小地震の内で、6,791 個の事象について震源、規模が解析された。微小地震のローカルマグニチュードは -1.0 ~

 38
 1
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
 0
36 1 1 0 0 0 0 0 0 Q 020181716151413121110 3610 1| 1.0 3619 1 7-1 1 1 2 329 ろうう 2 428 0 2 533 0 2 539 39212019181716151413121110 9 8 $\overline{7}$ 038212019181615141312111010 9 0 0352120181716151413121110 9 0 0352120181716151413121110 9 8 7 6 5 4 4 3 2 426 0 0 0393725191716151413121110 9 8 7 6 5 5 5 523 0 0 2 426 0 0 0 0 0 0383533313018171618151312121113252528 0 0 0

図6.27
 5上層・5層ロングの終掘時における炭層要素の破壊箇所
 (2以上の数字は破壊が生じた採掘ステップ数、0は未破壊、1は古洞の状態を示す)



図6.28(a) 布引8片5上層・5層ロング周辺の状況(平面図)

+ 1.5 の範囲に収まっていた(図 6.29)。

採掘期間をほぼ2ヵ月毎に区切って、払面の位置とローカルマグニチュードが0以上の微小地震の震央を示したのが図 6.30 である。

図 6.30(a) は、5 上層ロングの採掘初期の段階における状況を示したもので ある。微小地震は払面近傍やや肩坑道寄りから払始発部後方肩坑道側に分布し ている。なお、図に示す微小地震活動については、個々の事象が5 上層ロング の採掘により発生したのか、4 上層ロングの採掘により発生したのかを区別で きない。図 6.30(b) に示す段階では、微小地震は払面前方やや肩坑道寄りに集 まっている。図 6.30(c) に示す段階では、分布の中心が若干、深坑道寄りに移 っている。図 6.30(d) についても同様である。

図 6.30(e) に示す段階では、5上層ロングがほぼ終掘し、5層ロングの採掘 が開始された。微小地震はあまり活発でない。図 6.30(f) に示す段階では、5 上層ロングが終掘しているが、これの採掘に伴う微小地震は認められない。5 層ロングの採掘に伴う微小地震は、肩坑道周辺を中心に分布している。図 6.30(g) に示す段階で、5層ロングが終掘した。5層ロング周辺に若干の微小 地震がみられるが、規模は小さい。7片古洞の上部にみられる規模の大きな微 小地震は、4上層ロングの採掘に伴って生じたものと思われる。

地震波エネルギー解放率(図 6.31)と最大せん断地震モーメント解放率(図 6.32)の採掘に伴う推移について述べる。5上層ロングの両解放率は、採掘開始時に最大値を示し、その後、払の進行と共に減少している。両解放率の最大値は、前2事例と比較して約2倍大きい。各微小地震については、4上層の採掘に伴うものか5上層の採掘に伴うものかを区別することができなかったため、この最大値は実際よりも若干大きめに評価された可能性がある。しかし、このことを考慮に入れても、微小地震活動は非常に活発であったといえる。5層ロングの採掘時の両解放率は、採掘の進行に伴い増加する傾向を示しているが、その大きさは5上層ロングと比べて小さい。

6.5.2 数値シミュレーションの結果

当初、他の事例と同様、稼行炭層の傾斜を考慮した解析を行ったが、得られ た結果は計測結果と良い一致を示さなかった。そこで、解析に際して、この事 例についてのみ傾斜を無視した。

図 6.28(b) に示すモデルを用いた計算によって得られた炭層の垂直地圧 (σ v)の分布状況を図 6.33 に示す。図 6.33(a) は、5上層ロングの採掘の 初期段階における状況を示したものである。5上層ロング払面前方の肩坑道側 と、5上層ロング始発部後方の肩坑道側に、地圧の集中が認められる。図 6.33(b) は、5層ロングの採掘が中盤に差しかかったときの状況を示したもの である。



図6.28(b) 数値解析に用いたモデル



図6.29 微小地震のローカルマグニチュード Mr の累積頻度分布



0 0.0 1.0 0.5 M_L

(a) ...

図6.30 布引8片5上層ロング採掘時の震央分布、(a) 1985年2月 10日~1985年3月30日、(b) 1985年3月31日~1985年5月 31日。太線で囲った部分を採掘したときに生じた事象が示 されている。

(b)

5層ロング払面前方の肩坑道側に、地圧の集中が認められる。

払面から 10 m 前方の炭層の垂直地圧 (σ_v) の採掘に伴う推移を図 6.34 に 示す。 5 上層ロングの中央部と深部の地圧 σ_v は、払面が始発部から 100 m 程 進行するまで増加し、その後はほぼ一定値を保っている。払の肩部の地圧もほ ぼ同様な挙動を示すが、払進行長が 100 から 400 m のときに大きな値を示し ている。これは、この部分で7 片 5 上層ロングと7 片 5 層ロングの払跡が重な っているためである。5 層ロングでは、地圧 (σ_v) - 払進行長の線図は全体的 に上に凸の形状を呈しているが、最後のステップで地圧が急激に増加している。 また、 5 上層ロングと同様、払の肩部の地圧は払進行長が 100 から 400 m の ときに大きな値を示している。最後のステップにおける地圧の急激な増加は、



(c)

(d)

図 6.30 布 引 8 片 5 上層ロング採掘時の震央分布、(c) 1985年 6月 1日~1985年 7月31日、(d) 1985年 8月 1日~1985年 9月 30日

払面が5上層ロングの終掘部に達したためである。5上層と5層ロングのいず れにおいても肩部、中央部、深部の順に地圧は小さくなっている。

次に、数値シミュレーションの結果について述べる。

図 6.35、6.36 に示すように、エネルギー解放率と地震波エネルギー解放率 との間、および、体積余剰せん断応力指数と最大せん断地震モーメント解放率 との間には、採掘に伴う挙動に関し類似点がほとんど認められない。

採掘に伴うひずみエネルギー解放率は、図 6.37 に示すように採掘の初期段 階で最大値を示し、その後減少している。これは地震波エネルギー解放率と類 似した挙動といえる。一方、5層の採掘に伴うひずみエネルギー解放率は、採 掘の初期段階で小さく、その後増加しほぼ一定値を保っているが、これも地震



(e)

(f)

図 6.30
 布 引 8 片 5 上層・5 層ロング採掘時の震央分布、(e) 1985
 年 10月 1日~1985年11月30日、(f) 1985年12月 1日~1986
 年 1月31日)

波エネルギー解放率の挙動と類似している。採掘に伴うひずみエネルギー解放 率は、5上層の方が5層よりも大きい。この傾向も地震波エネルギー解放率と 同じである。

最大せん断地震モーメント解放率は、図 6.38 に示すように、予測値(SSMRR) と計測値(SMRR)はほぼ同じ大きさになっている。また、採掘の進行に伴う挙 動は、ひずみエネルギー解放率と地震波エネルギー解放率との間に成立するの と同程度の類似を示している。

最大せん断地震モーメント解放率に対する炭層の破壊の寄与は約5割で、前 2事例より大きい。また、採掘に伴う増減の傾向は、計測値と類似している。 岩盤の破壊箇所に関する予測結果を図 6.39 に示す。図 6.39(a) は、5上層



(g)

図6.30

布引8片5層ロング採掘時の震央分布、(g) 1986年 2月 1 日~1986年 6月30日)



図6.31 地震波エネルギー解放率の採掘に伴う推移

ロングにおける採掘の初期段階の状況を示したものである。破壊箇所は払面前 方の肩坑道側のみならず、払始発部後方の肩坑道側にも分布している。図 6.39(b) は、5層ロングの採掘が中盤に差しかかったときの状況を示したもの で、破壊箇所は主に5層ロング払面前方の肩坑道側に集中している。

微小地震活動は5上層の採掘の初期段階で活発であった。その原因として、 7片5層ロングの採掘跡の影響により、8片5上層ロング払面肩部に応力集中 が起ったことに加え、7片5上層ロングの採掘跡の影響により、8片5上層ロ ング始発部の肩坑道に地圧が集中したことの2つが考えられる(図 6.33(a)参 照)。微小地震が5上層ロング払面のみならず、5上層ロング始発部後方の肩 坑道に分布していること(図 6.30(a))、また、破壊箇所が払面前方の肩坑道



図 6.32
 最大せん断地震モーメント解放率(SMRR)の採掘に伴う推
 移

N7-5N7-5U(b) N8-5U N8-5

図6.33
 炭層の垂直地圧分布状況の採掘に伴う推移。採掘パネルについては図6.28参照。図中の数字は地圧の大きさを表す(6.3.2項参照)。(a)、(b)に対応する採掘段階については本文6.5.2項参照)



 図6.34 払面から 10 m 前方の炭層内の垂直地圧σ、の採掘に伴う 推移。(a)は5上層ロング、(b)は5層ロング、グラフの 1、
 2、3はそれぞれ肩部、中央部、深部を表す。



図6.35 エネルギー解放率の採掘に伴う推移



図 6.36 ひずみエネルギー解放率の採掘に伴う推移







図6.38

数値的にシミュレートされた最大せん断地震モーメント解 放率の採掘に伴う推移(実線は炭層要素の寄与、破線は炭 層要素と岩盤要素の寄与の合計を示す)



図6.39 採掘に伴って新たに生じた岩盤の破壊箇所(立方体ブロックで表している)。(a)、(b)における切羽の位置は矢印で示している。

0 0 0 05732313029282623 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 1 4 3 31328 0 0 0 0 0 0 056545352504826 0 0 0 0 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 5531313Ck9292726252524 1 1 1 1 5531313029282726252<u>4</u>232221202019 1 1 1 1 1 56313130292827262524232221201918171616151413121110 9 8 0323130292927262524232221201918171615151413121110 9 8 1, 0323231302927262524242221201918171615141413121110 9 8 0235 0 05653525130292726252322212019181716151413121110 9 8 7 6 5 4 0 0 0 056564848472827242322020181716151413121110 9 8 7 6 5 4 4 3 2 2 2 3 6 0 0 0 0 0 05050504949272524222119181716151413121110 8 8 7 6 5 4 4 3 3 3 414 0 0 0 0 0 0525151515145454444432120191817151413121110 8 7 6 6 5 5 4 4 41531

> 図6.40 炭層要素の破壊箇所(2以上の数字は破壊が生じた採掘ス テップ数、0は未破壊、1は古洞の状態を示す)

寄りと払始発部後方の肩坑道に位置していること(図 6.39(a))もこの考察の 妥当性を裏付けているように思われる。

5 層ロングの採掘の中盤になると、肩坑道側に微小地震の集中がみられた。 これは5 層ロング払面前方の肩坑道に地圧が集中したためであろう(図 6.33(b))。破壊箇所も主に払面前方の肩坑道に分布しており、微小地震の分布 と調和的である(図 6.39(b))。

炭層の破壊は、他の事例と同様、払の前方 20 ~ 60 m の範囲に分布している(図 6.40)。

6.6 西部9片5上層・5層ロング

西部9片5上層・5層におけるロングの状況を図 6.41(a)、表 6.1 に示す(1987年 4月分実績)。図に示すように、当該採掘パネルと隣接する旧払跡との 位置関係は、西部8片5上層・5層ロングの場合と類似している。

6.6.1 計測結果

この2つのロングの採掘時に発生した微小地震の内で、1,712 個の事象について震源、規模が評価された。微小地震のローカルマグニチュードは -1.0 ~ + 1.5 の範囲に収まっていた (図 6.42)。

当該払は当鉱における最深のレベルである9片レベルに初めて設定されたわ けであるが、最大ローカルマグニチュードは、8片で得られた計測値とほぼ同 じ値しか観測されなかった。さらに、予想に反し、微小地震の発生数は8片に おける前3事例と比べて約 1/5 に減っていた。採掘深度が増加したのに事象の 数が減少したわけである。この原因については、以下の3つが考えられる。第 1 は、採掘区域が地震観測網の端部へ移動したことである。これは震源標定精 度の悪化を招く。第2は、採掘区域が深部化したために弾性波の減衰が大きく なったことである。これによって、P 波初動を判別しにくくなり、特に、規模 の小さな事象については、震源標定が難しくなった。以上の2つの原因があい まって、震源標定の成功率が減少した。第3に、震源標定の方法の変更が挙げ られる。8片以浅では自動震源標定ソフトと手動解析ソフトを組み合せて用い たが、9片では専ら自動震源標定ソフトに依存した。本計測システムの場合、 手動解析ソフトによる方が初動の読み間違いが少なく、震源標定数も多くなる ことが経験的にわかっている。

採掘期間をほぼ1カ月毎に区切り、払面の位置とローカルマグニチュードが 0以上の微小地震の震央を示したものが図 6.43 である。

採掘の初期段階の状況を示した図 6.43(a)から、微小地震は、払上部の未採 掘領域と払面中央部の2つに集中していることがわかる。図 6.43(b)、(c)に 示す段階になると、微小地震は払前方の肩坑道付近に集中している。図 6.43(d)に示す段階で、5上層ロングが終掘したが、微小地震は払面やや後方



(b)

(a)



図6.41
 (a)西部9片5上層・5層ロング周辺の状況(平面図)、
 (b)数値解析に用いたモデル



図6.42 微小地震のローカルマグニチュード ML の累積頻度分布





図6.43(a) 西部9片5上層ロング採掘時の震央分布(1986年11月 3日 ~1987年 1月 1日)。太線で囲った部分を採掘したときに 生じた事象が示されている。



図 6.43(b) 西部 9 片 5 上層 ロング採掘時の震央分布 (1987年 1月 2日 ~1987年 2月 1日)



図 6.43(c) 西部 9 片 5 上層ロング採掘時の震央分布 (1987年 2月 2日 ~1987年 3月 1日)



図 6.43(f) 西部 9 片 5 層ロング採掘時の震央分布(1987年 5月 2日~ 1987年 6月 1日)



図 6.43(g) 西部 9 片 5 層ロング採掘時の震央分布(1987年 6月 2日~ 1987年 7月 1日)



図 6.43(h) 西部 9 片 5 層 ロング採掘時の震央分布(1987年 7月 2日~ 1987年 8月 8日)



図6.44

地震波エネルギー解放率の採掘に伴う推移

6.6.2 数値シミュレーションの結果

図 6.41(b) に示すモデルの解析によって得られた炭層の垂直地圧 (σ、)の 分布の状況を図 6.46 に示す。

図 6.46(a) は、5上層ロングが採掘の中盤に差しかかったときの状況を示し ている。8片5上層ロングの場合と同様、次に示す2つの位置に高地圧帯の存 在が認められる。1つは8片5上層ロングの始発部と9片5上層ロングの肩坑 道が交差する付近、もう1つは9片5上層ロングの払面と肩坑道が交差する付 近である。図 6.46(b) は5上層ロングが終掘し、5層ロングが採掘を開始して 間もないときの状況を示している。5層ロングの払面前方の肩坑道寄りに、新 たな高地圧帯が発生している。図 6.46(c) は5層ロングが採掘の中盤に差しか かった状況を示したもので、払面前方にはわずかな大きさの応力集中がみられ る。図 6.46(d) は5層ロングが終掘する直前の状況を示したもので、払面前方 の地圧は1つ前の段階に比べ若干大きくなっている。

払面から 10 m 前方の炭層の垂直地圧 (σ v)の採掘進行に伴う推移を図 6.47 に示す。5上層ロングの肩部の地圧は、払が 100 m 程進行した時点から 急激に増加し、払進行長約 200 m からほぼ一定値を保っている。払の中央部で は、払進行長が約 250 m になるまで緩やかに増加し、その後はほぼ一定値を保 っている。払の深部では、払が始発部から 100 m 程進行するまでの間は増加を 示し、その後、ほぼ一定値となっている。地圧は、採掘の初期段階を除けば、 肩部、中央部、深部の順に小さくなっている。

5層ロングの地圧(σ、)の挙動は5上層ロングに比べて複雑である。払の肩 部の地圧は、払進行長が 100 m になり、8片5上層ロングの払跡に達するまで はかなり急激な増加を示している。その後、払が8片5上層ロングの払跡の下 を通過している間、地圧は小さい値に留まっている。それから払の進行ととも に再び増加しているが、終掘直前では減少傾向に転じている。払の中央部では 払進行長が 100 m に達するまでは地圧のない状態が続き、その後、増加してい るが、終掘直前から減少している。払の深部は中央部と類似した挙動を示して いるが、変化量は中央部に比べて小さい。地圧は、全体的に、肩部、中央部、 深部の順に小さくなっている。

次に、数値シミュレーションの結果について述べる。

エネルギー解放率(図 6.48 参照)と地震波エネルギー解放率との間、体積 余剰せん断応力指数(図 6.50 参照)と最大せん断地震モーメント解放率との 間には、採掘の進行に伴う挙動について類似点が認められない。

これに対して、採掘に伴うひずみエネルギー解放率(図 6.49 参照)は、5 上層と5層の両方とも、地震波エネルギー解放率と良く似た挙動を示している。

最大せん断地震モーメント解放率(図 6.51 参照)については、計測値(SMRR)と予測値(SSMRR)がほぼ同じ大きさになっている。計測値と予測値の類 似の程度は、ひずみエネルギー解放率と地震波エネルギー解放率の間にみられ る類似の程度に比べてやや悪い。



- (b) - 58-5 S8-5U S9-5
- 図6.46 炭層の垂直地圧分布状況の採掘に伴う推移。採掘パネルについては図6.41参照、図中の数字は地圧の大きさを表す(6.3.2項参照)。(a)~(d)に対応する採掘段階については本文6.6.2項参照。

(α)	222222223500000000000000000000000000000
(0)	222222333500000000000000000000000000000
	222234444570000000000000000000
	222300000000003222222211
	22340000012000022111110000
	223000000000002111110655
	2240000000000021111100533
	2240000000000021111000432
	2240000000000000000000000422
	223000000000000000000000000000000000000
	222344444555555444444443322
	2222233333333333333333222222
	222222222222222222222222222222222222222

図6.46 炭層の垂直地圧分布状況の採掘に伴う推移(続き)



図6.47

払面から 10 m 前方の炭層内の垂直地圧 σ 、の採掘に伴う 推移。(a)は5上層 ロング、(b)は5層ロング、グラフの 1、2、3 はそれぞれ肩部、中央部、深部を表す。



図6.48 エネルギー解放率の採掘に伴う推移



図6.49 ひずみエネルギー解放率の採掘に伴う推移



図6.50 体積余剰せん断応力指数(VESS index)の採掘に伴う推移

岩盤や炭層で生じた破壊箇所に関する予測結果を、図 6.52、53 に示す。5 上層ロングの採掘に伴うひずみエネルギー解放率は、図 6.52(a) に示すステッ プにおいて、最初のピークに達している。このときの破壊箇所は、主に払前方 の肩坑道付近に集中している。図 6.52(b) は5 上層が終掘し、5 層が採掘の初 期段階にあるときの状況を示したものである。破壊箇所は、払面近傍の肩坑道 付近に分布している。図 6.52(c) は5 層ロングの採掘の中盤に差しかかったと きの状況を示したものであるが、破壊箇所は払面近傍の深坑道付近に多く分布 している。図 6.52(d) は5 層ロングが終掘に近付いているときの状況を示した ものである。破壊箇所の分布に集中傾向はみられない。

既述したように、微小地震は払面近傍、あるいは、払面やや前方の肩坑道周 辺に集中する場合が多かった。これは、図 6.46(a)、(b)、図 6.47 に示すよう に、払の進行に伴う地圧の増加が、肩坑道周辺で大きいためであろう。図 6.52(a)、(b) に示すように、予測された破壊の位置も同じ場所に分布している。

5層ロングの採掘の中盤における微小地震は、図 6.43(g) に示すように、深 坑道側にやや多く分布している。この原因として、以下の詰点が考えられる。 まず、払が採掘跡の下を通過するために、払先端における地圧増加は少ない (図 6.46(c)参照)。次に、肩坑道付近の岩盤または炭層、あるいは、両者と も、5上層ロングの採掘時に活発な微小地震活動を経験し、すでに破壊してい る領域が多く、新たに微小地震が発生する可能性のある箇所は少ない。これに 対して、深坑道縁辺部では5上層ロングの採掘時にあまり破壊していな


図6.51 数値的にシミュレートされた最大せん断地震モーメント解 放率の採掘に伴う推移(実線は炭層要素の寄与、破線は炭 層要素と岩盤要素の寄与の合計を示す)





図6.52 採掘に伴って新たに生じた岩盤の破壊箇所(立方体ブロックで表している)。(a)、(b)における切羽の位置は矢印で示されている。





図6.52 採掘に伴って新たに生じた岩盤の破壊箇所(続き)

0000	0 0 02	0 03 282	0 322 222	0 252 222	0] 242 222	362 242 231	28 24 13	9 7 6	1 1 1	1 1 1	0000	0 0 0	0 0 0	0000	0 0 0	0 0 0	000	0 0 0	0000	0000	0000	0 0 0	0000	0000	0000
0	02	22	8	7	6	5	6	6	1	1	01	14	121	13	14	151	161	171	181	92	20	213	39	0	0
02	25	Ŀ	2	3	3	4	5	5	1	1	0	0	03	31	323	333	343	353	363	373	38	39	0	0	0
02	21	2	0	2	3	4	4	5	4	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
0	6	2	0	2	3	4	4	5	6	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
0	5	2	0	2	3	4	4	5	6	6	5	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
0	6	2	0	2	3	4	5	5	6	7	8	9	91	0	121	121	31	131	141	61	16	181	192	202	21
33	8	2	0	2	3	4	5	6	6	7	8	91	101	11	121	131	31	41	151	61	171	181	192	202	21
0	7	3	2	3	4	4	5	6	7	8	91	01	101	11-	121	131	41	151	161	71	181	192	202	213	39
0	01	5	5	5	5	5	6	7	8	9	91	01	111	21	131	141	51	61	61	71	81	192	202	21	Ó
0	0	03	312	25	9	9	91	01	1-	01	11	21	131	4	141	151	61	71	81	92	202	202	213	38	0

図6.53 炭層要素の破壊箇所(2以上の数字は破壊が生じた採掘ス テップ数、0は未破壊、1は古洞の状態を示す)

い。したがって、この付近は、払の接近・通過に伴う地圧増加により、微小地 震が誘発されやすい環境にあったといえる。5層ロングが中盤に差しかかった ときの破壊箇所の予測位置(図 6.52(c))と微小地震の集中箇所(図 6.43(g)) の間には良い一致がみられる。

5層ロングの終掘時においては、図 6.43(h) に示すように、微小地震の分布 に集中傾向がみられなかった。この原因については次のように考えられる。こ の段階における払面の地圧は図 6.46(d)、図 6.47 に示すように小さい。また、 深坑道縁辺部の地圧もさほど大きくない。したがって、微小地震はあまり発生 せず、発生したとしてもその分布に集中傾向がみられないのであろう。同じ特 徴は図 6.52(d) にも現れている。

6.7 中部9片5上層・5層ロング

中部9片5上層・5層におけるロングの状況を表 6.1(1987年 9月分実績) に示す。当該払には図 6.54(a) に示すように古洞が隣接している。

6.7.1 計測結果

この2つのロングの採掘時に発生した微小地震の内で、1,389 個の事象について震源、規模が解析された。微小地震のローカルマグニチュードは - 0.5 ~ + 1.5 の範囲に収まっていた(図 6.55)。

採掘期間をほぼ1カ月毎に区切り、払面の位置とローカルマグニチュードが 0以上の微小地震の震央を示したのが図 6.56 である。



.

(b)

(a)



図6.54 (a)中部9片5上層・5層ロング周辺の状況(平面図)、 (b)数値解析に用いたモデル







図6.56(a) 中部9片5上層ロング採掘時の震央分布(1987年 3月 2日 ~1987年 3月31日)。太線で囲った部分を採掘したときに 生じた事象が示されている。



図 6.56(b) 中部 9 片 5 上層ロング採掘時の震央分布(1987年 4月 1日 ~1987年 4月 25日)



図 6.56(c) 中部 9 片 5 上層ロング採掘時の震央分布(1987年 4月26日 ~1987年 5月30日)



図 6.5 6 (d) 中部 9 片 5 上層 ロング採掘時の震央分布 (1987年 5月 31日 ~1987年 6月 27日)



図6.56(e) 中部9片5上層ロング採掘時の震央分布(1987年 6月28日 ~1987年 7月31日)



図 6.56(f) 中部 9 片 5 上層ロング採掘時の震央分布(1987年 8月 1日 ~1987年 8月29日)



図 6.56(g) 中部 9 片 5 上層・5 層ロング採掘時の震央分布(1987年 8 月30日~1987年 9月30日)



図 6.56(h) 中部 9 片 5 層 ロング採掘時の震央分布(1987年10月 1日~ 1987年10月 31日)



図 6.56(i) 中部 9 片 5 層 ロング採掘時の震央分布(1987年11月 1日~ 1987年11月 30日)



図 6.56(j) 中部 9 片 5 層 ロング採掘時の震央分布(1987年12月 1日~ 1987年12月 26日)

図 6.56(a) は、5 上層ロングの採掘の初期段階における状況を示したもので、 微小地震活動はあまり活発でない。図 6.56(b) に示す段階では、払面前方の肩 坑道付近に微小地震の集中が見られる。微小地震は、図 6.56(c)、(d) に示す 段階では、払面近傍の肩坑道周辺に、図 6.56(e) では払面前方のやや肩坑道寄 りに、それぞれ集中している。図 6.56(f) に示す段階になると、その前の段階 と異なり、微小地震は払前方の広い範囲に分布している。図 6.56(g) は5 上層 ロングが終掘し、5 層ロングの採掘が開始した時点の状況を示している。5 上 層ロングの採掘に伴う微小地震は、肩坑道とロング始発部の交点付近に集中 している。図 6.56(h)、(i) に示す段階では、払面近傍の肩坑道付近に微小地 震の集中がみられるが、払の進行と共に、震央は浅部へ移動している。図 6.56(j) は、5 層ロングの終掘時の状況を示したものである。微小地震は払面 前方や、払面より浅部に分布している。

5 上層ロングの地震波エネルギー解放率、最大せん断地震モーメント解放率 は、図 6.57、6.58 に示すように、始発部では小さいが払の進行と共に増加し、 進行長が 200 m 付近になったとき最大値を示し、その後減少している。5 層ロ ングの両解放率もほぼ同様の挙動を示し、払進行長が 150 m 付近で最大値を取 った後、減少している。値は5 層ロングの方が5 上層ロングに比べやや小さい。



図6.57 地震波エネルギー解放率の採掘に伴う推移



図 6.58
最大せん断地震モーメント解放率(SMRR)の採掘に伴う推
移

6.7.2 数値シミュレーションの結果

応力解析は図 6.54(b) に示すモデルで行った。図 6.59 は5 上層ロングの採 掘の中盤における炭層の垂直地圧 (σ、)の分布状況を示したものである。9 片 5 上層ロングの払面と肩坑道の交差する付近に高地圧帯が認められる。また、 9 片 5 層ロング払の前方における当該払の肩部、すなわち、8 片 5 層ロングの 深坑道縁辺にもそれほど大きくないが地圧の集中が認められる。

· ·	
22222222222333222222222	22
222234444444444444444444444	22
222200000000000000000000000000000000000	22
	22
55200000000000000000000000000000000000	22
224000000000000000000000000000000000000	22
224000000000000000000000000000000000000	22
2240000000000000000000000000	22
22400000000000000000000	30
2240000000000000000000	72
234000000000000000000000	22
23400000000000000000000000000000000	32
234000000000000000000000000000000000000	22
234002223333333222210004	22
2340011111222211100000	22
2340011111111110654433	22
23/00111111111100533322	22
23400111111111100/30022	~~
2540011111111100452222	22
23400111111111100432222	22
23400111111111100432222	22
23400011111111000432222	22
234000000000000432222	22
233000000000000000000000000000000000000	22
225000000000000000000000000000000000000	22
223344444444444445322222	22
22223333333333332222222	22
222222222222222222222222222222222222222	22
222222222222222222222222222222222222222	22

図6.59
炭層の垂直地圧分布状況(採掘パネルについては図6.5
4参照、図中の数字は地圧の大きさを表す(本文6.3.
2項参照))

5 上層ロングと5 層ロングについて、払面から 10 m 前方の炭層の垂直地圧 (σ_v) に注目し、採掘に伴う推移状況を示したのが図 6.60 である。5 上層ロ ングの中央部・深部における地圧は、払が始発部から 100 m 程進行する間は増 加し、その後、ほぼ一定値を保っている。肩部の地圧は、払面が 100 m 程進行 するまでは増加し、その後 300 m までほぼ一定値を保った後、減少している。 地圧は肩部、中央部、深部の順に小さくなっている。5 層ロングの地圧は、採 掘の中盤まで増加し、その後、減少している。地圧は5 上層ロングと同様に、 肩部、中央部、深部の順に小さくなっている。

次に、数値シミュレーションの結果について述べる。

エネルギー解放率(図 6.61 参照)と地震波エネルギー解放率との間、体積 余剰せん断応力指数(図 6.63 参照)と最大せん断地震モーメント解放率との 間には、挙動に類似点が認められない。

5上層の採掘に伴う挙動に関する、ひずみエネルギー解放率(図 6.62 参照) と地震波エネルギー解放率の間の類似の程度は、上記4事例に比べると良くない。しかし、払進行長が 220 m 付近と 300 m 付近に達したときに観測された 地震波エネルギー解放率のピークは、予測でも捉えられている。 5 層の採掘時 のひずみエネルギー解放率の挙動は、地震波エネルギー解放率の挙動と類似し ている。

最大せん断地震モーメント解放率の大きさは、実測と予測でほぼ同じである。 また、両者の挙動の間には、ひずみエネルギー解放率と地震波エネルギー解放 率との間に成立するのと同程度の類似が認められる。

払進行長が約 220 m に達し、地震波エネルギー解放率やひずみエネルギー解 放率がピークを示したときの破壊箇所は、予測によると、払前方の肩坑道付近 を中心に分布している(図 6.65)。

図 6.59、図 6.60 に示すように、払の進行に伴う地圧の増加は肩坑道周辺で 大きく、破壊箇所もこの辺りに集中している(図 6.65)。既述したように、微 小地震は払面近傍か、やや前方の肩坑道周辺に集中する場合が多かった。予測 はこの現象と符合した結果を与えているといえる。

採掘の進行に伴う炭層の破壊箇所については、図 6.66 に示すように、前 4 例と同様の予測結果が得られている。



 図6.60 払面から 10 m 前方の炭層内の垂直地圧σ、の採掘に伴う 推移。(a)は5上層 ロング、(b)は5 層ロング、グラフの 1、2、3 はそれぞれ肩部、中央部、深部を表す。



図6.61 エネルギー解放率の採掘に伴う推移



図6.62

ひずみエネルギー解放率の採掘に伴う推移



図 6.63 体積余剰せん断応力指数(VESS index)の採掘に伴う推移



図6.64

数値的にシミュレートされた最大せん断地震モーメント解 放率の採掘に伴う推移(実線は炭層要素の寄与、破線は炭 層要素と岩盤要素の寄与の合計を示す)



図 6.65 採掘に伴って新たに生じた岩盤の破壊箇所(立方体ブロッ クで表している)

1 1 2	1 1 1	1 1 1	000	0 0 0	000	0000	1 1 1	1 1 1															
3	1	1	0	18	4	4	5	6	7	7	8	9	101	121	13	4	51	71	18	31	0	1	1
3	1	1	0	0	0	02	222	3	8	9	101	11-	121	14	16	30]	323	<u>33</u> :	34	0	0	1	1
4	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
4	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	11	16
5	3	2	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	7	1	151	17	18
5	3	2	0	2	3	2	4	3	5	6	6	7	6	7	9'	101	101	11	13	15	161	17	19
5	3	2	0	2	2	3	3	5	5	5	6	7	8	9	101	11-	121	31	14	16	171	181	19
5	3	2	0	2	3	3	4	4	5	6	7	7	8	9	11	11-	121	13'	14	16	171	18	19
6	3	2	0	2	3	3	4	5	5	6	7	8	9	10	11	12	131	4	15	16	171	181	19
6	4	2	0	2	3	4	4	5	6	7	8	9'	10'	11.	12	13-	14-	14	15	17	181	192	25
8	5	3	2	3	3	4	5	5	6	7	8	9.	10	11.	12	13	141	15	16	17	17-	19	19
18	5	4	3	4	4	4	5	6	7	8	9	9	10	11-	12	13	13-	14	16	18	181	192	24
23	8	5	6	5	5	5	6	7	8	9	8	10	11-	12	12	13-	151	16	17	17	181	19	31

図6.66 炭層要素の破壊箇所(2以上の数字は破壊が生じた採掘ステップ 数、0は未破壊、1は古洞の状態を示す)

.



図6.67(a) 布引9片5上層・5層ロング周辺の状況(平面図)

6.8 布引9片5上層・5層ロング

布引9片5上層・5層におけるロングの状況を表 6.1 に示す(1988年11月分 実績)。図 6.67(a) に示すように当該採掘パネルには布引8片5上層・5層ロ ングが隣接していた。

6.8.1 計測結果

この2つのロングの採掘時に発生した微小地震の内で、1,304 個の事象について震源、規模が解析された。微小地震のローカルマグニチュードは - 0.5 ~ + 2.0 の範囲に収まっていた(図 6.68)。

採掘期間をほぼ2カ月毎に区切り払面の位置とローカルマグニチュードが 0 以上の微小地震の震央を示したのが図 6.69 である。

5上層ロングの採掘の初期段階の状況を示した図 6.69(a) から、微小地震は 深坑道周辺を除く払面周辺に集中していることがわかる。図 6.69(b) に示す段 階では、微小地震は払面近傍の肩坑道周辺、および、5上層ロング始発部肩坑 道側に分布している。図 6.69(c) に示す段階になると、微小地震の多発域は払



図6.67(b) 数値解析に用いたモデル



図6.68 微小地震のローカルマグニチュード Mr の累積頻度分布



О 1.0 0.5 M_L 0.0

(a)

(b)

図6.69 布引9片5上層ロング採掘時の震央分布、(a)1988年 4月 4日~1988年 5月28日、(b)1988年 5月29日~1988年 7月 30日)。太線で囲った部分を採掘したときに生じた事象が 示されている。 面やや後方の肩坑道周辺、および、5上層ロング始発部の肩坑道側に現れ、前 と少し異っている。5上層ロング始発部の肩坑道側にみられる微小地震は、5 層ロングの昇の掘進に伴って生じたものと思われる。図 6.69(d) に示す段階で は、5上層ロングの採掘に伴う微小地震はあまり活発でなく、震源にも集中傾 向はみられない。一方、5層ロングの採掘開始に伴う微小地震は、5上層ロン



(c)

(d)

図6.69 布引9片5上層・5層ロング採掘時の震央分布、(c)1988 年 7月31日~1988年 9月23日、(d)1988年 9月24日~1988 年11月26日)

ゲ始発部の肩坑道側に集中している。図 6.69(e) は5 上層ロングの終掘時の状況を示している。5 上層ロングの採掘に伴う微小地震は、払近傍に集中している。一方、5 層ロングの採掘に伴う微小地震は、払面近傍の肩坑道周辺に集っている。図 6.69(f) には震央が1 つしか示されていないが、これは A/D コンバーターの故障が相次いで発生し、満足な計測が行えなかったためである。5



(e)

(f)

図 6.69 布引 9 片 5 上層・5 層ロング採掘時の震央分布、(e)1988 年11月 27日~1989年 1月 31日、(f)1989年 2月 1日~1989 年 3月 31日)

層ロングの終掘時においては、図 6.69(g) に示すように、微小地震の震央が特定の場所に集まる傾向は認められない。8片ロングの中央付近の微小地震は、 ここの 70 m 下で行われた4上層ロングの採掘に伴って発生したと思われる。 採掘に伴う5上層ロングの地震波エネルギー解放率、最大せん断地震モーメント解放率の推移は、図 6.70、6.71 に示すように、布引8片5上層ロングに

100 m



(g)

図 6.69 布引 9 片 5 層 ロング採掘時の震央分布、(g)1989年 4月 1 日~1989年 5月 27日 おけるこれらの挙動と類似している。すなわち、始発部で最大値を示し、その 後減少している。5上層ロングに比べ、5層ロングの両解放率は小さい。

6.8.2 数値シミュレーションの結果

応力解析は、図 6.67(b) に示すモデルを用いて行われた。図 6.72 は5上層 ロングの採掘の初期段階における炭層の垂直地圧(σ_v)の分布状況を示したも ので、払面の肩坑道側、および払始発部の肩坑道側に地圧の集中が認められる。



図6.70 地震波エネルギー解放率の採掘に伴う推移

払面から 10 m 前方の炭層の垂直地圧 (σ、)の採掘に伴う推移を図 6.73 に 示す。5上層ロングの地圧は、肩部、中央部、深部ともに払が始発部から 100 m 程進行するまで増加を示し、その後、ほぼ一定値となっている。地圧は肩部、 中央部、深部の順に小さくなっている。5層ロングの地圧は、採掘の中盤まで 増加、その後、減少している。払の中央部と深部の地圧は、終掘時に急激な増 加を示している。地圧は終掘時を除き、肩部、中央部、深部の順に小さくなっ ている。図 6.74 は地圧の大きい払始発部の肩坑道側に注目し、採掘に伴う推 移を示したもので、5上層・5層の採掘に伴って地圧が増加する様子が示され ている。



図 6.71 最大せん断地震モーメント解放率 (SMRR) の採掘に伴う推 移

222222222222222222222233333<u>44444443</u>3222 222222222222222223333<u>4445556</u>000000000000322 2222222223333444555600000000000000000422 23000000000000000000022222221111100422 2233444445555555555555555555555555560054322

図6.72 炭層の垂直地圧分布状況(採掘パネルについては図6.6
7参照、図中の数字は地圧の大きさを表す(本文6.3.2項参照))



 図6.73 払面から 10 m 前方の炭層内の垂直地圧σ、の採掘に伴う 推移、(a)は5上層 ロング、(b)は5 層ロング、グラフの 1、2、3 はそれぞれ肩部、中央部、深部をあらわす

次に、数値シミュレーションの結果について述べる。

最大せん断地震モーメント解放率に関しては、図 6.78 に示す予測値と実測 値(図 6.71)の大きさがほぼ同じであることがわかる。また、5上層ロングの 払進行長が 100 m に達した以降に値が減少する傾向についても、予測と実際は 合っている。最大せん断地震モーメント解放率に対する炭層の破壊の寄与に注 目し、採掘に伴う推移をみると、計測値と類似の傾向を示していることがわか る。

エネルギー解放率、ひずみエネルギー解放率、体積余剰せん断応力指数の3 つの指標についての採掘の進行に伴う挙動を、図 6.75 ~ 6.77 に示す。いず れの指標も図 6.70、6.71 に示す計測結果との一致は認められない。

岩盤および炭層の破壊箇所に関する予測結果を図 6.79、80 に示す。 図 6.79(a) は、5 上層ロングにおける採掘の初期段階のときの状況を示したもの で、岩盤の破壊は払面の肩坑道側、および払始発部の肩坑道側にみられる。 図 6.79(b) は5 上層ロングが採掘の中盤に差しかかったときの状況である。 破壊 箇所は主に肩坑道の払面付近にみられる。 図 6.79(c) は、5 層ロングの採掘の 初期段階のときの状況を示したもので、5 上層ロングの採掘に伴う破壊は払面 の肩坑道側に生じている。一方、5 層ロングの採掘に伴う破壊は、5 上層ロング始発部中央のやや肩坑道寄りで起っており、払面前方には生じていない。 図 6.79(d) は、5 層ロングが採掘の中盤に差しかかったときの状況を示したもの で、破壊は払面肩坑道側、および、払面と深坑道の交差部にみられる。

微小地震の集中する領域として以下の2つが注目される。1つは払面近傍の 肩坑道周辺であり、採掘のほとんど全期間を通じてここに微小地震が集中して いる。この原因として、図 6.72、図 6.73 に示すように、払の接近に伴う地圧 の増加が払面の肩坑道側で大きいことが挙げられる。この付近では図 6.79 に 示すように、破壊の発生も予測されている。

もう1つは払始発部の肩坑道側であり、5上層・5層の両ロングの採掘の初 期段階において、ここに微小地震が集中している。この箇所は既述したように 地圧が大きく(図 6.74 参照)、また、図 6.79 に示すように、破壊の予測箇 所とも一致している。



図 6.74 払始発部肩坑道側(図 6.67(b)に斜線で示した要素) の炭層の垂直地圧









図6.77

体積余剰せん断応力指数(VESS index)の採掘に伴う推移



図6.78

数値的にシミュレートされた最大せん断地震モーメント解 放率の採掘に伴う推移(実線は炭層要素の寄与、破線は炭 層要素と岩盤要素の寄与の合計を示す)





図6.79 採掘に伴って新たに生じた岩盤の破壊箇所(立方体ブロックで表している)。(a)~(d)における切羽の位置は矢印で示されている。



図6.79 採掘に伴って新たに生じた岩盤の破壊箇所(続き)

00 1 0 0 7 654423 1 0 04 1262 524 232 221 2019 1817 161 51 4 29 29 28 27 26 26 25 24 00032001 1 1 11 111 1 1 26252422212019181615151413111010 9 8 7 6 5 5 443220225 5 5432 2524242322212018161516151411121110 8 8 7 5 5 2023 26252422212019191716151414121110 9 9 8 7 6644 33 2023 6 2625242322212019171716151413121110 9 9 7 6 5 543320238 402625232221212018171716151413121110 9 8 7 6 5 4 4 2 0 2 426 3 432625242322212019181716151413121110 9 8 7 6 5 5 4 3 3 2 3 638 0332624232222211918171616141312121110 9 8 7 6 5 5 4 4 4 525 0 04439252423222201918171715141413121110 9 8 7 7 6 6 6 625 0 0

図6.80 炭層要素の破壊箇所(数字は破壊した採掘ステップを示す、
0は未破壊、1は古洞のみが存在している状態)

6.9 考察

観測システムの耐久性と性能、ならびに、採掘深度と微小地震活動の関係に ついて考察する。

6.9.1 観測システムの耐久性と性能について

幌内炭鉱における微小地震の計測は、6年間、連続的に行われた。この間、 ハードディスクの故障による短期間の計測中断は数回あったが、監視体制に重 大な影響を及ぼすような長期間の中断は1回のみ(布引9片5上層・5層の計 測時)であった。これは A/D コンバーターの耐水性能が地表に設置するのに十 分でなかったためである。このため A/D コンバーターの故障が相次ぎ、微小地 震の震源を最確値の精度とともに評価するのに必要な最低5 つの初動時刻デー タを確保できなかった。したがって、当観測システムはセンサーに直結された A/D コンバーターの保守管理にさえ注意すれば、長期にわたる測定が可能であ り、それが実証されたといえよう。

伝送時のノイズは、地表のセンサーについてはデジタル伝送方式が用いられ たために、ケーブルに異常のない限り観察されなかった。坑内のセンサーから の信号にはしばしばノイズが混入した。防爆等の規制もあるが、デジタル化、 できれば光通信方式の採用が望まれるところである。

用いた計測システムはミニコンベースであったが、このミニコンのスペック (CPU 16 bit、メモリー 256 kByte、リムーバブルハードディスク 20 MByte) は、導入後数年でパソコンに追い抜かれた。現在ではパソコン用の高級言語や A/D コンバーターも優れたものが市販されている。したがって、今後、微小地 震計測を行う場合には、パソコンベースで十分であろう。ただし、光ディスク 等の導入により十分な記憶容量を装備し、複数の CPU を用いることにより計測 の連続性を確保する必要がある。

払面前方の炭層や天盤で生じる微小地震の震源精度に含まれる誤差は、水平 方向で 30 m、鉛直方向で 40 m 以内と見積もられた(4.3.3項参照)。面 長約 150 m、払進行長 500 m 程度の大きさを有する一つの採掘区域内で、微小 地震の集中位置を監視する目的には十分な精度であろう。

微小地震の規模については、ローカルマグニチュードで最小 - 1 までの範囲 がカバーできた。一部の大規模な事象の発生時には振幅が振り切れた。微小地 震は自然地震と同様に、規模の小さいもの程発生数が多いので、もし、測定の 対象を大規模な事象のみに限定すれば、解析する事象数が少なくなり、また、 初動到達時刻の読み取りもたやすくなるので解析作業が楽になる。しかしなが ら、この場合には沿層発破のデータが採取できないので、弾性波速度の決定に 支障をきたすことが予想される。

6.9.2 採掘深度および採掘区域と微小地震活動の関係

9片は8片よりも 70 m だけ深い。ところが、微小地震の数、最大ローカル マグニチュード、地震波エネルギー解放率、最大せん断地震モーメント解放率 のいずれについても、9片の採掘時の観測値は8片の採掘時の値を越えなかっ た。この理由は、採掘深度の差に起因するかぶり圧の差が 6 % しかないためと 考えられる。したがって、払周辺の地圧分布に対しては、採掘深度よりも、採 掘形状や古洞との位置関係の方が大きな影響を及ぼすと考えられる。

計測対象の払と古洞との位置関係やロング長には、8片・9片に共通して各 区域毎の特徴が認められる。これらは、採掘区域を区切っている、傾斜方向と 斜交した断層を避けて採掘が行われたことに起因するものであり、以下のよう にまとめることができる。

- ・西部区域: 始発部は処女区域であり、ある程度払が進行すると採掘は古洞に 隣接して行われる。
- ・中部区域:全期間にわたって古洞に隣接した炭層が採掘される。ロング長は 小さい。
- ・布引区域:全期間にわたって古洞に隣接した炭層が採掘される。ロング長は 大きい。

5上層ロングの採掘の進行に伴う微小地震活動の消長に関し、8片・9片の 採掘深度に関わらず、西部・中部・布引の各区域毎に特徴がみられた。それら を、考えられる原因と共に以下にまとめて示す。

・西部区域:地震波エネルギー解放率や最大せん断地震モーメント解放率は、
払進行がある長さに達したときピークを示し、その後減少した。
この特徴は、採掘が古洞に接近するときに生じる応力集中により もたらされたと考えられる。

- ・中部区域:地震波エネルギー解放率や最大せん断地震モーメント解放率には、 特別の特徴は見られなかった。当該区域ではロング長が小さいた めに、古洞の応力集中が布引地区に比べて小さく、かつ、応力的 な定常状態に達する前に採掘が終了してしまう。これが、布引区 域と同様な古洞との位置関係を有するにも関わらず、微小地震活 動に同区域と同様な特徴が見られなかった原因と考えられる。
- ・布引区域:地震波エネルギー解放率や最大せん断地震モーメント解放率は、 払始発部で最大値を示し、その後減少した。これは、払始発部が ロング長の大きい古洞に隣接しているために、払の始発段階で大 きな応力集中が生じ、その後の定常状態に比べて活発な微小地震 が生じるためと考えられる。
- 6.10 本章のまとめ

本章では、地表下 1,055 ~ 1,195 m に位置する幌内炭鉱の 6 事例、12 ロ ングの採掘に伴う微小地震の計測結果について述べ、第5 章で述べた方法に従 って実施した数値シミュレーション結果と比較した。

観測された微小地震活動の特徴を挙げると次のようになる。

- (1) 一つの事例について、1,000 ~ 10,000 個程度の微小地震の震源・規模が評価された。計測の下限はローカルマグニチュードに換算して 1、 最大ローカルマグニチュードは + 1.5 程度であった。
- (2) 微小地震は多くの場合、払面の近傍に集中し、払面の進行とともに移動した。
- (3) 各事例について、5上層ロングを採掘した後で 8 m 下の5層ロングの採 掘が行われた。両者を比べると、最大せん断地震モーメント解放率の値 は前者の方が後者より 2 ~ 10 倍大きく、微小地震活動はそれだけ活発 であった。
- (4) 5 上層の採掘に伴う微小地震は、払面の肩坑道側に集中する場合が多かった。また、払始発部後方の肩坑道側の未採掘部に集中する場合もあった。これに対して、5 層の採掘時の微小地震は、払面の深坑道側や払始発部後方の深坑道側の未採掘部に集中する場合がしばしばみられた。
- (5) 微小地震活動の消長については、5層ロングでは明瞭な傾向が伺えなかったが、5上層ロングでは、西部、中部、布引の各区域毎に特徴がみられた。

数値シミュレーションに関しては以下のような知見が得られた。

- (1) 5上層ロングの払面の地圧は、採掘開始直後は小さいが、払が 100 ~ 200 m 程度進行するまで増加し、その後、ほぼ一定値を保つ場合が多か った。払面に沿う地圧分布には、肩部に古洞が隣接している場合にはこ こで大きく、そうでない場合には、中央部で大きいという特徴が見いだ された。
- (2) 5層ロングの場合、払面の地圧-進行長線図の多くは上に凸の形状をしていた。払面に沿う地圧の分布状況は、5上層ロングの場合とほぼ同様であった。
- (3) 払面の地圧の大きさは5上層の場合は 60 ~ 80 MPa 程度、5 層の場合
 は 10 ~ 60 MPa 程度であり、前者の方が大きかった。
- (4) 微小地震の規模や消長をシミュレートするために導入された4つの指標 について、採掘に伴う値を5上層ロングと5層ロングで比べると、前者 の方が後者よりも大きいという傾向が得られた。
- (5) 予測されたエネルギー解放率は、地震波エネルギー解放率の約 10⁵ 倍の 値を示した。その増減の傾向は払面の地圧と類似していたが、地震波エ ネルギー解放率との類似はみられなかった。
- (6) ひずみエネルギー解放率は、地震波エネルギー解放率の約 10⁴ 倍の値を示した。その増減は地震波エネルギー解放率と類似している場合が多かった。予測された岩盤の破壊箇所と微小地震の集中箇所についても一致する場合が多かった。
- (7)体積余剰せん断応力指数は、観測による最大せん断地震モーメント解放 率の約 1/10 の値を示した。この指数と最大せん断地震モーメント解放 率との間には、採掘に伴う増減の傾向に類似点はみられなかった。
- (8)最大せん断地震モーメント解放率に関しては、数値的に評価された値と 観測による値がほぼ同じであり、増減の傾向も類似している場合が多か った。また、予測された岩盤の破壊箇所と微小地震の集中箇所が一致す る場合が多かった。
- (9) 最大せん断地震モーメント解放率に占める炭層の破壊の寄与は 2 ~ 5 割と評価された。
- (10)採掘跡を囲むように発達した炭層の破壊領域は、20 ~ 60 m の奥行きを 持ち、採掘の進行とともに順次移動した。

第7章 三池炭鉱の微小地震活動と山はねに関す る事例

-計測結果と数値シミュレーション結果の比較-

7.1 はじめに

前章においては幌内炭鉱を対象として、採炭活動に伴う微小地震活動につい て観測を実施し、また開発した予測手法を応用して、実測と予測の比較・検討 を行った。その結果、観測システムの有効性が確認された。また、数値シミュ レーションは微小地震の震源分布や採炭に伴う活動の推移等について、概ねよ い予測を与えることがわかった。しかしながら、これらの観測手段や予測手段 が工学的に有用であるためには、山はねが頻発するような炭鉱に応用し、有効 性を検証する必要がある。

幌内炭鉱では本研究の期間内に山はねの発生がなかった。このために、微小 地震の観測中に山はねが起った三池炭鉱の事例について、本研究の解析手段を 応用し、有効性について検討することにした。

三池炭鉱では採掘区域の深部化に伴い山はねが頻発したために(2.5節参 照)、山はねの予知・予防に資することを目的として微小地震の計測システム (3.3.1項参照)が導入された^{12.33)}。同鉱では、炭層上に震源が位置す ると仮定した二次元震源標定が行われた。この仮定は、天盤に破壊がほとんど みられず、山鳴りが炭層から聞こえることや、センサー網が平面的であること を背景に設定された。微小地震の規模はローカルマグニチュードで最大 -1程 度であったと推定されたが、幌内炭鉱よりも 2.5 も小さい。この理由について は、以下の可能性が考えられる。

- (1)山鳴りの発生は幌内炭鉱の場合が1時間に数回の頻度であったのに対して、三池炭鉱では1日に1回程度であった。したがって、実際に微小地震活動が不活発であった。
- (2) 震源位置と同レベルで上下動を検出しているために、正しい振幅が測定 されていなかった。

菅原他や Kaneko et al. は、地震エネルギーの評価が正確になされていない 恐れがあると考え、微小地震活動の活発さを示す指標として、 地震波エネル ギー解放率を無次元化した山鳴り強度係数を用いている。弾性波速度について は、払面炭壁の放圧発破や、作業員からの大規模な山鳴りの報告を参考にして、 これらが実際に生じた位置に標定されるように決定されており、実際の発破と 標定された震源のずれは 20 m 以内であった。

ここでは、比較的まとまった資料が入手できた四山坑本層西 60 卸の東3片 ~東6片の4つの払(図 7.1 参照)における事例を研究対象に取り上げる。こ れら4つの払はいずれもスライシング採炭(2.5節参照)の上段採掘切羽で ある。採掘深度は 600 ~ 650 m、面長は 100 m、稼行丈は 2.3 m であった。 本層の天盤は厚い砂岩層になっており、約 60 m 上方には上層と呼ばれる炭層



図7.1 三池炭鉱東3片~6片の採掘レイアウト

の採掘跡があった。

東3片~東6片の順に採掘が進むにつれて、隣接する古洞の数が多くなるために、払面の地圧が大きくなることが予想される。また、切羽が上層の古洞緑辺部の下に差しかかると大きな応力集中が生じること、古洞の下に入ると応力が低減されること、古洞中央部の下に達すると崩落ずりが圧密されているために、地圧が再び大きくなること等が予想される。

これらの予想に対応して、東5片の採掘時には払進行長 100 m 付近と 200 ~ 400 m で数回の小規模な炭壁倒壊が発生した⁵¹。

東6片の採掘時には払進行長 220 m で山はねが発生し¹²⁾、そこで払の切り 替えが行われた。山はねの発生時に、この部位を挟んで一方の側では、キーン という音と圧風を感じ、反対側ではドーンという音響が聞かれた。これは、ド ップラー効果と同様の現象と考えられる。山はね発生時に記録された震動から 標定した震源は、炭壁の山はねで損傷を受けた部分の端部に位置していた。以 上から、少なくともこの山はねにおいては、破壊がある部位で発生し、それが 払面に沿って一方向に伝播したものと推定される。また、この震動のローカル マグニチュードは当鉱の微小地震の最大規模に等しい - 1 程度であったと推定 される。

7.2 微小地震活動と数値シミュレーション結果の比較

観測された微小地震の震央の全てを図 7.2(a) に示す。また、この内、払面 の前方 40 m から後方 10 m に位置する震央を図 7.2(b)、その他の震央を図 7.2(c) に示す。図 7.2(b)、(c)中の直線 AA ~ FF は Kaneko et al. が推定 した断層である。

震央は東3片の中央部、東5片の払進行長 100 m 付近と中央部、東6片の山 はねの発生した部位に集中している(図 7.2(a)、東6片では図に示す位置で山 はねが発生し、払の切り替えが行われた)。東3片の場合、微小地震の払近傍 への集中はみられない(図 7.2(b))。払面から離れた部位で生じた微小地震の 震源分布には、断層の影響が認められる(図 7.2(c))。

表 7.1 に示す物性値を用いて数値シミュレーションを実行し、最大せん断地 震モーメント解放率を評価した。使用した物性値は、炭層の単軸圧縮強度を除 き、幌内炭鉱の解析に用いた値と同じである。炭層の単軸圧縮強度も同じ値に すると破壊が全く生じないことがわかった。そこで、試行錯誤的な計算を経た 上で、炭層の単軸圧縮強度として幌内炭鉱の 0.6 倍の値を採用した。

予測計算で得られた岩盤と炭層の破壊の状況を図 7.3 に示す。実際には採掘 は東6片の途中で中断されているが、数値シミュレーションでは予定されてい た終掘位置まで採掘を進行させた。炭層の破壊はゲート坑道上や払始発部でも 生じているが、以下の払の進行に伴う擾乱を対象とした検討に際しては、これ らを無視した。その理由は、これらの箇所の炭層の破壊はゲート坑道やロング 昇の掘進時に生じたと考えられるためである。

予測結果によると、岩盤の破壊は、東5片の採掘の際に肩坑道付近で発生し たのみであった。この部分は上層の払跡端部の下に位置しており、応力集中が あったことに対応した現象であると解釈できる。炭層の破壊は東3片や東4片 の採掘時にはほとんど発生せず、東5片の払進行長 100 m 付近と 200 ~ 400 m で数多く生じた。その後の、東6片の採炭における初期の段階では、炭層の 破壊はあまりなかったが、山はねが発生した部位に払面が差しかかったときに、 そこで炭層の破壊が生じた(図 7.3 中の 84)。この部分は上層の払跡の中央 部の下に位置しており、予測計算によると払跡の上下盤が接触していた。この ために払跡の下に位置しているにもかかわらず地圧はある程度大きくなってお り、炭層が破壊条件を満たしたのであろう。



図7.2(a) 東3片~東6片の採掘に伴って観察された微小地震の震央 分布¹²⁾



図7.2(b) 東3片~東6片の採掘に伴って観察された払近傍の微小地 震の震央分布¹²



図7.2(c) 東3片~東6片の採掘に伴って観察された払面から離れた 位置の微小地震の震央分布¹²

東3片~東6片の採掘の過程で観測された山鳴り強度係数、および、予測された最大せん断地震モーメント解放率について、それらの採掘に伴う推移を図 7.4、7.5 に示す。東5片の採掘に伴う山鳴り強度係数は東3片に比較して大きくなっている。これに対応して、最大せん断地震モーメント解放率も東5片では東3片に比較して大きい。また、東5片の採掘時に、払進行長 100 m 付近と 200~400 m (数回の小規模な炭壁倒壊が観察された部位)で山鳴り強度係数が 大きくなっているが、最大せん断地震モーメント解放率もこの部分で大きい。 東6片の採掘時には払進行長 200 m を過ぎてから山鳴り強度係数が大きくなっ ているが、数値シミュレーションでも同様のことが予測されている。

このように、東5片における数回の炭壁倒壊現象と東6片における1回の山 はねのいずれについても、発生した場所で観測と予測の両方が異常を示してい る。

なお、図 7.5 に示すように、最大せん断地震モーメント解放率に対する炭層 の寄与は岩盤の寄与に比べ大きく、したがって、微小地震は主に炭層の破壊に 起因していると推定される。これは、幌内炭鉱の場合と全く逆になっており注 目すべき点である。

出口他⁷⁹,は三池炭鉱における放圧ボーリング時の排出繰粉量と微小地震のエ ネルギーの間に正の相関関係を見いだしている。これは上記の、微小地震が主 に炭層の破壊に起因しているという予測が妥当なことを示す一つの証左を与え

表7.1

三池炭鉱の微小地震活動の数値シミュレーションに用いた諸物性 値(C。'/C。は残留単軸圧縮強度の単軸圧縮強度に対する比)

The second se		the second s	the second s
要卖	素辺長	(m)	20
岩橋	盤の単位体積重量	(N/m³)	25,000
側日	王係数		0.25
<u></u>		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
	ヤング率	(GPa)	2
	ポアソン比		0.2
	単軸圧縮強度	(MPa)	45
岩盤	C.'/C.		0.85
	内部摩擦角	(°)	30
	破壊後の摩擦角	(°)	30
	ヤング率	(GPa)	1
	ポアソン比		0.2
	単軸圧縮強度	(MPa)	11
炭層	Co'/Co		0.85
	内部摩擦角	(°)	20
	破壊後の摩擦角	(°)	20

ている。

東5片の最大せん断地震モーメント解放率-切羽進行長線図には、採掘前半 にピークがみられるが、岩盤の破壊はこれに寄与している。これ以外には、岩 盤要素の破壊はない。これを反映して、最大せん断地震モーメント解放率の大 きさは、幌内炭鉱の事例に比べて約 1/10 の値にしかならなかった。微小地震 の最大ローカルマグニチュードについても、三池炭鉱のほうが幌内炭鉱よりも 2.5 も小さいが、これは最大せん断地震モーメント解放率にみられる傾向と符 合している。

以上述べたように、炭層要素の破壊位置と微小地震震源の集中位置によい-致がみられ、山鳴り強度係数と最大せん断地震モーメント解放率の挙動も互い に類似している。したがって、数値シミュレーションの手法は、山はねを含む 微小地震活動を予測する上で、三池炭鉱においても有効と判断される。

1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	33	30	0	0
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	21	14	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9	8	1	1	1	1	1	1	0	2	9	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	1	1	1	1	1	0	2	8	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	5	1	1	1	1	2	8	0	0
C	0	0	0	0	0_	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	2	9	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0:	21	0	0	0	0	0	0	0	0	9	5	1	1	1	23	39	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	3	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	2	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	02	28	1	1	1	13	31	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	\$	284	<u>48</u>	505	58	0
C	0	0	04	144	134	12	41	39:	38;	373	36	353	363	353	363	353	303	\$\$}	₽¥	¥	1	12	27;	354	185	519	94
71	0	06	586	576	666	55	64(536	526	516	50	0	0	0	05	55	54	1	1	1	1	12	26:	294	184	95	56
71	0	06	586	576	666	55	64(536	526	516	50	0	0	05	565	555	54	1	1	1	1	1	1	1	284	85	52
71	0	0	06	576	666	35	0(536	526	51	0	0	0	0	05	555	54	1	1	1	1	1	1	1	12	84	19
1	0	0	0	0	0	0	0	06	521	31	0	0	0	0	05	555	548	53	1	1	1	1	1	1	1	1	1
1	0	0	06	596	576	66	65	546	53(526	51	605	595	585	575	66	55	543	52	1	1	1	1	1	1	1	1
1	0	0	0	0	09	92	91	908	398	388	37	368	358	34	0	0	0	0	0	0	0	0	0	53	1	1	1
1	0	0	0	09	939	92	919	908	398	388	37	868	358	34	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1
1	0	0	0	0	0	0	09	908	398	388	37	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1
1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1
1	99	09	979	959	959	94	93	919	908	398	88	878	368	358	348	338	328	328	318	308	308	30	0′	77	1	1	1

¥:	ステップ	51	に天盤と下盤の岩盤が破壊
¥¥:	ステップ	52	に天盤と下盤が破壊
\$:	ステップ	52	に下盤、ステップ 53 に天盤が破壊
\$\$:	ステップ	53	に天盤が破壊

図7.3 東3片~東6片の採掘に伴って生じた炭層・岩盤要素の破壊箇所に関する予測計算結果。炭層要素の破壊はその破壊が生じた採掘ステップ数(1ステップは 20 m の払進行を表す)で示す。なお、0 は未破壊、1 は東3片の採掘前に破壊したことを示す。また、岩盤要素の破壊は ¥、\$ 等にて示す(これらの部位の炭層要素はステップ 1 で破壊している)、払 i の採掘の開始時のステップ数 x、終掘時のステップ数 y を i(x,y)の形式で記すと次のようになる:東3片(2、25)、東4片(26、47)、東5片(48、72)、東6片(73、99)



図7.4 東3片~東6片の採掘に伴う山鳴り強度係数の推移¹²⁾。払は図7. 1に対応して右から左に進行している



図7.5 東3片~東6片の採掘に伴う最大せん断地震モーメント解放率に 関する予測計算結果(太線は岩盤の破壊の寄与、細線は岩盤・炭 層の寄与の合計)

7.3 本章のまとめ

本章では、本研究で開発した数値シミュレーションの手法を、 微小地震の計 測がなされ、かつ、計測期間中に山はねが発生した三池炭鉱の事例に応用し、 同手法の有効性について検討した。得られた結果は以下のようである。

- (1)予測された炭層や岩盤の破壊箇所ならびに最大せん断地震モーメント解 放率の増減の挙動は、観測された微小地震の集中部位や山鳴り強度係数 の増減の挙動と類似していた。したがって、数値シミュレーションの手 法は山はねが頻発する三池炭鉱に対しても有効である。
- (2) 三池炭鉱における微小地震活動はほとんどが炭層の破壊によりもたらされること、その活動には上位の古洞と切羽の相対的な位置が大きく関係していることが推定された。
- (3) 三池炭鉱における微小地震活動は幌内炭鉱と比べて全体的に不活発であることが、観測と予測の両方で示された。
- (4)数回の炭壁倒壊や山はねが生じた部位では、山鳴り強度係数、最大せん 断地震モーメント解放率が共に大きく、払面に接する炭層要素の破壊が 予測された。

第8章 炭鉱の長壁式払における山はねの監視と 予測

•

8.1 はじめに

本研究では、微小地震は岩盤や炭層の破壊に伴って生じるという考えに立脚 し、その活動の予測方法について研究し、幌内炭鉱と三池炭鉱のいくつかの採 炭パネルを対象に、微小地震活動の実測と予測の比較を進めてきた。本研究の 最終目的は、第1章でも述べたように、重大な災害を引き起こす危険のある山 はねの予測にある。山はねを空洞近傍で起る微小地震であると考えるならば、 山はねに対して、微小地震の観測と数値シミュレーションに基づく予測方法を 適用できるはずである。

本章では、長壁式払周辺で起る山はねに検討の対象を限定し、微小地震の観 測と数値シミュレーションを組み合わせた山はねの予測方法の可能性と限界に ついて、幌内・三池両炭鉱の事例を基に検討する。考察は次の順序で行う。

(1) 微小地震に関する予測の正確さと限界に関する検討(8.2、8.3節)(2) 山はねに関する予測方法の検討(8.4節)

微小地震と山はねが同じ破壊現象であるとすれば、観測した件数の圧倒的に 多い微小地震について、予測の正確さを検討した方が、誤った結論や推定をす る危険が減るであろう。これが、少し間接的にみえる考察の進め方をする理由 である。

検討の対象となった2炭鉱における微小地震活動や山はねは、深度や地質に 関して限定された条件の下で起っている可能性が否定できない。そこで、予測 について一般性を持たせるために、炭鉱における微小地震活動や山はねに影響 を与える要因に関して検討を加える(8.5節)。換言すると、この考察は、 炭鉱における微小地震や山はね活動に対して、幌内炭鉱や三池炭鉱における事 例を位置付ける試みであるともいえる。

最後に、微小地震の計測と数値シミュレーションを組み合わせた山はねの監 視と予測の方法についての提言を行う(8.6節)。

8.2 微小地震活動に関する予測の正確さ

微小地震活動の規模、活発さの推移、および、微小地震の集中箇所の3つに 注目し、本研究で採用した4つの指標がこれらをどの程度正確に予測できるか について、予測と実測を比較し、検討する。

8.2.1 エネルギー解放率を用いた予測

幌内炭鉱の事例では、エネルギー解放率は、計測された地震波エネルギー解 放率に比べ約 10⁵ 倍大きい値を示した。

払の進行に伴う増減に関しては、次のただ一つの例外を除き、地震波エネル

ギー解放率との間に、類似点が全くみられなかった。例外とは、5層ロングと 5上層ロングの採掘に伴う値の差異に関してであり、前者は地圧が解放されて いることを反映して、後者より小さかった。三池炭鉱の事例でも払の進行に伴 う増減に関し、エネルギー解放率と山鳴り強度係数との間に類似点はみられな かった³⁷⁾。

この数値モデルでは炭層や岩盤の破壊は考慮されていないので、微小地震の 震源位置についての予測は得られない。

同指標は、本来、き裂の進展等の解析の際に用いられる弾性体のエネルギー 変化に対応する量である。このような指標を微小地震活動のような圧縮応力下 の破壊に起因する現象に結び付けることには無理があると考えられる。

8.2.2 ひずみエネルギー解放率を用いた予測

同指標は塑性域内におけるエネルギー減少量に注目している。幌内炭鉱の事 例では、この指標は計測された地震波エネルギー解放率の約 10⁴ 倍の値を示し た。自然地震の場合、震源におけるひずみエネルギー減少量のうちで、震動エ ネルギーとなる量は、通常、数 % 程度(この割合は地震効率と呼ばれる⁷⁴⁾) であることがわかっているので、ひずみエネルギー解放率が地震波エネルギー 解放率よりも大きいことは不自然ではない。

払の進行に伴うひずみエネルギー解放率と地震波エネルギー解放率に関する 増減の挙動は、幌内炭鉱の場合、5上層ロングでは6つの内5つ、5層ロング では6つの内2つについて、互いに類似していた。

この指標に対する炭層の破壊の寄与は小さく、したがって、無視されている。 このため、炭層の破壊が微小地震の主な原因と推測される三池炭鉱の事例³⁷⁾で は、この指標と山鳴り強度係数の採掘に伴う増減に関する類似の程度は悪かっ た。

幌内炭鉱の5上層ロングの事例では、予測された岩盤の破壊の位置と微小地 震の集中する箇所が一致する場合が多数あった。したがって、ひずみエネル ギー解放率の解析は、5上層ロングのような上下に払跡がない状況下での震源 の集中部位を予測するために有効といえる。ところが、三池炭鉱の事例³⁷⁾につ いては、第7章で述べたように、予測された岩盤の破壊の位置と微小地震の集 中部位とは、わずかの一致しか認められなかった。これは上記と同じ原因に帰 着すると考えられる。

8.2.3 体積余剰せん断応力指数を用いた予測

幌内炭鉱の事例では、体積余剰せん断応力指数の値は最大せん断地震モーメント解放率の値の約 1/10 の大きさになっている。この指標の物理的な意味は不明確である。しかし、物理量としてモーメントを採用したことが、エネルギー解放率やひずみエネルギー解放率よりは正確に微小地震活動の規模を評価できた理由ではないかと考えられる(4.4節で示したように、地震の規模は

地震モーメントにより最も定量的に表現される)。

上述したように微小地震活動の激しさを表す値の大きさについては、相対的 に予測の精度は良好であるが、採掘に伴う値の推移に関しては、両者の間に、 ほとんど類似点が認められなかった。

予測された岩盤の破壊箇所は、微小地震の震源位置とほとんど一致していな かった。

8.2.4 最大せん断地震モーメント解放率を用いた予測

最大せん断地震モーメント解放率の大きさに関して、幌内炭鉱のいずれの事 例についても、予測値と計測値とで大体の一致がみられた。予測と計測はとも に全く同一の物理量を対象にしているので、計算精度が十分高ければ両者が一 致するのは当然である。両者が略一致したことは、予測計算が実際の現象を記 述する上で満足すべき精度を有していることを示していると考えられる。また、 この量の採掘に伴う増減に関して、実測値と予測値はひずみエネルギー解放率 と地震波エネルギー解放率の間に成立するのと同じ程度に類似していた。

三池炭鉱の事例では、最大せん断地震モーメント解放率の方がひずみエネルギー解放率よりも山鳴り強度係数との一致の程度が格段に良かった。

以上のように、採掘の進行に伴う微小地震活動の消長に関する予測の正確さ は、4つの指標の中でこの指標が最も優れている。

幌内炭鉱の事例では、予測された岩盤の破壊の位置と微小地震の集中部位が 一致する例が多数あった。三池炭鉱の事例では、予測された炭層の破壊の位置 と微小地震の集中部位がよく一致していた。したがって、微小地震の震源位置 の推定に関してもこの指標は優れていることがわかる。

この指標は、新たに破壊した領域の外側境界の変位の増分に比例する。これ は、試験機剛性が小さい場合に試験機から過剰なエネルギーが供給されて供試 体が激しく破壊するという理論¹³⁾と原理的に類似している。ひずみエネルギー 解放率の解析で無視できた炭層の破壊の寄与が、本指標の評価の際には無視で きなくなった原因もここにある。

このように、破壊の激しさの程度に関する評価について、他の3つの指標に 比べ、最大せん断地震モーメント解放率がより正確である可能性が高い。

8.2.5 4つの指標の比較

8.2.1~8.2.4項の結果を基に、微小地震活動の予測に関する4つの指標の比較をまとめれば、以下のようになる(表 8.1)。

微小地震活動の規模に関する予測の正確さは、最大せん断地震モーメント解 放率が最も優れ、体積余剰せん断応力指数がこれに次いでいる。エネルギー解 放率やひずみエネルギー解放率の精度は悪い。

微小地震活動の消長に関する予測の的中率は、最大せん断地震モーメント解 放率が最も高く、ひずみエネルギー解放率がこれに次いでいる。エネルギー解 放率や体積余剰せん断応力指数の予測の的中率は悪い。

微小地震の集中箇所に関する予測の的中率は、最大せん断地震モーメント解 放率が最も高く、ひずみエネルギー解放率がこれに次いでいる。体積余剰せん 断応力指数を用いた方法による予測は正確ではなく、エネルギー解放率を用い た方法では破壊箇所の予測ができない。

表8.1 微小地震活動に関する4つの予測指標の比較(○:適している、 △:やや適している、×:適していない、-:情報が得られない)

	規模	消長	集中部位
エネルギー 解放率	x	×	
ひずみエネルギー 解放率	x	\bigtriangleup	Δ
体積余剰せん断 応力指数	\bigtriangleup	×	×
最大せん断地震 モーメント解放率	0	0	0

以上要するに、微小地震活動に関し、規模、発生箇所、消長を予測する上で、 本研究で新たに開発した最大せん断地震モーメント解放率は他に比べ断然優れ ていると結論できる。以下の検討では、専らこの指標を用いることにする。

8.3 微小地震活動に関する予測の限界

前節では、実際と予測の比較を行い、最大せん断地震モーメントによる微小 地震活動の予測は実際の計測結果との一致の程度がよく、したがって、微小地 震活動の予測法として有望であることを述べた。しかし、数値シミュレーショ ンのモデルは多くの仮定と簡略化を経て構築されているので、当然、正確さや 精度には限度がある。そこで、数値シミュレーションにおける問題について整 理し、予測の限界を検討しておく。

8.3.1 地層モデルに関する問題
 数値シミュレーションでは、地層を炭層と均一な母岩の2種類から構成され

た弾塑性体と仮定しているが、実際の母岩は多数の単層が積層構造をなし、単 層間には層理面が介在する。5.2節で述べた検討で、この差異は応力や変位 の分布に対して余り大きな影響を及ぼしていないことが予想された。微小地震 活動に関する実際と予測の一致は、結果的にこの簡略化が決定的な誤差をもた らさなかったことを示しているといえる。

モデルの簡略化がもたらす欠点として、また、数値モデルで層間剝離が予想 されないことを挙げることができる。しかし、8.5.3項で述べるように、 全体の破壊規模に及ぼす払跡で起る層間剝離の影響は小さいと考えられる。

強度定数と弾性定数は、6.2節で述べたように、微小地震の観測結果や現 場の状況に合うように決めた。現在のところ、諸定数の決定にはこのような試 行錯誤的な方法が良いと考えられるが、このためにも、微小地震の観測やその 他の現場測定が必要である。

諸定数に関する幌内炭鉱と三池炭鉱の差異は、炭層の単軸圧縮強度を除けば 結果的に僅少であった。両炭鉱の地層は同じ地質年代に属する堆積岩であるこ と、供試体レベルでの測定値にも大きな差異はないことを併せて考えると、諸 定数の差が僅少であることはもっともらしいといえる。

現段階のモデルでは、断層等の不連続面や炭層ガスによる間隙圧を考慮でき ないので、これらの制約も予測精度の低下の要因になる。実際に、三池炭鉱の 事例では微小地震の震源が断層に集中する傾向が若干みられた(7.2節)。 結果的に、数値シミュレーションによる予測が精度良く行えたことは、少なく とも本論文で研究対象とした事例については、これらの影響が、採掘の幾何学 的レイアウトや深度の影響に比べて相対的に小さく、シミュレーションの正確 さを大幅に減じるものではないことを示しているものと考えられる。しかしな がら、これらの制約がシミュレーションの精度を大きく低下させる可能性は否 定できないので、今後、数値シミュレーションの適用事例の集積を計り、それ らの結果を基に精度について検討を進めていく必要がある。

8.3.2 最大せん断地震モーメントの評価についての問題

最大せん断地震モーメント解放率の評価の正確度に関する問題点として、地 震モーメントテンソルの主値の1つが負で残りの2つが 0 であるという仮定を 用いていることが挙げられる。これについても、深部炭鉱の微小地震の震源メ カニズムに関する将来の研究成果を取り入れて、実情に合うように適宜改良す る必要があるものと考えられる。

8.3.3 数値応力解析における要素分割数の問題

本研究のシミュレーションで採用した炭層と岩盤要素の寸法は 20 m で、その中では応力が一様と仮定した。すなわち、破壊箇所の予測の分解能は 20 m である。したがって、本研究における予測のシステムは、8.4.2項で示す炭壁圧出型の山はねの予測にはかろうじて使える精度であるといえる。応力解

析に関しては、要素内の応力分布を考慮した解析法の開発を進め、予測精度を 向上させる余地が残されている。

8.4 長壁式切羽における炭壁圧出型の山はねの予測

8.4.1 緩み域の大きさと山はねの危険性

幌内炭鉱における微小地震の集中箇所は、平面図上では払近傍に、払進行方 向に垂直な断面図上では払上部の天盤に位置していた。

幌内炭鉱を対象とした数値シミュレーション結果によると、炭層の破壊は多 くの場合、払面から 40 ~ 60 m 前方で払に沿って一様に生じていた。この傾 向に対応して、炭層の破壊に起因する最大せん断地震モーメント解放率の切羽 の進行に伴う推移は、始発部でやや大きいもののすぐに減少しほぼ定常状態に なった。

岩盤の破壊は払面から 0 ~ 40 m 前方で発生していた。最大せん断地震モー メント解放率に及ぼす寄与は岩盤の方が炭層よりも約4倍大きかった。つまり、 激しい破壊は専ら岩盤内で発生していた。

福田⁴⁵)は同鉱のかぶり 990 ~ 1,060 m の炭柱部や払前方の炭層内において 油圧カプセル⁸⁰)を用いた地圧計測を行い、炭壁から 3.8 ~ 60 m 奥部が緩ん でいることを示唆するデータを 6 例、5.6 ~ 50 m 奥部までの間で緩みがなか ったことを示唆するデータを 3 例示している。この測定結果は、上記の予測を 概ね支持するものといえる。

三池炭鉱の事例では、詳細な震源分布は公表されていないが、震源は払面近 傍と断層の周辺に集中する傾向がみられる(7.2節参照)。現場の報告によ れば、山鳴りは払前方の炭壁から聞こえた。

三池炭鉱の事例を想定した数値シミュレーションでは、炭層の破壊域は払面 の近傍に限定され、切羽近傍の炭層の緩み域の深さは 0 ~ 20 m と予測された。 また、岩盤の破壊はほとんど発生せず、最大せん断地震モーメント解放率に対 する炭層の破壊の寄与は、ごく一部の採掘期間を除いて 100 % であった。

木村¹¹は三池炭鉱において、払面から切羽進行方向に向けて実施したテスト ボーリングの結果について述べている。それによると、穿孔作業はある深さま ではスムーズであったが、それを越えるとジャミングが発生し穿孔不能となっ た。スムーズに穿孔できる範囲を緩み域と考えると、緩み域の幅は、稼行丈の 0.6 ~ 2.8 倍程度と見積もられる。緩み域の大きさと山はねの発生頻度の間に は明確な関係が認められ、緩み域が稼行丈の約 1 倍以下の場合に山はねが頻発 し、2 倍以上の場合には皆無であった。

以上から、幌内炭鉱の8片、9片では払面前方の炭層や岩盤はかなり大きな 範囲が緩んでおり、このために、山はねが発生しなかったという推定が可能で ある。

一方、三池炭鉱では切羽前方の炭層の緩み域の奥行きが浅く、炭層の破壊が

払面近傍で生じる可能性が高い状態にあったといえる。厚い砂岩層で構成され た天盤に破壊が生じていないことも、切羽炭壁での山はねの発生に寄与する側 に作用したであろう。

8.4.2 炭壁圧出型の山はねの予知方法

三池炭鉱の山はねを例に取り、観測された現象と予測とを対比してみる。

東5片の採掘では、払進行長 100 m 付近と 200 ~ 400 m で小規模な山はね とみなせる炭壁の返りが発生した。この部位の山鳴り強度係数は大きかった。 数値シミュレーションでも、ここで大きな最大せん断地震モーメント解放率が 生じており、また、払面に接した炭層要素の破壊が予測された。

東6片の採掘では、払進行長約 220 m で山はねが発生した。このとき、山鳴 り強度係数は値の小さい状態から増加に転じる傾向にあった。予測された最大 せん断地震モーメント解放率はそれまで 0 であったが、この部位で増加し始め た。払面に接する炭層要素は、それまで破壊しない状態であったが、ちょうど 山はねが発生した部位で破壊に転じた。

以上の知見を基に、次のような山はねの予知方法を提案したい。

- (1)微小地震の観測に基づく山はねの予知方法 微小地震が活発に生じるときに炭壁圧出型の山はねが発生する危険性 がある。
- (2) 数値シミュレーションに基づく山はねの予知方法
 払面に接する炭層要素が破壊するとき、その部位で炭壁圧出型の山は

ねが生じる危険性がある。

東5片の数回の炭壁倒壊や東6片の山はねの発生は(1)、(2)のいずれの判断基準を用いても予測できたことになる。特に、(2)では数値シミュレーションの精度が十分高ければ、山はねの激しさについても予測できる可能性がある。

ところが、(1)の方法に関しては以下のような欠点がある。すなわち、三池 炭鉱の場合、東4片では山鳴り強度係数が大きかったにも関わらず、山はねが 生じなかった。また、幌内炭鉱の場合、しばしば活発な微小地震活動が生じた にも関わらず、山はねが生じなかった。

また、6.2節で述べたように、(2)の方法による予測の結果は用いる変形 定数や強度定数によって影響され、また、現状では、断層や局部的な地質の擾 乱を考慮することはできない。

以上の検討結果によれば、微小地震の計測や数値シミュレーションは、いず れも炭壁圧出型の山はねを予測する上で有効ではあるものの、両方法とも欠点 と限界を有している。したがって、少なくとも現時点では、両方法を組み合わ せ、互いの短所を補って用いるのが、山はねを予測するために最も有効である といえよう。 今後、多くの事例について上記予測法の有効性を確認し、また、改良を加え ていく必要があることは言うまでもない。

8.5 微小地震活動や山はねに影響する要因

第6章、第7章で述べたように微小地震活動の計測結果や数値シミュレーションの結果によると、長壁式採炭払周辺で起る微小地震の震源、あるいは、破壊要素は、多くの場合、払面近傍の応力集中箇所に分布している。したがって、 地圧応力の大きな応力集中部を的確に探すことが、微小地震や山はねの予測に つながるといえる。

炭鉱の場合、応力分布を支配する要因は限られている。最も影響力の大きな 要因として、初期地圧と採炭パネルの幾何学的レイアウトの2つが挙げられる。 そこで、本節では、この2つの要因に限定して微小地震活動や山はねに与える 影響を考察する。なお、地質条件等を含めた山はねの発生条件についてのより 一般的な考察は他⁸¹⁾に譲る。

8.5.1 採掘深度の影響

石炭の堆積環境は地質学的に不活発であると考えられるが、これを反映して か、我国の炭鉱の場合、初期地圧の側圧係数が1を越えない例が多数報告され ている^{61,82)}。また、炭層に垂直な直応力成分は他の成分に比べ、払周辺の応 力集中に対してはるかに大きく影響する。したがって、0 ~ 30°の緩傾斜を持 つ炭層の場合、初期地圧としては鉛直成分が重要である。周知のように、この 成分はかぶり圧に等しい。この意味で、炭鉱における初期地圧は深度に比例す ると考えてよい。そこで、採掘深度と微小地震活動や山はねの関係について検 討する。

(1) 採掘深度が浅い場合

採掘深度が浅い場合には、炭層や岩盤の破壊はほとんど起らないであ ろう。例えば、豪州の Wambo 炭鉱ではかぶり 80 ~ 160 m の浅部の採 堀区域で長壁式採炭が行われているが、払面炭壁は健全で自立しており、 特別の地圧現象はみられない。古洞が隣接している区域では、地圧が集 中して炭壁が緩み、これに伴って採掘能率が向上したとする研究結果も 発表されている⁸³。

(2) かぶりが 400 ~ 900 m の場合

採掘深度がある程度大きくなると、破壊は積層した単層の中で強度的 に最も弱い炭層で集中的に発生し、これに起因する微小地震が生じるも のと予想される。三池炭鉱の事例を対象とした数値シミュレーション結 果でも、岩盤の破壊はほとんど起らず、微小地震活動の活発さの推移は 炭層要素の破壊の消長に一致していた(7.2節参照)。このように、 岩盤が破壊せず、払面前方の炭層の緩み域も小さいと、炭壁圧出型の山 はねが発生しやすくなる状況が作り出される。北海道の炭鉱における過 去の山はねの発生状況⁹⁾をみると、山はねのほとんどはかぶり 400 ~ 900 m の深度で発生しているが、その多くは上記の状況の下で起ってい るようである。

ただし、微小地震活動は、より深部の採掘に比べると活発ではない。 例えば、最大ローカルマグニチュードは、幌内炭鉱の8、9片で + 1.5 なのに対して、三池炭鉱の場合は - 1 程度であった。2.4節で述べた 幌内炭鉱のかぶり 915 m の採掘現場で発生した山はねの場合にも、山は ね発生前の 10 日間に 2 回の山鳴りしか報告されていない。

(3) かぶりが 1,000 m を越える場合

かぶりが 1,000 m を越えた幌内炭鉱の採掘現場では、炭層や岩盤の破 壊が頻発し、現場では山鳴りが1日に数 10 回聞かれた。山鳴りの音質 は鈍く響くようであり、筆者が聞いた限りでは、岩盤の内部から生じる ように感じられた。既述したように、最大ローカルマグニチュードは三 池炭鉱の事例より 2.5 も大きかった。数値シミュレーション結果におい ても、微小地震活動の消長は岩盤要素の破壊の消長によく対応していた。 予測された最大せん断地震モーメント解放率は三池炭鉱の事例と比べ約 10 倍の値を示した。

(2)の深度を越えると破壊の頻度や規模は相当大きくなるにも関わらず、 少なくとも幌内炭鉱の場合には、山はねやこれに類似した現象は発生し なかった。これには、8.4.1項で述べたように、空洞を厚い緩み域 が取り囲み、破壊はその外で生じていたという背景が考えられる。

ただし、坑道の山はねに対しては上述の考察は適用されない。また、 緩み域内の既に破壊を起した石炭でも stick-slip 的な挙動に伴い、さ らに応力低下を起す能力を持っている⁴⁷⁾ことに注意する必要があろう。 実際に、旧南大夕張炭鉱におけるかぶり約 1,400 m の採掘現場ではこの タイプの山はねが生じた可能性がある。同現場周辺では、山鳴りが一時 間に数回程度の頻度で生じていたが、これらは炭壁から生じているよう に感じられた。そして、これらの山鳴りの音質は筆者が聞いた限りでは 封圧試験下の破壊後状態にある石炭が応力低下時に示す、高音を含む独 特の音響と似ていた。

したがって、採掘深度がある限界を越えると山はねに関し安全になる とは言えない。幌内炭鉱の場合は、諸条件が重なって、深度が 1,000 ~ 1,300 m 間では山はねの起りにくい状態が作り出されたと解釈される。

なお、旧西ドイツの深部炭鉱における長壁式払の炭壁圧出型の山はね は、採掘深度 1,000 m 前後でも多数生じている。この山はね発生の深度 に関する差異は、旧西ドイツにおける夾炭層の強度が古第三紀に属する 我国のものより大きいことに起因していると考えられる。 8.5.2 払の幾何学的レイアウト

幌内炭鉱の8片と9片の事例では、70 m の採掘深度の差よりも、計測の対象 パネルと隣接する古洞との位置関係の方が、微小地震活動に対して大きな影響 を与えていることが示唆された(6.9.2項)。三池炭鉱の事例では、上位 の古洞の存在が微小地震活動に大きな影響を与えていた(7.2節)。

このように、稼行中の払とその周辺に存在する採掘済の払、つまり、古洞と の位置関係によって、当該払の周辺に著しく大きな地圧がもたらされることが ある。

例えば、採掘切羽が古洞縁辺の応力集中部を通過する際には、払面の古洞側 に大きな応力集中が生じる。幌内炭鉱における6片の山はねはこのような状況 の下で生じている。ところが、三池炭鉱の事例^{11,12)}をみると、古洞の近くで 山はねが生じていない場合もある。このような場合は、そこの炭層が払の接近 前に緩んでしまったものと解釈できる。

稼行している炭層よりも上位の層に古洞がある場合、払周辺に形成される応 力分布は複雑になる。三池炭鉱の事例(7.2節参照)では、東5片の切羽が 古洞縁辺の下部を通過する際に炭層や岩盤の破壊が予測された。実際、比較的 活発な微小地震活動とともに、切羽で炭壁の返りが生じた。

払が地圧の抜けた古洞の下部に入ると、通常は破壊が起りにくくなる。しか し、古洞中央部の下では、しばしば崩落ずりが圧密された状態になっており、 そのような所では地圧が回復している。東5片の払において比較的活発な微小 地震活動を伴って、炭壁の返りが生じた事例はこれに該当していると考えられ る。数値シミュレーションでも、ここで切羽前方の炭層の破壊が予測された。 また、東6片の山はねは、東5片の炭壁の返りと同様、古洞中央部に払面が接 近する状況下で発生した。

8.5.3 払の前方と後方(払跡)で起る破壊の特徴

山はねとの関係は少ないが、払前方と後方では、微小地震の数や発震機構に 差異があるように思われる。また、払前方に比べて、払跡の微小地震の発生数 は少ない。これらの背景として以下の諸点が考えられる。

払跡は応力が解放された状態になっており、破壊をまぬがれた岩盤がここで 新たに圧縮破壊する条件は整っていない。したがって、払跡にみられる破壊は、 主に、層間剝離や崩落である。これらの破壊は引張破壊に分類される。破壊に 伴う応力低下量は小さいので地震モーメントテンソルの大きさは小さいであろ う。さらに、払跡の上下盤は緩んでいるため弾性波の減衰が大きく、微小地震 波が外に伝わりにくい環境にあることも考えられる(4.3.3参照)。放出 される弾性波の P 波初動は、震源から遠ざかる向きに記録されるはずであるが、 幌内炭鉱の事例ではこのような記録は少ない(2%以下)²⁵。 8.6 微小地震計測と数値シミュレーションによる山はねの監視と予測

微小地震の計測と数値シミュレーション結果との比較から、炭壁圧出型の山 はねの予測方法に関する知見が得られた。そこで、徐々に深部化が進行しつつ ある炭鉱があるとして、上記の2つの手段を利用して山はねの監視と予測を行 う方法についての提言を行いたい。

まず、採掘領域全体を対象とした微小地震観測システムを導入する。測定の 開始は早ければ早いほどよい。これは、実際に山はね災害の危険が迫る前に、 計測方法やデータ解析技術を確立していることが望ましいためである。また、 微小地震観測による全山監視体制を敷けば、保安炭柱、断層等、採掘区域から 離れてはいるが要注意の箇所で異常が発生した場合にも迅速に対応することが 可能となるであろう。

計測システムの周波数帯域は、数 Hz ~ 1,000 Hz の範囲内で平坦であるこ とが望ましいと考えられる。幌内炭鉱では結果的に比較的低周波を対象とした システム (10 ~ 200 Hz) が導入されたが、かかる周波数帯域では震源の寸法 や応力低下量を評価できなかった。また、震源の標定精度を向上させるために、 配置するセンサー間の高低差はできるだけ大きくすることが望ましい。採掘区 域が海底下に位置しているような場合にも、排気立坑を活用する等の工夫が可 能であろう。

微小地震の計測と並行して、採掘の進行に伴う最大せん断地震モーメント解 放率や破壊発生箇所を予測できるように、数値シミュレーションを実行できる ような環境を準備する。すなわち、予備計算を行い、計測結果や現場の観察と 比較して、各種パラメーターを調整し、数値シミュレーションの精度を向上さ せておく。

微小地震が頻発したり、あるいは、小規模な山はねが発生する等、本格的な 山はねの危険が迫った場合には、以下のように対応する。まず、採掘計画に基 づいた数値シミュレーションを実行し、危険箇所を拾い出すとともに、それら について危険な状態が終息に向うのか、あるいは、危険がいっそう増していく のかについての情報を摑む。また、払面近傍における炭層の破壊の有無につい ての詳細な情報の収集に努める(8.4.1項参照)。次に、これらの情報や 従来得られている山はねの発生に関する知見(上下盤の剛性、炭層の厚さ、採 掘速度等)を基にして、監視強化地点を絞り込み、そこで、テストボーリング、 AE 計測等による局所的な監視を集中して行う。特に、緩み域の広がりの把握は 重要である。異常が見られた場合には、緩めボーリング、注水、放圧発破等で 対処する。

また、採掘のレイアウト、順序、方向についていくつか数値 シミュレーショ ンを行い、比較的安全と思われる方法を選択することも山はね発生の危険を低 減するうえで有効と思われる。 8.7 本章のまとめ

本章では、微小地震活動の予測方法の精度や限界について検討した後、これ を応用して山はねの予測を行う方法を示した。また、炭鉱における微小地震活 動や山はねに影響を及ぼす要因について考察した後、微小地震の計測と数値シ ミュレーションを組み合わせた山はねの監視と予測の方法に関する提言を行っ た。主な結果を箇条書に示す。

- (1) 微小地震活動の規模、採掘に伴う消長、微小地震の集中箇所を予測する 4 つの指標に関し、実測との差異を比較・検討した。その結果、最大せん断地震モーメント解放率による予測が、最も優れていることが明かに された。
- (2) 微小地震活動が活発な場合には、炭壁圧出型の山はねの生じる危険性が 高くなることを事例と共に示した。
- (3)炭壁圧出型の山はねを予測するために数値シミュレーションをする場合には、払面に接する炭層要素の破壊の有無に注目すべきであることを指摘した。
- (4)上記2つの方法の欠点を明かにし、山はね危険区域を予測する上で、両 者を組み合わせて用いる方法が現時点では最も有効であることを示した。
- (5) 採掘深度がある程度大きい場合に、炭層の破壊に起因した微小地震活動 とともに炭壁圧出型の山はねが発生しやすいこと、採掘深度がこれより 深くなれば、岩盤の破壊に起因する活発な微小地震活動が生じるが、緩 み域が大きいために山はねが発生しにくいこと、採掘深度がさらに大き くなれば、別の機構に基づく山はねが起り得ることを示した。
- (6) 微小地震の監視とともに、その計測結果や現場の観察を基にパラメー ターを調整することによって、精度の高い数値シミュレーションを実現し、山はねの危険箇所を予測する方法を提案した。



本論文は、幌内・三池の両炭鉱の深部採掘に伴って生じる微小地震活動を研 究対象として、観測を行い、得られた結果をまとめ、現象を数値 シミュレーシ ョンによって解釈したものである。論文の構成に従って、各章で得られた主な 成果を概括する。

第1章では、研究の目的について述べた。また、深部採掘に伴う微小地震の 震源メカニズム、および、数値解析に基づく微小地震活動の解釈に関する従来 の研究について述べ、本研究の位置付けを行った。

第2章では、我国の深部炭鉱の地質的特徴と地層の力学的特徴について述べるとともに、幌内・三池両炭鉱の現場の概況や山はねの状況について述べた。

第3章では、微小地震の計測システムについて説明するとともに、得られた 波形例を示し、震源パラメーター解析の可能性とその限界について述べた。

第4章では、震源パラメーターの解析方法について述べた。まず、微小地震 の震源標定に必要な P 波速度を沿層坑道の掘進発破を利用して求める方法につ いて説明した。本研究で新しく開発されたこの方法は、発破の大体の時刻を知 るだけで適用可能である。逆算した発破位置の誤差は、水平方向では 10 m 以 内、垂直方向では 20 m 以内である。特に重要な観測事象である払前方で生じ る微小地震の震源の標定精度は、初動の自動読み取りに伴う誤差を考慮して、 水平方向では 30 m 以内、垂直方向では 40 m 以内と見積もられた。 面長約 150 m、スパン約 500 m の大きさを持つロング払を計測対象とする場合、この 程度の精度があれば、微小地震の集中部位の特徴を見いだすことが可能と考え られる。

次に、微小地震の激しさを表す指標として、地震モーメントテンソルを導入 した。そして、この地震モーメントテンソルを、P 波のフーリエ振幅スペクト ルを利用して、岩盤の粘性を考慮し評価する方法を考案した。このとき、幌内 炭鉱の状況に合わせて主値の1つが 0 であるという拘束を設けた。16 個の微 小地震にこの方法を適用したところ、いずれも非ダブルカップル型の地震モー メントテンソルが得られた。

最後に、微小地震のマグニチュードを地震モーメントテンソルから評価する 方法について述べた。このようにして得られた値は、従来の方法で求めた値と ほぼ同じになった。

第5章では、数値応力解析方法の一つである三次元変位くい違い法の理論に 関して詳細な検討をした後、本解析法を応用した微小地震の活動に関する数値 シミュレーションの方法について説明した。

まず、三次元変位くい違い法によって板状介在物問題を簡便に解く方法、2 枚の稼行炭層が近接する問題に対して安定解を得るための近似的方法、炭層内 の面内応力を評価する方法を研究した。これらにより、複雑な幾何学的形状と 配置を持つ採炭パネルの弾性応力状態を能率的に計算できることを明かにした。

次に、微小地震活動の活発さを予測する指標として、エネルギー解放率、体積余剰せん断応力指数、ひずみエネルギー解放率、最大せん断地震モーメント

解放率の4つの指標を取り上げ、それらの数値計算に基づく評価方法について 研究した。これら4つの指標の内で、第3、第4番目の指標は本研究において 新たに導入されたものである。

第6章では、幌内炭鉱の6事例について12の採掘パネルを対象に微小地震の計測を6年間連続的に実施して得た観測結果について述べた。また、数値シ ミュレーションを実行して、採炭に伴う微小地震活動に関して予測と実際の比 較検討を行った。

多くの場合、微小地震は払面の近傍に集中し、払面の進行と共に移動した。 各事例について、5上層ロングを採掘した後で5層ロングの採掘が行われたが、 両者を比べると地圧の小さい後者の方が微小地震活動は不活発であった。

5上層の採掘に伴う微小地震は、多くの場合、払面の肩坑道側に集中したが、 払始発部後方の未採掘部に集中する場合もあった。これに対して、5層の採掘 時の微小地震は、しばしば払面の深坑道側や払始発部後方の未採掘部に集中し た。微小地震活動の採掘の進行に伴う消長については、採掘深度にかかわらず、 3つの採掘区域毎に互いに異る特徴がみられた。

第7章では、最大せん断地震モーメントの解析を、山はねの起こった三池炭 鉱東3片~東6片の事例に適用し、その有効性を確認した。また、微小地震活 動に関して、幌内炭鉱との次のような相違点を明かにした。すなわち、幌内炭 鉱においては炭層要素の破壊が払面の前方数 10 m まで広がっており、かつ、 岩盤要素が多数破壊したのに対し、三池炭鉱の場合には、払前方の緩み域が狭 く、払面前方で炭層要素が未破壊の場合もあり、岩盤要素はほとんど破壊しな かった。

第8章では、数値シミュレーションで評価した4つの指標の比較、数値シミ ュレーションによる微小地震活動や山はねの予測の可能性、微小地震や山はね の発生に影響する要因についての考察を行った。

この結果、微小地震活動を予測する指標として最大せん断地震モーメント解 放率が最も適しており、これにより、採掘に伴う微小地震活動の消長をある程 度定量的に予測し得ることが明かにされた。

また、炭壁圧出型の山はねの予測に関して、観測においては微小地震活動の 活発さの推移に注目すべきこと、数値シミュレーションにおいては、払面に接 する炭層要素の破壊に注意すべきことを指摘した。そして、三池炭鉱では、こ れらの要件を満たす箇所で数回の山はねが生じたことを示した。

最後に、微小地震の観測と数値シミュレーションを組み合せて長壁式払の炭 壁圧出型の山はねの監視と予測を行う方法を提案した。

以上が本研究の内容である。ここで述べた数値シミュレーションや微小地震の観測システムは、炭鉱に限らず板状鉱床の鉱山に対しては応用できると考え

られる。今後、本研究で提案した山はねの監視と予測の方法が多くの深部化した鉱山に応用されることを望みたい。

微小地震の観測データの集積が進めば震源メカニズムの詳細が明かになり、 最大せん断地震モーメントの評価もより正確になるであろう。また、数値シミ ュレーションのシステムに、従来から提案されている山はねの発生条件、すな わち、上下盤の剛性や炭層と直接天盤の厚さの比、採掘速度等が組み込めるよ うになれば、予測はより正確になるものと期待される。

これらの研究開発を通じて、山はね災害について、より有効な予防対策が構 築されることを願っている。

謝 辞

本研究は、北海道大学工学部石島洋二教授の御指導の下に行われたものであ る。親身な御指導、御激励に対し、深く感謝の意を表する。

論文をまとめるにあたっては、佐藤壽一教授、樋口澄志教授、石山祐二教授、 井野智教授、鏡味洋史教授、土岐祥介教授、三田地利之教授に貴重な御議論と 御助言を頂いた。長壁式払周辺の地圧現象における炭層の破壊の重要性につい ての認識とこの分野における研究成果は中島巖教授の御指摘によるところが大 きい。山はねの文献調査は田中威教授、西村茂樹氏(西松建設(株))、藤島 泰隆氏(川崎地質(株))の御協力の下に実施された。室蘭工業大学工学部佐 藤一彦教授からは、多大な御助言とともに、折に触れ貴重な文献の提供を賜っ た。また、三池炭鉱の事例については、熊本大学工学部金子勝比古助教授に貴 重な文献の提供と懇切丁寧な御指導を受けた。山はねの発生条件に関する考察 は同大学菅原勝彦教授ならびに木村治氏(三井石炭鉱業(株))の研究成果に 負うところが大きい。石炭の破壊挙動に関する認識は室蘭工業大学工学部後藤 龍彦助教授の親身な御指導によりもたらされた。

幌内炭鉱における微小地震計測に関連して以下の方々に謝意を表したい。 (財)石炭技術研究所の福島篤氏、出口剛太氏からは旧北炭幌内炭鉱(株)の 字野慈朗氏とともに様々な便宜を計っていただいた。辰巳司氏(現セキスイ (株))には資料収集、断線修理等で多大の協力を受けた。特に、観測所の撤 収作業(平成元年10月)は心に残る思い出である。北海道大学工学部の高畑稔 助手ならびに大学院生であった佐川篤夫氏(現三井鉱山(株))、室蘭工業大 学工学部の学生であった川島一志氏(現ティアック(株))、鈴木良昭氏、熊 倉聡氏(現北海道開発コンサルタント(株))とは観測所で生活を共にし、 データ解析でお世話になった。

深部炭鉱の微小地震に関しては、北海道大学工学部資源開発工学科の卒業論 文として取り組んで以来、同大学大学院修士課程、博士後期課程、室蘭工業大 学工学部に助手として在籍した3年半、そして北海道大学工学部に転任して現 在に至るまで研究を続け、ようやく一応の区切りを付けることができた。

この間、北海道大学大学院在籍時の折は、木下重教教授(現北海道大学名誉 教授、北海道情報学院学長)をはじめとする資源開発工学科の諸先生方に御指 導を賜った。中村章助手、菅原隆之技官には現場試験や室内実験で御世話にな った。当時の大学院生、特に、木山保氏(現三井建設(株)技術研究所)、辻 應米氏(現北海道開発コンサルタント(株))には御世話になると共に同じ立 場の研究者の卵として互いに励まし合った。室蘭工業大学工学部に助手として 在籍していた折には佐藤干城教授、武藤章教授、吉田豊助教授、板倉賢一助教 授をはじめとする諸先生方、北海道大学工学部に転任してからは北海道大学工 学部の諸先生方に再び御世話になった。

参考文献

- Obert,L., The Microseismic Method: Discovery and Early History, Proc. 1st. Conf. on Acoustic Emission / Microseismic Activity in Geologic Structures and Materials, 1977
- 2) 下河内稔・小田重雄・木沢恒雄、大清水トンネルにおける山はね現象か らの一考察、pp.79-84
- 3) 猪間英俊、関越トンネルにおける山はね、応用地質22巻3号、pp.26-35、 1981
- 4) 生野鉱業所、生野鉱山金香瀬下部における山はね現象、鉱山部報、 No.101、1971
- 5) 田中豊・西田良平、生野鉱山内の山はねによる震動、京都大学防災研究 所年報第14号、1971
- 6) 西田良平・田中豊、生野鉱山内の山はねによる震動(続報)、京都大学 防災研究所年報第15号、1972
- 7) 田中豊・西田良平、生野鉱山内の山はねによる震動、地震学会秋季大会 講演予稿集、p.61、1971
- B) Gibowicz, S.J., The Mechanism of Seismic Events Induced by Mining: A Review, Keynote Presentations, Second International Symposium of Rockbursts and Seismicity in Mines, Jun. 8 - Jun. 10, 1988, University Radisson Hotel - Minneapolis, Minnesota, pp.2 - 121, 1988
- 9) 札幌鉱山保安監督局監修、山はね事例集、北海道炭鉱技術振興会発行、 1983
- 10) 礒部俊郎、山はねの機構と防止対策、第3回岩の力学国内シンポジウム 講演要旨集、pp.207-212、1970
- 11) 木村治、長壁式採炭切羽における山はね災害防止に関する研究、熊本大 学工学部博士論文、1989
- 12) Kaneko,K., Sugawara,K. and Obara,Y., Microseismic Monitoring for Coal Burst Prediction in the Miike Coal Mine, Induced Seismicity, pp.79-92, A.A.Balkema, Rotterdam, Brookfield, 1992
- 13) Jaeger, J.C. and Cook, N.G.W., Fundamentals of Rock Mechanics, Third Edition, Chapman and Hall, London, 1979
- 14) 菅原勝彦・金子勝比古・岡村宏、長壁式払の山はね、昭和 61 年度全国
 地下資源関係学協会合同秋季大会分科研究会資料、[G]炭鉱保安、pp.1-4、
 1986
- 15) 佐藤一彦、採掘に伴う微小地震の観測、札幌鉱山保安監督局講習会テキ スト、1982
- 16) Rockbursts and Seismicity in Mines, ed. by Fairhurst, C., A.A.Balkema, Rotterdam, Brookfield, 1990
- 17) Progress in Acoustic Emission V, Eds. by Yamaguchi, K.,

Takahashi,H. and Niitsuma,H., The Japanese Society for Nondestructive Inspection, Tokyo, 1990

- 18)例えば、礒部俊郎・森訓保・佐藤一彦・後藤隆司、累層採炭に伴う地震活動-盤圧制御を考慮した採炭計画の設計に関する考察(1)-、日本鉱業 会誌、pp.1169-1174、1981
- 19)例えば、板倉賢一・中島巖・渡邊慶輝、着炭際の立入掘進における AE
 活動の計測-ガス突出に伴う AE 活動に関する研究(第1報)-、日本
 鉱業会誌、Vol.104、pp.495-503、1988
- 20) Brady, B.T. and Leighton, F.W., Seismicity Anomaly Prior to a Moderate Rock Burst, Int. J. Rock Mech. Min. Sci., pp.169-179, 1977
- 21) Langstaff, J.T., Interpretation of Acoustic Emission Data Star Mine, Proc. 2nd. Conf. on Acoustic Emission / Microseismic Activity in Geologic Structures and Materials, 1980
- 22) McGarr, J.A., Bicknell, J. Sembera, E., and Green, R.W.E., Analysis of Exceptionally Large Tremors in Two Gold Mining Districts of South Africa, Preprints of Fred Leighton Memorial Workshop on Mining Induced Seismicity, pp.23-38, 1987
- 23) Sato, K. and Fujii, Y., Source Mechanism of a Large Scale Gas Outburst at Sunagawa Coal Mine in Japan, PAGEOPH, Vol.129, Nos.3/4, pp.325-343, 1989
- 24) Fujii, Y. and Sato, K., Difference in Seismic Moment Tensors between Microseismic Events Associated with a Gas Outburst and Those Induced by Longwall Mining Activity, Proc. 2nd. Intl. Symp. of Rockbursts and Seismicity in Mines, A.A.Balkema, Rotterdam, Netherlands, pp.71-75,1990
- 25) 藤井義明・木下重教・石島洋二、山鳴りの発生機構について、昭和60年 度日本鉱業会春季大会講演要旨集、pp.217-218、1985
- 26) Wong, I.G. and McGarr, A., Implosional Failure in Mining-Induced Seismicity: A Critical Review, Pre-Printed Papers, Second International Symposium of Rockbursts and Seismicity in Mines, Jun. 8
 Jun. 10, 1988, University Radisson Hotel - Minneapolis, Minnesota, pp.13 - 28, 1988
- 27) Ahorner, L., Seismologische Untersuchung des Gebirgsschlages am 13. Marz 1989 im Kalisalzbergbau bei Volkershausen, DDR, Gluckauf-Forschungshefte, 50, Nr.4, pp.224-230, 1989
- 28) Cook, N.G.W., Hoek, E., Pretorius, J.P.G., Ortlepp, W.D. and Salamon, M.D.G., Rock Mechanics Applied to the Study of Rockburst, J. S. Afr. Inst. Min. Metall., Vol.66, No.10, pp.435-528,

1966

- 29) McGarr, A. and Wiebols, G.A., Influence of Mine Geometry and Closure Volume on Seismicity in a Deep-Level Mine, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 14, pp.139-145, 1977
- 30) Ryder, J.A., Excess Shear Stress in the Assessment of Geologically Hazardous Situations, J. S. Afr. Inst. Min. Metall., Vol.88, No.1, pp.27-39, 1988
- 31) Spottiswoode, S.M., Total Seismicity, and the Application of ESS Analysis to Mine Layouts, J. S. Afr. Inst. Min. Metall., Vol.88, No.4, pp.109-116, 1988
- 32) Spottiswoode, S.M., Volume Excess Shear Stress and Cumulative Seismic Moments, Pre-printed Papers, 2nd. Intl Symp. of Rockbursts and Seismicity in Mines, pp.1 - 12, 1988
- 33) 菅原勝彦・尾原祐三・金子勝比古、長壁採炭に伴う山鳴り活動の予測、 日本鉱業会春季大会講演要旨集、pp.283-284、1986
- 34) 藤井義明、幌内炭鉱の山鳴り活動に関する研究-地震波エネルギー解放 率の評価を中心として-、昭和60年度北海道大学工学部修士論文、1986
- 35) Ishijima, Y., Fujii, Y. and Sato, K., Microseismicity Induced by Deep Coal Mining Activity, Proc. 6th. ISRM Symp., Vol.2, Theme IV, A.A.Balkema, Rotterdam, Netherlands, pp.987-990, 1987
- 36) 藤井義明・石島洋二、深部採炭に伴う微小地震活動とそのシミュレーション、日本鉱業会誌、Vol.104、No.1204、pp.345-351、1988
- 37)藤井義明・石島洋二、三池炭鉱四山坑本層60卸東部内東3片~東6片 払の採掘に伴う山鳴り挙動について--山鳴り強度係数とひずみエネル ギー解放率の比較--、1986
- 38)藤井義明・谷口正毅・今野雅博・石島洋二、長壁式採炭払周辺の地圧現 象の計測-南大夕張炭鉱3卸7片下層3号払における事例-、日本鉱業 会昭和63年度春季大会講演要旨集、pp.169-170、1988
- 39) Fujii,Y. and Ishijima,Y., Numerical Analysis of Maximum Shear Seismic Moment Release for Microseismicity Induced by Deep Coal Mining, Progress in Acoustic Emission V, pp.252-259, 1990
- 40) Fujii, Y. and Ishijima, Y., Numerical Simulation on Microseismicity Induced by Deep Longwall Coal Mining, Min. Sci. & Tech., Vol.12, No.3, pp.265-285, 1991
- 41) 杉浦高広、平成 5 年度北海道大学工学部博士論文、1994
- 42) (財)新エネルギー財団、平成3年度新型負荷平準化電源環境影響評価 技術調査報告書、1992
- 43) (財)新エネルギー財団、平成4年度新型負荷平準化電源環境影響評価 技術調査報告書、1993
- 44) Peng,S.S. and Chiang,H.S., Longwall Mining, John Wiley and Sons, New York, 1984
- 45) Whittaker, B.N. and Reddish, D.J., Subsidence, Occurrence, Prediction and Control, Elsevier, Amsterdam, 1989
- 46) 福田和寛、採炭に伴う岩盤の変形挙動に関する研究、北海道大学工学部 博士論文、1983
- 47)後藤龍彦・佐藤干城・吉田豊・藤井義明、石炭の突出型破壊に関する実験的研究、日本鉱業会誌、Vol.104、No.1199、pp.17-22、1988
- 48) 字野慈朗・辰巳司・石島洋二・藤井義明・辻応米・木山保、幌内炭鉱に おける盤下坑道の変形挙動とその計測・解析、北海道炭鉱技術会主催第 7回岩盤・炭層の挙動と計測シンポジウム、pp.7-10、1986
- 49) 木山保、深部炭鉱における坑道変形に関する研究、北海道大学昭和58年 度修士論文、1984
- 50) 藤井義明・後藤龍彦・石島洋二・佐藤干城・出口剛太、深部炭鉱における坑道に作用する地圧と坑道変形量に関する事例研究、資源と素材、 Vol.108、No.3、pp.193-198、1992
- 51) 菅原勝彦・金子勝比古・岡村宏、山はねの予知と防止、昭和 60 年度全 国地下資源関係学協会合同秋季大会分科研究会資料、[D]最近の炭鉱保安 技術、pp.22-25、1985
- 52) Asamuna, H., Niitsuma, H. and Chubachi, N, An Analysis of Three Dimensional AE Lissajou Pattern during Well-drilling and Estimation of Source Direction, Progress in Acoustic Emission V, The Japanese Society for Non-destructive Inspection, Tokyo, pp.436-443, 1990
- 53) 野崎豊也、幌内炭鉱における岩盤震動の発生機構について、北海道大学 工学部修士論文、1982
- 54) 佐川篤夫、採炭に伴う山鳴り活動、-幌内炭鉱における観測事例-、北 海道大学工学部修士論文、1985
- 55) Aki, K. and Richards, P.G., Quantitative Seismology, Theory and Methods, Vol.1, W.H. Freeman and Company, San Francisco, 1980
- 56) 宇津徳治、地震学、共立出版、1977
- 57) Gibowicz, S.J., Variation of Source Properties, The Inangahua, New Zealand, Aftershocks of 1968, Bull. Seism. Soc. Am. Vol.65, pp.261-276, 1975
- 58)藤井義明・佐藤干城・後藤龍彦・南部泰生、長壁式採炭切羽周辺の地圧 変化挙動、一地層模型試験と数値解析の比較-、昭和62年度資源・素 材関係学協会合同秋季大会分科研究会資料、1987
- 59) Fujii,Y., Ishijima,Y. and Igarashi,M., Shaft Damages due to Mining, Proc. 7th. ISRM Symp., Vol.2, Theme 4, Ed. by Wittke,W.,

pp.1293-1296, 1991

- 60)藤井義明・石島洋二、変位くい違い法の断層問題に対する応用、資源・ 素材学会平成3年度春季大会講演要旨集、pp.19-20、1991
- 61) 菅原勝彦・金子勝比古、長壁式採炭における地圧と破壊音、日本鉱業会
 誌、Vol.102、No.1177、pp.143-148、1986
- 62) Salamon, M.D.G., Elastic Analysis of Displacement and Stresses In-duced by Mining of Seam or Reef Deposits, Part IV, Inclined Reef, J. S. Afr. Inst. Min. Metall., 65(5), pp.319-338, 1964
- 63) Maruyama, T., Statical Elastic Dislocations in an Infinite and Semi-infinite Medium, Bull. Earthquake Res. Inst., Vol.42, pp.289-368, 1964
- 64) Steketee, J.A., On Volterra's Dislocations in a Semi-infinite Elastic Medium, Can. J. Phys., 36, pp.192-205, 1958
- 65) Ishijima, Y., Sato, K. and Kinoshita, S., Application of the Displacement Discontinuity Method to Some Crack Problems, Theo. Appl. Mech., Vol.28, pp.167-186, 1980
- 66) 渡部智一・栗山憲・水田義明・茂住洋史、三角形面要素を用いた三次元 仮想応力法-変位くい違い法連成解析コードの開発、平成 5 年度資源・ 素材学会春季大会講演要旨集、pp.271-272、1993
- 67)水田義明・栗山憲・渡部智一、解析的積分と、岩盤力学における3次元 境界要素法、平成5年度資源・素材関係学協会合同秋季大会分科研究会 資料、[E]岩盤力学と情報化採鉱、pp.17-20、1993
- 68) Crouch, S.L. and Fairhurst, C., The Mechanics of Coal Mine Bumps and the Interaction between Coal Pillars, Mine Roof and Floor, U.S.B.M. Contract Report, H0101778, 1973
- 69) 佐藤一彦・木下重教、圧縮変形におけるグリフィス軌跡、日本鉱業会誌、
 Vol.92、pp.409-414、1976
- 70) 宫本博、三次元弹性論、裳書房、1967
- 71) 石島洋二・木下重教、変位くい違い法の非均質問題への応用、昭和53年 度日本鉱業会春季大会講演要旨集、pp.125-126、1978
- 72) 小出仁、介在物からの割れ目の発生条件、I. やわらかい介在物および空 げきの場合、材料科学、Vol.7, No.4, pp.252-263, 1970
- 73) 藤井義明・石島洋二、長壁式採炭払における払面近傍の応力状態を簡便 に評価し得る近似式、資源と素材(掲載決定済)
- 74) 笠原慶一、地震の力学、鹿島出版会、1983
- 75) Goodman, R.E., Introduction to Rock Mechanics, John Wiley & Sons, 1980
- 76) 岡本弘之、線形破壞力学入門、培風館、1976
- 77) Schmit, R.A. and Rossmanith, H.P., Basics of Rock Fracture

Mechanics, Rock Fracture Mechanics, CISM Courses and Lectures No.275, Intl. Center for Mechanical Sci., pp.1-29, Springer-Verlag, Wien-New York, 1983

- 78) Sato, K. and Fujii, Y., Induced Seismicity Associated with Longwall Coal Mining, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., Vol.25, No.5, pp.253-262, 1988
- 79) 出口剛太・小田仁平次・松本広市、山はねに関する現場測定、昭和 61 年度全国地下資源関係学協会合同秋季大会分科研究会資料、[G]炭鉱保安、 pp.9-12、1986
- 80) 石島洋二・福田和寛・佐藤謙司・木下重教、地圧監視用油圧カプセルの 諸特性について、日本鉱業会誌、Vol.101、No.1165、pp.139-144、1985
- 81) Bräuner, G., Some Aspects of the Prevention of Rockbursts, Technical Reports, 6th. Intl. Strata Control Conf., 1977
- 82) Strata Control Technology Pty. Ltd., Report (KUS0167), 1992
- 83)藤井義明・藤岡昌司・石島洋二、ワンボ炭鉱における払面の地圧と採掘 速度の関係について、資源・素材学会平成5年度春季大会講演要旨集、 pp.17-18、1993

付録 無限弾性体中の正方形要素にくい違いが作 用するとき任意の点に生じる応力・変位の 評価

正方形要素の中心が (0,0,0) で、要素の法線は X_3 軸、各辺は X_1 、 X_2 軸に 一致し、辺長は 2h であるとする。要素に変位くい違い b_J が作用するとき、 任意点 P (r_1, r_2, r_3) に生じる変位 u_1 と応力ベクトル σ_1 は総和規約を用 いて以下のように表される。

$$u_{1} = A_{1J} b_{J} \tag{A.1}$$

$$\sigma_{1} = B_{1J} b_{J} \tag{A.2}$$

応力ベクトルσ1は応力テンソルσ1」と次の関係で結ばれている。

 $\sigma_{1} = \sigma_{11}$ $\sigma_{2} = \sigma_{22}$ $\sigma_{3} = \sigma_{33}$ $\sigma_{4} = \sigma_{12}$ $\sigma_{5} = \sigma_{23}$ $\sigma_{6} = \sigma_{31}$ (A.3)

媒質の剛性率、ポアソン比を G、νとして、上式の諸係数は次式で与えられる。

 $2 G A_{11} = 2 (1 - \nu) (F_{3}^{++} + F_{3}^{--} - F_{3}^{+-} - F_{3}^{-+}) - r_{3} (F_{11}^{++} + F_{11}^{--} - F_{11}^{+-} - F_{11}^{-+})$ $2 G A_{12} = -r_{3} (F_{12}^{++} + F_{12}^{--} - F_{12}^{+-} - F_{12}^{-+})$ $2 G A_{13} = (1 - 2 \nu) (F_{1}^{++} + F_{1}^{--} - F_{1}^{+-} - F_{1}^{-+}) - r_{3} (F_{31}^{++} + F_{31}^{--} - F_{31}^{+-} - F_{31}^{-+})$ $2 G A_{21} = 2 G A_{12}$ $2 G A_{22} = 2 (1 - \nu) (F_{3}^{++} + F_{3}^{--} - F_{3}^{+-} - F_{3}^{-+}) - r_{3} (F_{22}^{++} + F_{22}^{--} - F_{22}^{+-} - F_{22}^{-+})$

$$2 G A_{23} = (1 - 2 \nu) (F_{2}^{++} + F_{2}^{--} - F_{2}^{+-} - F_{2}^{-+})
- r_{3} (F_{23}^{++} + F_{23}^{--} - F_{23}^{+-} - F_{23}^{+-})
$$2 G A_{31} = -(1 - 2 \nu) (F_{1}^{++} + F_{1}^{--} - F_{1}^{+-} - F_{1}^{-+})
- r_{3} (F_{31}^{++} + F_{31}^{--} - F_{31}^{+-} - F_{31}^{+-})
- r_{3} (F_{23}^{++} + F_{23}^{--} - F_{23}^{+-} - F_{23}^{+-})
- r_{3} (F_{23}^{++} + F_{23}^{--} - F_{23}^{+-} - F_{23}^{+-})
- r_{3} (F_{23}^{++} + F_{33}^{--} - F_{33}^{+-} - F_{33}^{+-})
- r_{3} (F_{33}^{++} + F_{33}^{--} - F_{33}^{+-} - F_{33}^{+-})
- r_{3} (F_{33}^{++} + F_{33}^{--} - F_{33}^{+-} - F_{33}^{+-})
- (F_{313}^{++} + F_{33}^{--} - F_{33}^{+-} - F_{33}^{+-})
- (F_{313}^{++} + F_{33}^{--} - F_{33}^{+-} - F_{33}^{+-})
B_{12} = 2 \nu (F_{23}^{++} + F_{23}^{--} - F_{23}^{+-} - F_{23}^{--})
- (F_{112}^{++} + F_{112}^{--} - F_{112}^{+-} - F_{112}^{+-})
B_{13} = (F_{33}^{++} + F_{33}^{--} - F_{33}^{+-} - F_{33}^{+-})
+ (1 - 2 \nu) (F_{22}^{++} + F_{22}^{--} - F_{23}^{+-} - F_{23}^{--})
- (F_{113}^{++} + F_{113}^{--} - F_{113}^{+-} - F_{123}^{+-})
B_{21} = (1 - \nu) (F_{23}^{++} + F_{23}^{--} - F_{23}^{+-} - F_{23}^{+-})
- (F_{122}^{++} + F_{122}^{--} - F_{123}^{+-} - F_{123}^{+-})
B_{22} = (1 - \nu) (F_{31}^{++} + F_{31}^{--} - F_{31}^{+-} - F_{31}^{+-})
B_{23} = -(1 - 2 \nu) (F_{12}^{++} + F_{123}^{--} - F_{123}^{+-} - F_{123}^{+-})
B_{23} = -(1 - 2 \nu) (F_{12}^{++} + F_{123}^{--} - F_{123}^{+-} - F_{123}^{+-})
- (F_{122}^{++} + F_{123}^{--} - F_{123}^{+-} - F_{123}^{+-})
- (F_{123}^{++} + F_{313}^{--} - F_{33}^{+-} - F_{123}^{+-})
B_{23} = -(1 - 2 \nu) (F_{12}^{++} + F_{23}^{--} - F_{23}^{--} - F_{123}^{+-})
- (F_{123}^{++} + F_{123}^{--} - F_{123}^{+-} - F_{123}^{+-})
B_{24} = -(1 - 2 \nu) (F_{12}^{++} + F_{123}^{--} - F_{123}^{+-} - F_{123}^{+-})
- (F_{123}^{++} + F_{133}^{--} - F_{133}^{+-} - F_{123}^{+-})
- (F_{133}^{++} + F_{133}^{--} - F_{133}^{+-} - F_{123}^{+-})
- (F_{133}^{++} + F_{133}^{--} - F_{133}^{+-} - F_{123}^{+-})$$$$

$$B_{33} = -(F_{133}^{++} + F_{133}^{+-} - F_{133}^{+-} - F_{133}^{++})$$

$$B_{41} = 2 \vee (F_{31}^{++} + F_{31}^{--} - F_{31}^{+-} - F_{31}^{++})$$

$$-(F_{122}^{++} + F_{122}^{--} - F_{23}^{+-} - F_{132}^{-+})$$

$$-(F_{222}^{++} + F_{222}^{--} - F_{222}^{+-} - F_{222}^{++})$$

$$B_{43} = (F_{33}^{++} + F_{33}^{--} - F_{33}^{+-} - F_{33}^{-+})$$

$$+(1 - 2 \vee) (F_{31}^{++} + F_{11}^{--} - F_{11}^{+-} - F_{11}^{++})$$

$$-(F_{223}^{++} + F_{223}^{--} - F_{223}^{+-} - F_{223}^{++})$$

$$B_{52} = (F_{53}^{++} + F_{53}^{--} - F_{53}^{+-} - F_{123}^{-+} - F_{133}^{-+})$$

$$+ \vee (F_{12}^{++} + F_{12}^{--} - F_{12}^{+-} - F_{13}^{-+})$$

$$+ \vee (F_{223}^{++} + F_{233}^{--} - F_{233}^{+-} - F_{233}^{++})$$

$$B_{52} = (F_{53}^{++} + F_{53}^{--} - F_{53}^{+-} - F_{53}^{++})$$

$$+ \vee (F_{223}^{++} + F_{233}^{--} - F_{233}^{+-} - F_{233}^{++})$$

$$B_{53} = -(F_{253}^{++} + F_{233}^{--} - F_{233}^{+-} - F_{233}^{++})$$

$$B_{64} = B_{63}$$

$$B_{62} = B_{63}$$

$$B_{63} = (F_{53}^{++} + F_{53}^{--} - F_{53}^{+-} - F_{53}^{++})$$

$$-(F_{333}^{++} + F_{333}^{--} - F_{333}^{+-} - F_{333}^{+-}) \quad (A.5)$$

$$Extreme F^{++}, F^{-+}, F^{-+}, K^{-+}, K^{-+}, K^{-+})$$

$$F^{-+} = F(r_{1} - h, r_{2} - h, r_{3})$$

$$F^{--} = F(r_{1} - h, r_{2} + h, r_{3})$$

$$F^{-+} = F(r_{2} + h, r_{2} - h, r_{3}) \quad (A.6)$$

ここで、関数 F (r1, r2, r3) は、

$$r = (r_1 r_1)^{0.5}$$
 (A.7)

$$W = G / \{ 4 \pi / (1 - \nu) \}$$
(A.8)

として以下のように表される。

Fı	Ξ	$- W \ln (r_2 + r)$
F2	=	- W ln (r ₁ + r)
F3	=	$W \tan^{-1} \{ (r_1 r_2) / (r_3 r) \}$
Fii	=	$W r_1 r_2 / (r_1 r_3^2 r)$
F22	=	$W r_1 r_2 / (r_2 r_3^2 r)$
F33	=	- $W r_1 r_2 (r^2 + r_3^2) / (r_1 r_3^2 r_2 r_3^2 r)$
F12	-	- W / r
F23	=	$W r_{1} r_{3} / (r_{2} r_{3}^{2} r)$
F31	=	$W r_{2} r_{3} / (r_{1} r_{3}^{2} r)$
Fiii	=	$W r_{2} r_{3} (r_{1} r_{2} r_{3}^{4} - 2 r_{1}^{2} r^{2}) / (r_{1}^{2} r_{3}^{4} r^{3})$
F222	=	$W r_1 r_3 (r_1 r_2 r_3^4 - 2 r_2^2 r^2) / (r_2^2 r_3^4 r^3)$
F112	=	$W r_1 r_3 / r^3$
F122	=	$W r_2 r_3 / r^3$
F113	=	- $W r_1 r_2 r_3^2 (3 r^2 - r_2) / (r_1^2 r_3^4 r^3)$
F123	=	$W r_3^2 / r^3$
F133	Ξ	W $r_2 r_3 \{ (r_1^2 + r_2^2) r_1 r_3^2 - 2 r_3^2 r^2 \} / (r_1^2 r_3^4 r^3)$

$$F_{223} = -F_{123} r_{1} r_{2} (3 r^{2} - r_{1}^{2}) / (r_{2}^{2} r_{3}^{4})$$

$$F_{233} = W r_{1} r_{3} \{ (r_{1}^{2} + r_{2}^{2}) r_{2} r_{3}^{2} - 2 r_{3}^{2} r^{2} \}$$

$$/ (r_{2}^{2} r_{3}^{4} r^{3})$$

$$F_{333} = F_{123} r_{1} r_{2}$$

{ 2
$$r^2$$
 ($r_3^2 + r^2$)² - $r_1 r_2 r_3^4$ (3 $r^2 - r_3^2$) }
/ ($r_1^2 r_2^2 r_3^4$) (A.9)