

四・本館

花崗岩内の微小欠陥の配向と力学的異方性

1989年1月

名古屋大学図書	
和	1040643

工 藤・洋 三

報告番号	乙第	3584	号
------	----	------	---

目 次

第1章 緒論	1
第2章 花崗岩の組織・構造における異方性	
2. 1 概説	4
2. 2 日本の花崗岩採石場における経験則	6
2.2.1 調査方法	6
2.2.2 調査結果	7
2.2.3 石目の識別方法	8
2. 3 瀬戸内地方の花崗岩の異方性を特徴づける岩石内の構造	9
2.3.1 調査方法	9
2.3.2 調査結果	11
2.3.3 弾性波速度試験	13
2.3.4 花崗岩内の微小欠陥の観察	17
2.3.5 微小欠陥の方向性からみた岩盤の異方性に関する検討	20
2. 4 日本の花崗岩内の微小欠陥の配向	22
2.4.1 試料の採取	22
2.4.2 薄片観察によるクラック配向面の決定方法	22
2.4.3 日本の花崗岩内のクラック分布	23
2. 5 まとめ	25
参考文献	
第3章 岩石の異方性を特徴づける組織・構造と花崗岩の異方性	
3. 1 概説	28
3. 2 従来の研究	28
3. 3 日本の岩石の異方性を特徴づける組織・構造	29
3.3.1 調査方法	29
3.3.2 荻野凝灰岩の異方性	30
3.3.3 島崎安山岩の異方性	31
3.3.4 浮金はんれい岩の異方性	32

3.3.5	大島花崗岩の異方性	33
3.3.6	岩石内の構造からみた花崗岩の異方性の特徴	38
3. 4	New England 地方における花崗岩の異方性	38
3.4.1	従来の研究	38
3.4.2	Westerly 花崗岩の異方性を特徴づける構造	40
3.4.3	Chelmsford 花崗岩の異方性を特徴づける構造	41
3.4.4	Barre 花崗岩の異方性を特徴づける構造	43
3. 5	まとめ	44
	参考文献	

第4章 岩石の一軸圧縮実験結果のばらつきについて

4. 1	概説	47
4. 2	岩石の一軸圧縮実験結果にばらつきを与える要因	48
4. 3	実験結果のばらつきを小さくするための配慮	49
4. 4	圧縮試験	52
4. 5	実験結果と考察	54
4. 6	まとめ	62
	参考文献	

第5章 花崗岩の圧裂強度実験結果のばらつきについて

5. 1	概説	65
5. 2	圧裂強度実験におけるいくつかの問題点	65
5. 3	岩石の圧裂強度実験結果にばらつきを与える要因	67
5. 4	実験結果のばらつきを小さくするための配慮	68
5. 5	実験方法	70
5. 6	実験条件と実験結果	71
5. 7	考察	74
5. 8	まとめ	76
	参考文献	

第6章 圧裂荷重下における花崗岩の異方性と変形・破壊挙動

6. 1	概説	78
------	----	----

6. 2	圧裂荷重下での強度異方性と変形・破壊挙動に関する従来の研究	78
6. 3	大島花崗岩の力学的異方性の計測	79
6.3.1	実験方法	79
6.3.2	実験結果	79
6. 4	微小欠陥の配向からみた異方性の検討	82
6. 5	圧裂荷重下における大島花崗岩の変形・破壊挙動	82
6. 6	まとめ	84
	参考文献	

第7章 異方性を考慮した花崗岩の変形・破壊特性について

7. 1	概説	87
7. 2	岩石供試体	88
7. 3	実験方法	90
7. 4	実験結果	90
7.4.1	破壊状況	90
7.4.2	強度	91
7.4.3	ひずみおよび静的弾性率	93
7.4.4	弾性波速度	95
7. 5	考察	98
7. 6	まとめ	104
	参考文献	

第8章 結論

謝辞

第1章 緒論

国土の狭い日本では平野部だけでなく山地部や岩盤、海洋を有効に利用することが国土計画上重要である。堅硬な岩盤は各種の構造物に対して良好な基礎を提供するが、さらに近年、岩盤が単に構造物の基礎としてだけでなく、地下空洞の開発などに見られるように、それ自体が構造物として機能するような例も認められるようになった。このためこうした構造物の設計に当っては、岩盤あるいはそれを構成する岩石の性質を詳しく知る必要がある。日本列島はその地質的特徴とも関連して火成岩が国土の約40%を占めているが、花崗岩質岩石がこの約30%を占めており、花崗岩質岩石は日本列島全体に広く分布している。このような事情により、花崗岩質岩石が土木工学的な立場から岩盤、岩石試験の対象とされる機会は特に多い。その場合一般に、堅硬な花崗岩質岩石は、岩盤分類上硬岩として扱われ、岩石試験においては多くの場合等方性材料として処理されてきた。一方、多くの花崗岩質岩石の採石場などでは花崗岩質岩石の力学的異方性が経験的に認識されており、エジプト文明にすでにその端緒が見いだされている。このように花崗岩質岩石の異方性が経験的には古くから認められていたにもかかわらず、この分野に関する研究が少ないのは、変成岩などと異なり外見上異方性を認めるのが困難であるという理由によるものであろう。

近年アメリカ合衆国を中心に、花崗岩質岩石の異方性に関する研究が行われるようになった。これらの研究によれば、花崗岩質岩石の異方性を特徴づける主な構造は、岩石内に選択的に配向したクラックなどの微小欠陥である。この微小欠陥の選択配向は、原位置岩盤あるいは岩石供試体の力学的性質に異方性をもたらす。このため原位置試験や室内試験において、実験結果の解釈にこれらの微小欠陥の異方性を考慮する必要性が生じてくる。しかし花崗岩質岩石の岩石組織や微小欠陥は地域的に異なる特徴を持っていると考えられ、花崗岩質岩石の一般的な特徴を解明しようとする場合、地域的な、すなわち小規模の地質区分における特徴だけでなく、広域的な特徴を明らかにしておくことがその試験結果を解釈する上にしばしば有用な情報となりうる。このような事情を考慮する時、日本における花崗岩質岩石の異方性に関する研究は極めて遅れているといわざるをえない。

異方性を考慮せずに各種の実験を行った場合、実験結果は見かけ上ばらつく。このため、そのばらつきを岩石に固有のばらつきとする考えも根強い。異方性を考慮することによってばらつきを減少させることができれば、温度や水分などの変化による岩石の力学的性質のわずかな変動をも論じることができるようになる。

今後岩盤構造物がより一般化し、巨大化していくことを考えるとき、設計などの基礎的資料として対象岩盤についてより正確な情報が必要となる。その場合花崗岩質岩石の異方

性の程度はかなり大きいことが指摘されているにもかかわらず、その情報は上述のようにはなはだ不十分といわざるを得ない。このため今後、より正確かつ系統的な実験によりその特性を把握することが必要であると思われる。また最近、岩盤・岩石内の欠陥とこれらの巨視的な挙動を関連づけるための研究が、さまざまな手法を用いて幅広く行なわれている。このことと関連して、代表的な岩石である花崗岩が実際にどのような内部欠陥を有し、どのような力学的特性を有するかをより詳しく検討することは、これらの研究の今後の発展とも関連して大いに有意義なことと思われる。本研究の主目的は、日本の花崗岩質岩石の力学的異方性を測定し、この異方性を岩石組織欠陥の分布から説明することにある。

なお、以下特に断らないかぎり花崗岩質岩石を総称して花崗岩と呼ぶことにする。これは一般に花崗岩類と称されている岩石のことであり、花崗岩、花崗閃緑岩、石英閃緑岩などが含まれる。なお商業的に「みかげ」と称されている岩石の中で、はんれい岩と閃緑岩は本研究での花崗岩の範疇には属していない。また本研究を通じて、岩石の力学的性質に異方性や強度低下をもたらす造岩鉱物内の構造、あるいは造岩鉱物間の構造を総称して微小欠陥と呼ぶことにする。このため微小欠陥には、造岩鉱物内の開口したクラックや癒着したクラック、2つ以上の造岩鉱物の粒界を貫くクラック(粒間クラック)、造岩鉱物の境界に発生した粒界クラックなどが含まれる。無載荷状態で存在するこうしたクラックを載荷に伴って生じるクラックと区別するために本研究では先在クラック(pre-existing crack)という用語を使用する。さらにこうした微小欠陥の方向がランダムでなく異方性を有する場合の表現として、「選択配向した(preferentially oriented)」あるいは単に「配向」という用語を用いる。鉱物粒の並びに異方性が存在する場合、一般に初期構造と関連している可能性が高いので、微小欠陥という用語は使用しない。鉱物粒の並びに異方性が認められる場合は、鉱物粒の平行配列というような表現を用いる。なお本研究で扱う花崗岩内の構造は微小欠陥や鉱物粒の平行配列などのような微細構造のみで、節理などの可視的な欠陥は対象としていない。

第2章では、日本の花崗岩の組織・構造を詳しく議論する。まず最初に日本の花崗岩採石場における経験則について紹介する。花崗岩採石場の石工職人の経験則、いわゆる技能を工学的な立場からどのように位置づけるかという問題は決して容易な問題ではないが、後述するように花崗岩の力学的異方性と極めて調和的であり、岩石力学的な立場からも示唆に富んだ情報を提供している。次に瀬戸内地方を中心に、いくつかの小地質区分に関して、花崗岩の異方性を特徴づける組織・構造および微小欠陥の配向面の方向について考察する。こうした検討をふまえて調査範囲を日本列島全域に拡大して微小欠陥の配向性について検討する。

第3章では、まず花崗岩における異方性の現れ方を見るために、岩石試験に用いられる機会の多い日本の代表的な岩石の構造について検討する。こうした岩石のほとんどに何らかの形で組織・構造上の異方性が認められることを示し、その中で花崗岩の異方性の特徴を明らかにする。次に、花崗岩の異方性について多くの調査・研究結果が報告されているNew England地方の花崗岩に認められる組織・構造上の特徴と日本の花崗岩の違いについて明らかにし、花崗岩の中でも変動帯に位置する日本の花崗岩の特徴を明らかにする。

花崗岩の力学的異方性について検討するためには精度の良い実験結果を得ることが望ましい。岩石試験の結果には相当のばらつきがあるという考えが一般に支配的なので、これが事実なら圧縮強度のように構造鈍感であると考えられる物理量に対して異方性を論じることは極めて難しくなる。そこで花崗岩の力学的異方性を論じる前に、第4章および第5章では岩石試験における実験精度について検討する。従来の支配的な考え方に対して、ここでは岩石固有のばらつきであると考えられてきた実験結果のばらつきを、実験方法や岩石の異方性などに起因したばらつきと、材料固有のばらつきに分離して、岩石試験にばらつきをもたらす要因について検討をする。第4章では一軸圧縮試験について、第5章では圧裂試験について検討する。

第6章では、第5章で述べた合理的な実験を行うことにより花崗岩の圧裂荷重下における強度異方性を明らかにする。ここでは、圧裂強度の強度異方性を異方性の主軸となす角度の関数として明らかにする。圧裂荷重下における岩石の変形・破壊挙動は、圧裂強度が引張強度の指標となりうるかという問題と関連して長い間論争の対象となっているが、本章ではこうした議論も踏まえて、圧裂荷重下における変形・破壊挙動についても検討する。

第7章では、花崗岩の圧縮応力下の変形破壊挙動を明らかにするため、第4章で述べた合理的な実験を行って、花崗岩が有する異方性の主軸に関して載荷方向を系統的に変化させた場合の変形・破壊挙動について検討する。またこの中で、載荷軸に垂直な方向のひずみやダイラタンシー、さらに弾性波速度やAEによる微小破壊のモニタリングを行い、異方性岩石の圧縮応力下の変形・破壊挙動および破壊機構に関する考察を行う。

第8章は結論であって各章で得られた主要な結論をまとめ、本研究の成果や有用性について検討する。

第2章 花崗岩の組織・構造における異方性

2.1 概説

花崗岩に異方性が存在することは経験的にはかなり古くから認識されており、エジプト文明にはすでにその端緒が認められる (Dale, 1923)。現在のようない機械文明の恩恵を受けることのなかった時代にあつては、岩石の割れやすい面を見つける技能が珍重されたことは容易に理解される。花崗岩の異方性に関する文献については、Dale (1923) に詳しい。それによれば、花崗岩の異方性が地質学の文献に現れるのは Charpentier (1778) であり、ここでは、花崗岩の力学的異方性が 'rift' や 'hardway' という用語で紹介されており、さらに花崗岩の異方性をもたらす構造が鉱物粒の平行配列から説明されている。Charpentier 以降、いくつかの論文が発表され rift 面を特徴づける岩石内の組織・構造が議論されている。その中の主要なものは、長石などの鉱物粒の平行配列によるとする説 (たとえば Dana, 1876) と、石英など鉱物粒内の欠陥の選択配向によるとする説 (たとえば Tarr, 1891) に分類される。また rift 面の起源について議論したものもいくつか認められる。

Dale (1923) は、1900年代初頭までの 'rift' に関する研究を検討した上で、New England 地方の多くの花崗岩採石場の調査を行い、花崗岩の異方性について系統的な研究を行っている。Dale の分類では、花崗岩で最も割れやすい面が rift 面、これと直交する2番目に割れやすい面が grain 面、この2つの面に直交する面が hardway 面と呼ばれている。花崗岩の異方性について彼の得た結論の主なものは次のとおりである。

- 1) rift 面と grain 面は石英内に選択配向したクラックよりなる。
- 2) rift 面か grain 面のどちらかがほぼ水平に近い面内にある。
- 3) rift 面も grain 面も流理構造や sheet 構造とは関係がない。
- 4) rift 面は一般に雲母の板状構造の長軸方向と一致する 경우가多く、斑状花崗岩の場合は斑晶 (長石であることが多い) の長軸方向と一致する。
- 5) rift 面や grain 面がすべての花崗岩にはっきりしているわけではなく、わずかに認められるだけの場合や、あるいはほとんど認められない場合もある。
- 6) rift 面や grain 面は、石英内の癒着したクラックの配列面 (sheets of fluidal cavities in the quartz particles) にほぼ平行である。この配列面は隣接する石英粒子に連続的に伸びる場合もある。
- 7) 石英内の癒着したクラックの配列面が rift 面や grain 面と斜交する場合もある。
- 8) rift 面や grain 面は温度によって影響を受ける。夏よりも冬の方が花崗岩は割れやすい。
- 9) rift 面は重力や現在の地殻応力場によって影響を受けている可能性がある。

また Osborne(1935) は, Laurentian 花崗岩(Quebec) について調査し, この岩石の rift 面がほぼ水平面に近く, この面は石英粒内のクラックによって特徴づけられることを明らかにしている. また grain 面が長石の(010)のへき開面や雲母の(001)のへき開面によって特徴づけられることなどを述べており, さらに花崗岩の圧縮強度の異方性がクラックの配向性から説明されている. Balk(1937)は, 花崗岩の割れやすい面をほぼ水平に近い bedding 面とこれに垂直な面で割れやすい面である rift 面, さらに両者に垂直な面である hardway 面に分類し, 例外を認めつつも, rift 面と鉱物粒の平行配列した面の方向が一致することを示している. Tuttle(1949)は, 石英粒内の液粒面(plane of liquid inclusions) に注目し, この面の方向に異方性があり, さらにその方位がかなり広い範囲(15×20miles)にわたって一様であることを明らかにしている. また, この液粒面がクラックの癒着したものであることを推論し, この面の発達程度によって生成年代に関する相対的な比較が可能であると結論している. また Plumb et al.(1984)は, New England の3箇所の採石場の花崗岩質岩盤の地圧の測定と V_p の測定を行い, さらに室内における岩石供試体の V_p の測定, 薄片の観察などを行って, クラックの選択配向と原位置地表面近傍での初期応力との関連について論じている.

日本における花崗岩の異方性に関する研究はさほど多くない. 小山(1966)は, 国会議事堂の建築に伴う岩石の調査に関連して日本各地の花崗岩について調査し, その中で岩石の割れやすい面である石目について言及している. そこでは, 石目が斜長石粒の平行配列から説明されており, 石英粒との関連は否定されている. 岡村(1965)は, 黒髪島花崗岩(山口県徳山市)の花崗岩の異方性を地質学的な立場から調査し, 黒髪島における rift 面がほぼ水平面に近く地形の影響を受けていることや, grain 面はほぼ鉛直面に近くやはり地形の影響を受けていることなどを述べている.

ここで以下の議論を簡単にするために, 花崗岩の割れやすい面に関する呼称について整理しておく. すでに述べてきたように, 英語圏の採石場では, 一般に, 花崗岩の一番割れやすい面を, rift 面と呼び, この面にほぼ直交し次に割れやすい面を grain 面, rift 面と grain 面に直交する面を hardway 面とよぶことが多い. 厳密には'rift'は「割れやすい(easy to split)」という以外の意味を有しないため, そこには「一番」という意味は込められていない場合もある(工藤, 1986 a). たとえば Barre では, 採石方法と関連して水平面が lift 面と呼ばれており(White, 1946), 鉛直面の中で割れやすい面が rift 面と呼ばれている. その際 lift 面と rift 面のどちらが割れやすい面かということはあまり問題にならない. また grain 面という呼称もこれが厳密に「2番目に割れやすい面」を意味するものでもない. 'grain'の代わりに'headgrain' と呼ばれることもあり, その意味は「リニアメントが最も強い」とい

うことを意味する。したがってリニアメントのあまり認められない、あるいはほとんど認められない岩石についてこの用語を使用することは適当でないかもしれない。さらに、hardway面という呼称は一般的に用いられているが、後に述べるように、日本の花崗岩では hardway面と呼ばれている面が、本来の意味での「割れにくい」という範疇に入らないものもある。これはこうした用語が採石場での経験的な呼称で、明確な定義を持つ学術用語として定着していないことと関連していると考えられる。しかしながら、本研究では表記上の互換性を保つ上から、英語圏の表記法に従う。すなわち割れやすい順に rift 面、grain 面、hardway面と呼ぶ。その際、割れやすさの指標としては、弾性波速度や引張強度、弾性率などが考えられるが、指標として何を選択するのかという問題についてはその都度断わることにする。議論の進行上これらの面に対して軸を定義する必要が生じるが、本研究では rift 面、grain 面、hardway 面に垂直な軸を、それぞれ R 軸、G 軸、H 軸とする。これらの配向面と軸について模式的に示したものが図-2-1である。

2. 2 日本の花崗岩採石場における経験則

2.2.1 調査方法

日本には瀬戸内地方を中心に多くの花崗岩採石場があり、石材用の花崗岩が採掘されている。これらのほとんどの採石場に石工と呼ばれる石材加工の技能集団が存在しており、伝統的な作業方法で花崗岩の採掘・加工を行っている。このため岩石との関わりにも独特なものがあり、経験則という形で独自の岩石観を形成している。このような石目(rifling)を見分ける能力もこのような経験則の一つである。石目とは花崗岩の割れやすい面のことであるが、英語圏における rift 面や grain 面同様明確な学術用語として定義されている用語ではない。

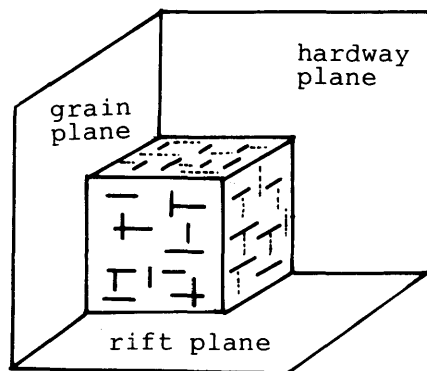


図-2-1 配向面の模式図

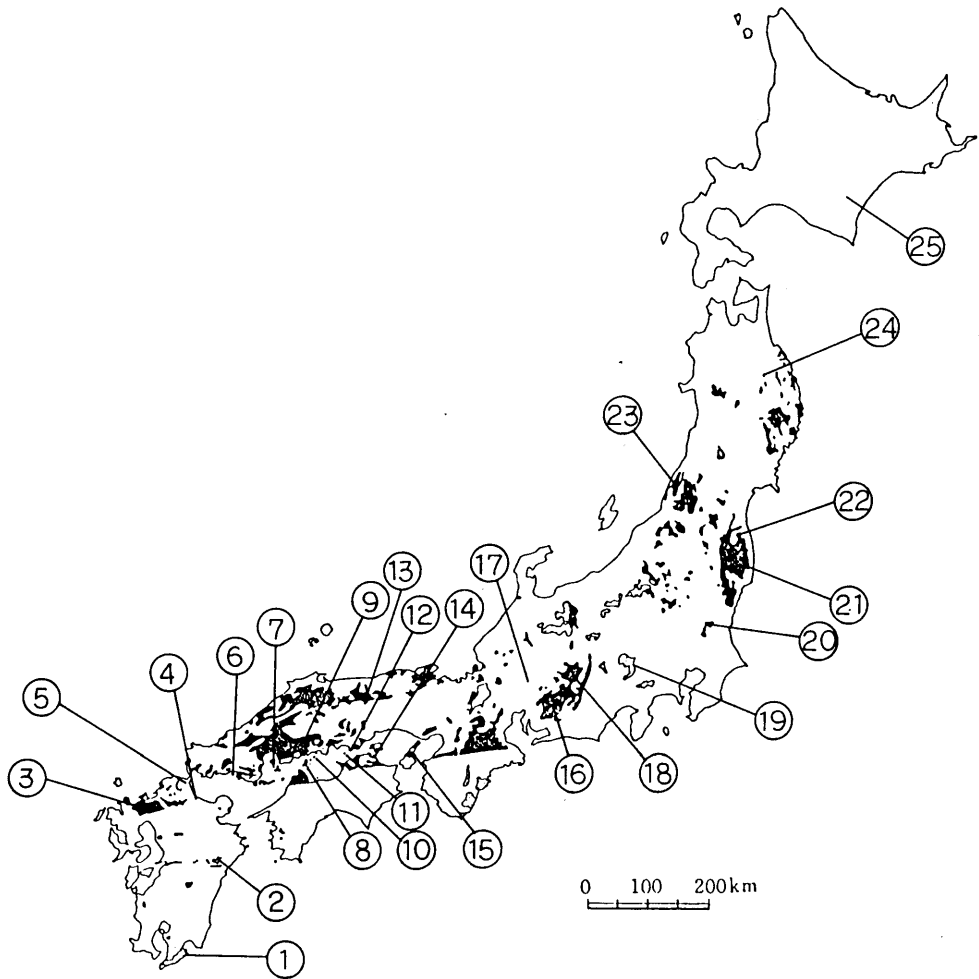


図-2-2 日本の花崗岩地帯と調査地点

そこですでにこうした呼称と採石上の経験則について検討するが、こうした調査は石工職人の存在を前提にしている。図-2-2は日本の花崗岩採石場の中でこれまでに調査された採石場の所在地を示す。調査項目は、採石場の所在地、それぞれの石目の呼称と割れやすさの程度、石目の方向、石目の識別方法などである。

2.2.2 調査結果

調査結果から、石目の呼称について代表的なものを選び、銘柄名、岩石名などと併せて表-2-1に示す。表より明らかなように、石目は、一般に、一番割れやすい面が「一番」あるいは単に「目」と呼ばれており、2番目に割れやすい面が「二番」または「二の目」と

表-2-1 各地の採石場での石目の呼称

No.	銘柄名	産地	岩石名	1	2	3
1	盛岡みかげ	岩手県盛岡市	角閃石黒雲母石英閃緑岩	一番	二番	おし
2	吾妻みかげ	福島県梁川町	黒雲母花崗閃緑岩	目	二番	三番
3	稲田みかげ	茨城県稲田	黒雲母花崗岩	目	二番	重ね
4	庵治石	香川県庵治町	黒雲母花崗岩	目	二番	重ね
5	北木石	岡山県笠岡市	黒雲母花崗閃緑岩	目	二番	しわ・むり
6	大島石	愛媛県宮窪町	角閃石黒雲母花崗閃緑岩	目	二番	しわ
7	議院石	広島県倉橋島	黒雲母花崗岩	一番	二番	こあ
8	徳山みかげ	山口県徳山	黒雲母花崗閃緑岩	目	二番	しわ

(岩石名は小島丈児氏による)

呼ばれることが多く、これらと直交する面については、さまざまな呼称がある。この「一番」と「二番」に直交する面の呼称は、「しわ(しわい)」、「むり(無理)」など、一般に「割れにくい」という意味を込めて使用していることが多い。字句に拘泥すれば、これらは「割れやすい」という意味での石目の範疇には入らないことになる。一方、一部の地域では「三番」という呼称が用いられている。これなどは「割れやすい」という範疇に属するものであろう。また「かさね」や「すくい」などの呼称は、水平方向の石目に対応するものであり、面の方向性と関連している。さらにこうした面は互いに直交していることが経験的に認識されており、これは New England 地方の採石場における経験則(Dale, 1923) と類似している。

「割れやすさ」というのは、強度異方性の経験的な概念であるが、岩石の強度異方性を特徴づけるものとしては、堆積岩を特徴づける堆積面や、変成岩を特徴づける流理面がある。こうした岩石に強度異方性が存在することはよく知られているが、これらに対して石目という表現が使われることは少ない。石目という用語で強度異方性が表現される岩石は、ほとんどが火成岩の範疇に入り、その中でも、花崗岩類が大半を占める。

2.2.3 石目の識別方法

調査結果によれば、石工職人が石目を識別する方法には2通りの方法がある。一つは、石英内のクラックの方向から識別する方法であり、いま一つは、黒雲母や角閃石など特定

の造岩鉱物の配向性から識別するという方法である。前者の場合、石英内のクラックが石目の方向に沿って優先的に並んでいることを意味し、わが国の採石場においては、一般にこの方法が多く用いられている。後者の場合は、典型的には盛岡市の石英閃緑岩の採石場で認められているのみであるが、石目の方向と流理構造(flow structure)の方向が一致しているということを示している。さらに大島花崗岩(愛媛県)や香川県丸亀沖の青木石などにもわずかにこの傾向が見られる。しかしながら、北木島花崗岩(岡山県)などでは、石目の方向と流理面は斜交しており、このことは流理構造から石目の方向を判断するという方法が必ずしも一般性を持ち得ないということを示している。

さらに各地の採石場に共通しているのは、目の方向によって表面の手触りが異なるということである。すなわち、「目肌」(一番割れやすい面の表面)は、手触りが一番なめらかで、次に「二番肌」、「シワ肌」と続く。一般に、石目を識別するためには、観察する面にある程度の面積を必要とする。すなわち、クラックから見る場合も、造岩鉱物の配向性から見る場合も、全体的な「流れ」が問題とされるため、観察面が広ければそれだけ石目の方向も正確に判断できる。強度異方性の大きな岩石では、石英内のクラックが卓越しているため、経験を積みば専門家でなくとも識別することができる。

2. 3 瀬戸内地方の花崗岩の異方性を特徴づける岩石内の構造

2.3.1 調査方法

花崗岩質岩盤の岩石組織は地域的に異なる特徴を持っていると考えられ、花崗岩質岩盤の一般的な特徴を解明しようとする場合、局所的な特徴だけでなく広域的な特徴を明らかにしておくことがその試験結果を解釈する上にしばしば有用な情報となりうる。

すでに述べたように、花崗岩の異方性を特徴づけるものが、クラックや液粒面など微小欠陥の選択配向によることがいくつかの研究によって明らかにされている。こうした微小欠陥がどの時期にいかんして形成されたかという問題については、いくつかの推論はある(Tuttle, 1949; Todd et al., 1973; Nur and Simmons, 1970; Richter and Simmons, 1977)が、現在のところ未解明の部分が多く残されている。しかしながら、これらの微小欠陥が配向性を有するという事実は注目に値する。すなわち、Plumb et al.(1984)が述べているように微小欠陥の卓越する方向が局所的なものでなく、かなり広い範囲にわたって優先的な方向性を有するのであれば、これらの微小欠陥は地殻における過去の応力履歴を反映していると考えられるので、これらの微小欠陥の方向性を明らかにし、その成因について検討することは、岩盤内の初期応力の測定などとも関連して、岩盤力学的な立場からも重要なことである。現在、岩盤内構造物の設計資料を得るため、あるいは地震予知のための基

表-2-2 花崗岩質岩石採石場における石目の配向

No.		記号	産地	所在地	rift plane	grain plane	備考(採石場名等)
1	領家帯花崗岩類	A-1	黒髪島	山口県徳山市	N49°E11°W	N21°E85°S	黒髪石材(衣1級)
2		A-2	黒髪島		N88°W11°W	N35°E80°S	黒髪石材(衣2級)
3		A-3	黒髪島		N72°E11°W	N25°E82°S	黒髪石材(新切羽)
4		A-4	黒髪島		N65°W11°W	N80°W80°S	黒髪石材(一羽島)
5		B-1	大島	愛媛県宮窪町	N S 13° E	N85°W87° S	浩成石材
6		B-2	大島		N65°E14°N	EW85° S	山西石材
7		B-3	大島		ほぼ水平	N87° E	小田石材
8		B-4	大島		N80°E12°N	N65°E83°N	黒瀬石材
9		B-5	大島		ほぼ水平	N85° E	双葉石材
10		C-1	青木島	香川県丸亀市	N10°E 2° S	N25°E88°W	金崎石材
11	C-2	青木島		N57°E88°N	N88°W 5°W	栗林石材	
12	D-1	庵治	香川県庵治町	N50°W11° S	N55°E88° S	牟礼共同石材	
13	D-2	青木島	ほぼ水平	N82° E	丸仲石材		
14	中国帯花崗岩類	E-1	倉橋島	広島県倉橋町	ほぼ水平	N79°W	呉石材
15		F-1	福山	広島県福山市	N87°W10°N	N85°E83°N	伊垣石材
16		G-1	北木島	岡山県笠岡市	N 2° E10° E	N51°E85°N	馬越道也石材店
17		G-2	北木島		N66°E10°N	N53°E85°E	高橋石材
18		G-3	北木島		EW 11° S	N48°E89°E	檜垣石材
19		G-4	北木島		N78°E 8° N	N27°E85°E	馬越武逸石材
20		G-5	北木島		ほぼ水平	N43° E	村上石材
21		G-6	北木島		N30°E 3°W	N51°E90°	河田石材
22	G-7	北木島		N35°E11°W	N22°W85°E	鶴田石材	
23	G-8	北木島		ほぼ水平	N 3°W	赤瀬石材	
24	H-1	万成	岡山県岡山市	N39°E13°W	N81°W	光田石材(富山)	
25	H-2	万成		N30°W11°E	N81°E	光田石材(龍王谷)	
26	I-1	小豆島	香川県小豆郡	N77°W 8° N	EW	中塚石材	

礎的研究を主目的にして、測地学的な方法(たとえば原田、葛西、1971)、応力解放法(たとえば Merrill and Peterson, 1961)、水圧破碎法(たとえば Hubbert and Willis, 1957)、活断層による方法(たとえば岡田、安藤、1979)、地震学的な方法(市川、1966)など、種々の地殻や岩盤内の応力測定法が提案され注目すべき結論が得られつつある。しかしながら一方で各測定方法は固有の欠点や改良すべき点を残しており、必ずしも各測定結果が一致しているとはいいがたい(小出ほか、1986)。こうした点を考慮すれば、各測定方法による相補的なデータの活用を考えるべきであろう。本研究では、まず調査地域として瀬戸内地方を設定した。この地方は、例えば測地学的な方法では一定の傾向が認められておらず、また活断層による方法では空白域を形成している地域であり調査の意義は大きいと考えられる。

本研究では花崗岩の異方性の地域特性を明らかにするため、瀬戸内地方にいくつかの調査地点を設定し、原位置における花崗岩質岩盤の石目の方向に関する調査、岩石供試体による弾性波速度 (V_p) 試験および岩石薄片の観察を行う。そしてこの結果をもとに瀬戸内地方での花崗岩質岩盤内の微小欠陥の配向性について検討する。この地域は地質学的な分類からすれば西南日本内帯に属し、花崗岩は領家帯の花崗岩と広島花崗岩帯の岩石に分類される。調査地点の選定に当たっては、風化作用などによる微小欠陥と区別するため新鮮な露頭が存在することを第一の要件とした。さらに洗練された石工職人の石目を識別する能力を参考にするため、こうした技能集団の存在も考慮した。このことは、石目に関する情報が本研究を進める上で有用となりうると考えたからである。本研究では、こうした採石場の石材用の岩石のみを取り扱っている。このため例えば山口県東部に見られるような片麻状花崗岩は石材用の岩石として不適當であるという理由で省かれている。さらに同じ地域であっても採石場ごとに造岩鉱物の粒形や「割れやすさ」の程度が異なるため、できるだけ同じ地域に複数の測定点を設定した。

rift 面や grain 面の方向の測定は、採石場における石工職人の経験則を基本にしており、採石場に石目に沿う壁面が露出している場合には、原位置でその壁面の走行および傾斜角を測定した。またこうした壁面がない場合は、できるだけ直交関係になるような複数の壁面で、石目の方向を記入し、計算により三次元的な位置関係を明らかにした。走行角の記載に当っては偏角補正を行っている。

2.3.2 調査結果

調査結果を表-2-2に示す。これより rift 面の走行、傾斜が明らかなもののみを選択してシュミット網に整理したのが図-2-3である。図からまず明らかなことは、香川県青木島の

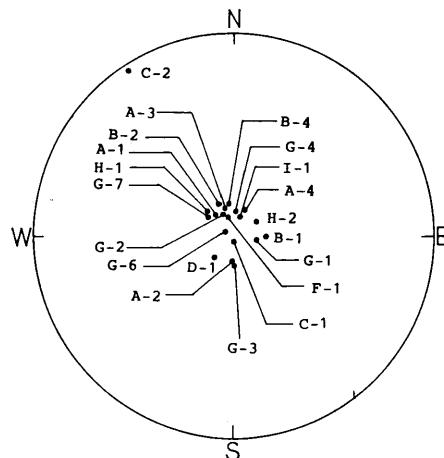


図-2-3 瀬戸内地方における grain 面のシュミット投影

一例(図中 c-2)を除けば瀬戸内地域における rift 面の方向がほぼ水平に近いということである。調査地点が瀬戸内地域のほぼ全域を網羅していることから考えれば、このことは瀬戸内地方の一般的な特性であるということが推察できる。

grain 面が優先的な方向性を有するかどうかという問題は石目を構成する微小欠陥の成因の問題などと関連して特に重要である。岡村(1965)が黒髪島花崗岩について行った石目の方向に関する調査結果によれば、grain 面は卓越した方向性を有していない。これに対し、Plumb et al.(1984)は New England の花崗岩について、広い範囲を統計的に解析すれば、先在クラックの方向が特定の方向に卓越することを指摘している。ここで grain 面の地域的特性を詳しく見るために、大島、北木島の調査結果について検討する。この地域の採石場においては grain 面の傾斜はほぼ鉛直に等しいので、走行のみを示したものが図-2-4である。大島については、地形とほとんど関係なく、いずれの採石場でも $N70^{\circ}E \sim N80^{\circ}E$ の走行が卓越していることが認められる。また北木島でも、測定された 8 地点の調査地点の内、6 地点までが $N60^{\circ}E$ 近傍の走行が卓越しており、2 地点のみ NS 系の走行が卓越している。このことは、小地質区分内では、石目の方向が極めて類似した傾向をもつことを示している。

次に、瀬戸内地域における grain 面の大まかな傾向を見るために、grain 面の走行、傾斜が明らかな採石場についてシュミット網に整理した結果を図-2-5に示す。図-2-3に示すように rift 面はほぼ水平でありこれに直交する grain 面はほぼ鉛直面となる。そこで grain 面の傾斜が明らかでない調査地点については、図の外に矢印で走行を示してある。図より WNW-ESE および WSW-ENE の走行が卓越しており、瀬戸内地方という比較的広い範囲で考

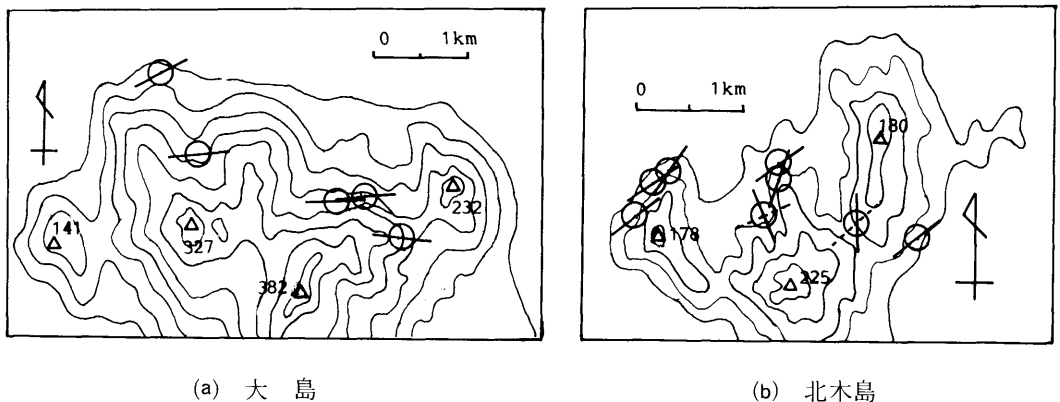


図-2-4 大島、北木島における grain 面の走行
(○印は rift 面が水平であることを示す)

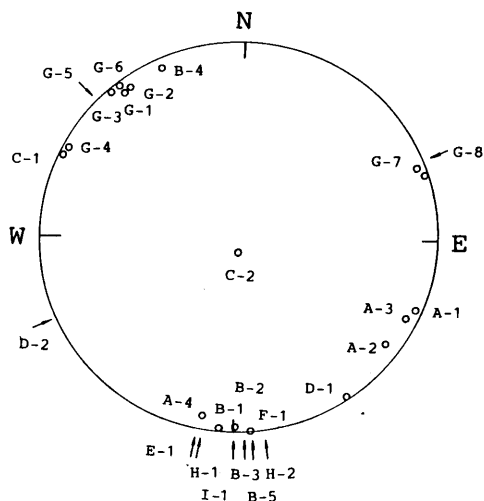


図-2-5 瀬戸内地方における grain
面のシュミット投影

た場合も、石目が卓越した方向を有していることが認められる。

ここで青木島花崗岩は図-2-3および図-2-5においてその傾向が例外となっている。この岩石は最も割れやすい面がほぼ垂直、次に割れやすい面がほぼ水平である。筆者らはこれを慣用上 rift 面、grain 面と統一して呼んでいるものであり、その順序は割れやすさ以外の意味を有していない。たまたま他の岩石とは逆に水平方向より垂直方向により割れやすい面が形成されたとすればこの例外はなくなる。

2.3.3 弾性波速度試験

これまでに述べてきた手法は、採石場における経験則に着目して、花崗岩の異方性に關する大まかな特性を記述することにあつた。しかしながら、この方法は経験則に依拠したものであり、微小欠陥について検討する前に、この方法の有効性を確認し、さらに rift 面、grain 面、hardway 面の各面の発達程度の検討を行う必要がある。このために測定が比較的容易で非破壊的に検討が可能な弾性波伝播速度(V_p)を測定した。

V_p の測定は、まず発信器より継続時間 $1 \mu\text{s}$ の矩形パルスを発信用の圧電振動子(PZT-6, 共振周波数 1MHz)に送る。発信されたパルスは供試体を透過した後、受信用振動子で受信され、プリアンプにより増幅された後トランジェントレコーダに記録され、透過に要する時間から弾性波速度が求められる。 V_p 測定のプロックダイヤグラムを図-2-6に示す。振動子の共振周波数は 1MHz で、プリアンプは DC~2MHz を $\pm 1\text{dB}$ で増幅可能である。トランジェントレコーダのサンプリング間隔は 50ns を採用している。供試体は円柱状であ

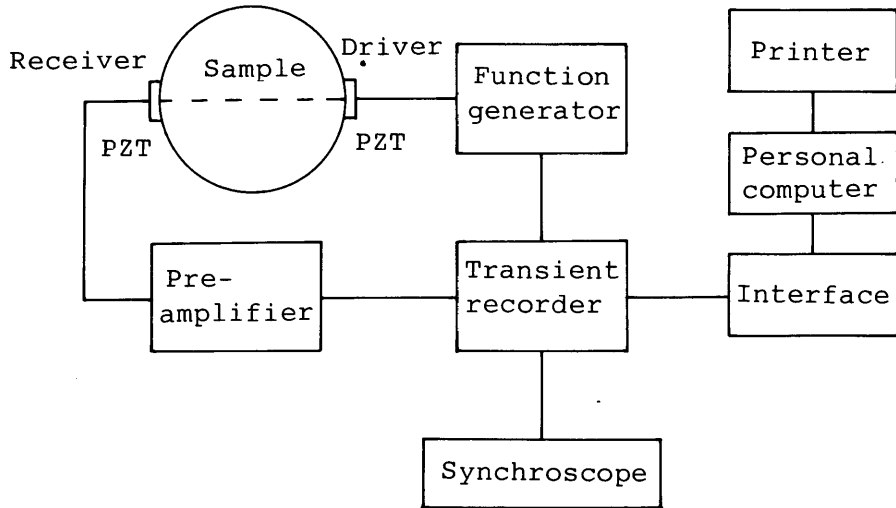


図-2-6 弾性波速度測定装置のブロックダイアグラム

りその直径は43mm~48mmである。測定に当っては、石目に垂直な方向に抜き取られた試料の円周方向に測定径路を設定し、試料の直径とこれを弾性波が伝播するに要する時間から V_p の値を決定した。測定はすべて気乾状態で行われている。

図-2-7に、大島花崗岩(愛媛県宮窪町)について、発振矩形波形とそれぞれの石目である rift 面, grain 面, hardway 面に対して垂直(それぞれ R, G, H 軸方向)に進行するパルスの受信波形を示す。発振振動子に加えられる電気パルスは単一の矩形パルスであるが振動子の自由振動などにより伝達, 受信される波形は図に見られるようなものになっている。これによると, rift 面に垂直な方向に進行したパルスの受信波形は比較的振幅も小さく, ま

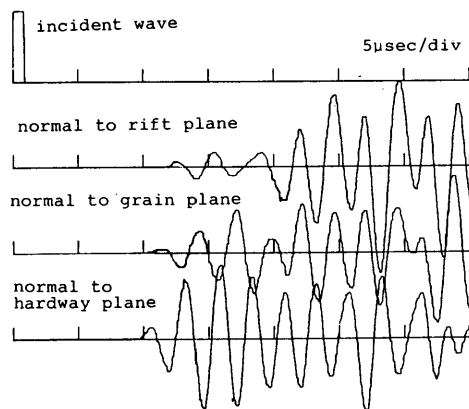


図-2-7 大島花崗岩内を伝播する弾性波の波形

た波動の到達時間も他と比較して遅くなっている。これに対してH軸方向に進行するパルスの受信波形は一般に振幅も大きく、波動の到達時間も他のものと比較すると早い。さらに、hardway面に垂直な方向(H軸方向)に進行するパルスの方向と15°~30°斜交して進行するパルスを比較すると、到達時間はほとんど同一であるが、後者の方の振幅が若干大きくなる傾向が認められる。このことは、無載荷状態において、岩石内部にすでにクラックが存在し、しかもそのクラックが石目の方向に配向性を有することを示唆している。さらに V_p の特性について詳しく検討するために、R、G、Hそれぞれの軸を供試体軸とする供試体を、軸回りに15°の間隔ごとに回転させながらrift面、grain面、hardway面内で測定した V_p を図-2-8に示す。rift面およびgrain面内の測定における0°の位置は、H軸方向に一致しており、H面内の測定における0°の位置は、G軸方向に一致している。測定結果によると、rift面内およびgrain面内において、H軸方向に進行するパルスの V_p はそれぞれの図において0°で与えられ、それぞれ約4400m/sでありほぼ同じ値となっている。またrift面内およびhardway面内におけるG軸方向の V_p は、それぞれの図で90°と0°で与えられ、さらにgrain面内およびhardway面内におけるR軸方向の V_p は、それぞれの図で90°で与えられているが、いずれもほぼ同じ値となっている。

調査地点のすべての供試体に対して得られた V_p の測定結果の中から代表的なものを3組選んで図-2-9に示す。図中0°および90°は採石場で判定された石目の方向と一致している。図よりまず明らかなことは、大島花崗岩でも認められたように、これらの岩石内を伝播する弾性波が、大まかにみてrift面に垂直に進行する波動、grain面に垂直に進行する波動、hardway面に垂直に進行する波動の順に、最大、中間、最小の速度になるという点であ

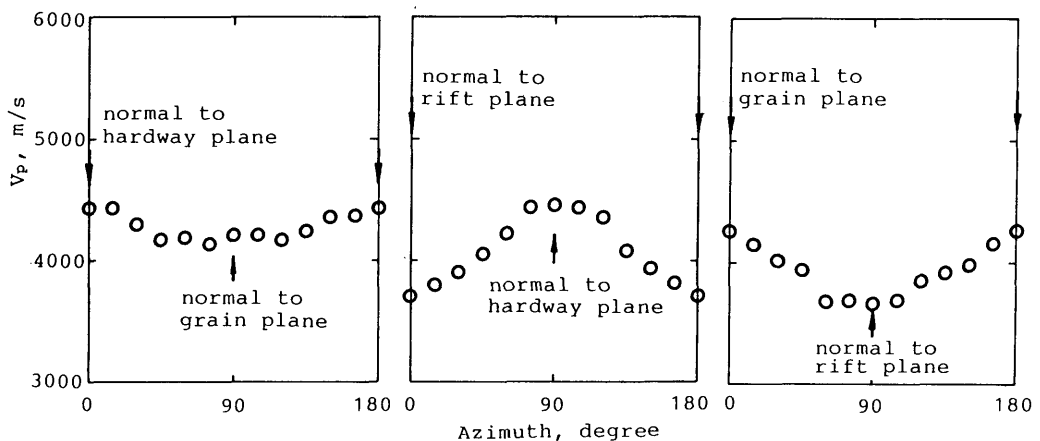


図-2-8 大島花崗岩内を伝播する弾性波速度の異方性

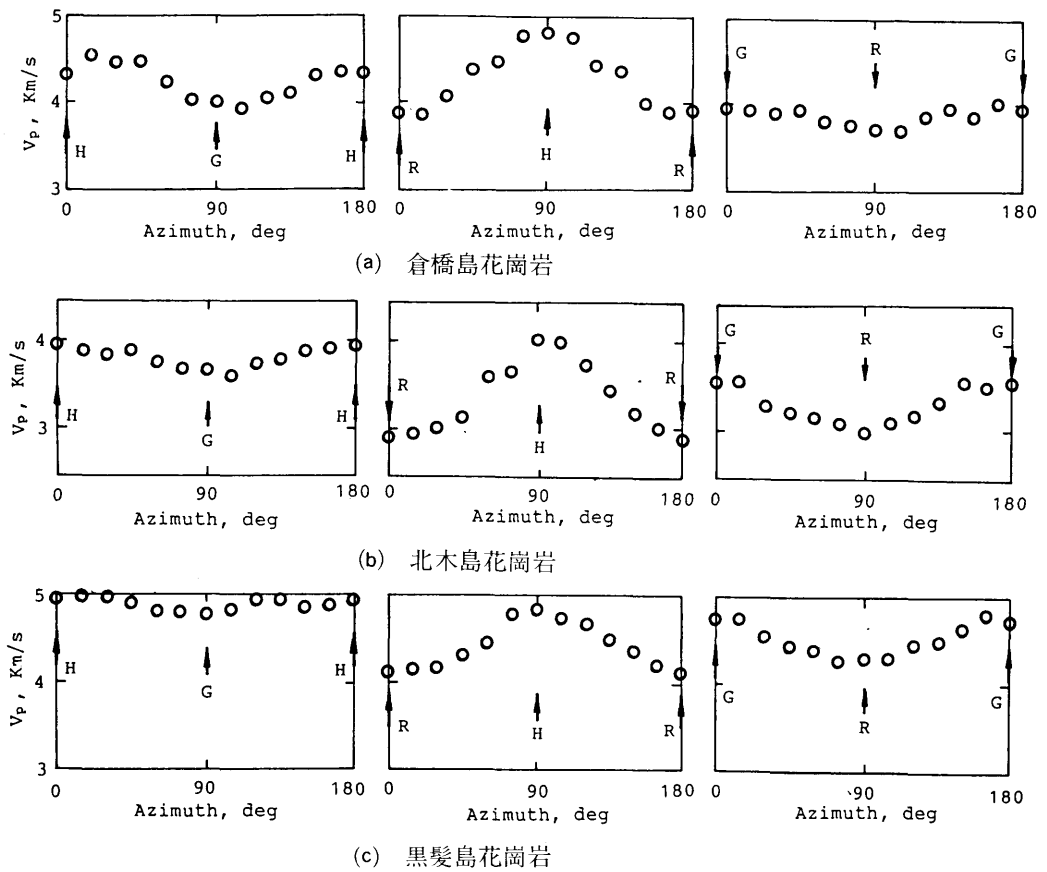


図-2-9 弾性波速度の異方性

る。さらに弾性波速度曲線が 0° および 90° の面に対してほぼ対称性を有しているのも共通した特徴である。このことはこれらのすべての岩石がほぼ直交異方性を有すること、さらに採石場で判定された石目の方向がほぼ岩石内の微小欠陥の方向と一致していることを示すものである。

ここでそれぞれの岩石の異方性の発達の程度を検討する。倉橋島花崗岩の場合は、grain面に垂直に進行する波動がhardway面よりもむしろrift面に垂直に進行する波動の速度に近い。したがって、rift面およびgrain面のクラックが同程度によく発達していることを示唆している。これに対して、黒髪島花崗岩では、rift面に垂直に進行する波動のみが大きく減少し、grain面がむしろhardway面に近いような特性を示している。このことは、rift面のクラックのみがよく発達していることに対応するものであろう。これに対して、北木島産の花崗岩では、grain面に垂直な方向の速度はrift面とhardway面に垂直な方向の速度の中間的な値となっており、grain面が中程度に発達していることが推察され

る。このように V_p の測定は岩石の内部の構造に対して豊富な情報を提供する。

次に局所的な領域内での V_p の変動について調べるため、黒髪島の近接する3箇所の採石場から得られた岩石供試体に関する弾性波速度について検討する。これらの採石場は地形上は、半径500mの円の中に包含されるが粒形や組織に相違が認められ、販売用の銘柄名も異なっている。これらの岩石について、速度異方性が最も大きく現れる grain 面に平行な面の V_p を測定した結果を図-2-10に示す。これらの岩石で hardway 面に垂直に伝播する V_p の値はほぼ等しいものの rift 面に垂直に伝播する V_p の値はかなり異なっている。すなわち異方性の発達の程度は近接した地域でもかなり異なっており、このことはクラックの発達程度に局所的な原因、たとえば応力場が影響を与えていることを示唆している。

2.3.4 花崗岩内の微小欠陥の観察

これまで弾性波速度試験の結果などから岩石の内部構造について推定してきたが、これらの内部構造を直接観察することは、花崗岩の異方性を検討していく上で重要である。岩石の内部構造を直接に観察する代表的な方法として光学顕微鏡による方法、走査型電子顕微鏡による方法(たとえば Sprunt and Brace, 1974)、透過型電子顕微鏡による方法(たとえば Boland and Hobbs, 1973)などがあり、それらはまたいくつかの方法に分類される。本研究では、花崗岩を構成する造岩鉱物の粒径が比較的大きいこと、そのために観察に広い視野を必要とすること、さらに岩石組織との関連で議論する際に有効であるという理由から光学顕微鏡による観察を行った。光学顕微鏡による観察については分解能や薄片製作に伴って生じるクラックなどの問題が指摘されている(Sprunt and Brace, 1974)が、本研究では、力学的に顕著な影響を与える組織や構造については光学顕微鏡で十分であると考

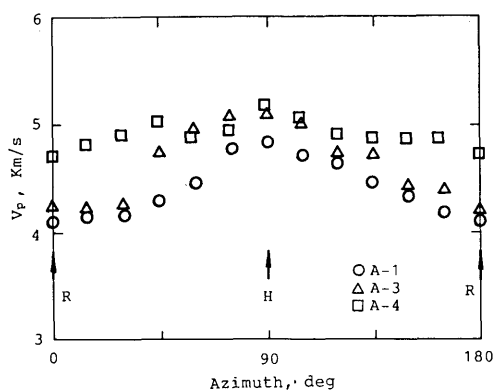


図-2-10 黒髪島花崗岩の弾性波速度の異方性

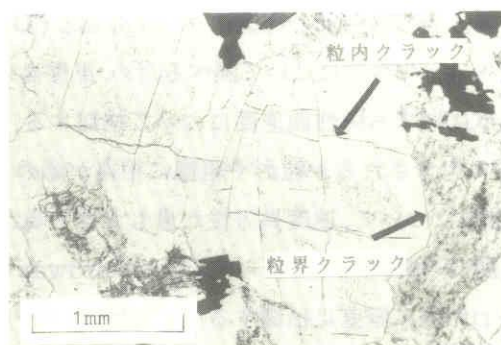
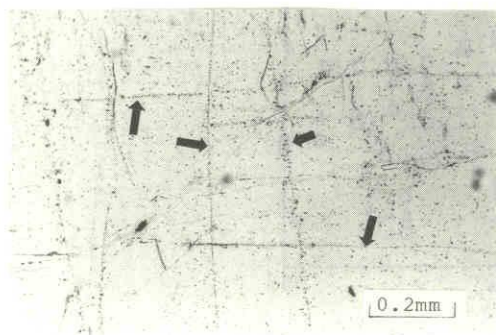


写真-2-1 粒内クラックと粒界クラック (北木島花崗岩)

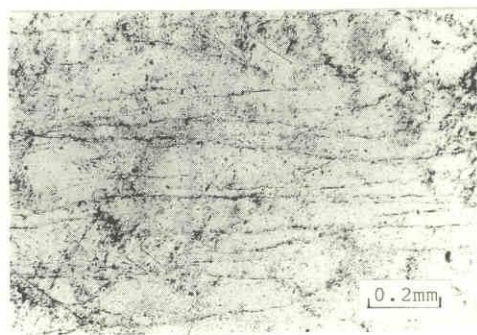
えている。花崗岩採石場で基本的な方向を記載した岩石について、観察面がそれぞれ石目の方向と平行になるように、かつ薄片の長片，短片方向が石目の方向と一致するように薄片を作製した。すなわち1つの岩石につき3個の薄片が作製される。薄片の厚さは約2/100mmである。

ここでは薄片の観察によって微小欠陥の存在様式を岩石組織との関連で明らかにすることを主目的としている。花崗岩の異方性を特徴づける微小欠陥にはいくつか考えられるが、なかでも花崗岩の異方性に大きく寄与する微小欠陥と考えられるクラックと液粒面を取り上げた。さらに、クラックについては写真-2-1に示すような粒内クラックと粒界クラックに分類した。粒界クラックについても異方性が認められるという報告もある(Peng and Johnson, 1972)が、その程度は小さいと考えられるので、本研究では主に粒内クラックについて検討した。また石英粒内から長石内に伸張するクラックもしばしば認められるが、これらは石英内のクラックとして処理している。液粒面については、写真-2-2に示すように、石英内の液粒面と長石内の液粒面に分類した。

最初に、各地域ごとに微小欠陥がどのような形で存在するかを調べるために、まず北木



(a) 石英内の液粒面 (北木島花崗岩)



(b) 長石内の液粒面 (倉橋島花崗岩)

写真-2-2 液粒面

島および大島産の岩石内の微小欠陥について、それぞれ8箇所および4箇所の採石場(図-2-4参照)の岩石の薄片を作製し検討した。その結果、それぞれの地域での各面内の微小欠陥は各薄片内ではほぼ同じ傾向を示すことが見出された。すなわち北木島では rift, grain および hardway 面の順に、石英内のクラック、石英内のクラックと液粒面の共存、石英内のクラックと液粒面の選択配向が認められる。また大島産では、rift 面および grain 面はほぼ同様であるが、hardway 面では長石内の液粒面の選択配向が支配的であることが認められた。また他の地域の岩石についても裸眼での観察や V_p の計測によって rift 面の微小欠陥は石英内のクラックによることが認められた。以上のことから他地域の岩石の調査に際しては薄片観察は各地域それぞれ1箇所の岩石に限ることとし、grain および hardway 面を特徴づける欠陥を主として検討した。

こうして各地域の石目を特徴づける微小欠陥について、微小欠陥の種類とそれが存在する造岩鉱物について分類したのが表-2-3である。弾性波速度試験の結果からも推測されたように、ほとんどの岩石で、rift 面は石英粒内の開口したクラックが支配的な役割を果しており、grain 面についても石英粒内のクラックあるいは石英粒内の液粒面により特徴づけられている。さらに hardway 面を支配する微小欠陥は、石英粒内の開口したクラック、石英粒内の液粒面、長石粒内の液粒面と多様である。

表-2-3 花崗岩質岩石の石目を特徴づける微小欠陥構造

記号	産地	岩石名	rift 面	grain 面	hardway 面
A	黒髪島	花崗閃緑岩	クラック (石英)	クラック (石英) +液粒面 (石英)	クラック (石英)
B	大島	花崗閃緑岩	クラック (石英)	クラック (石英) +液粒面 (石英)	液粒面 (長石)
C	青木島	花崗閃緑岩	クラック (石英) +液粒面 (石英)	クラック (石英)	クラック (石英)
D	庵治	花崗岩	クラック (石英) +液粒面 (石英)	クラック (石英) +液粒面 (石英)	クラック (石英) +液粒面 (石英)
E	倉橋島	花崗岩	クラック (石英)	クラック (石英) +液粒面 (石英)	液粒面 (長石) +液粒面 (石英)
F	赤坂	花崗岩	クラック (石英)	クラック (石英) +液粒面 (石英)	液粒面 (長石) +クラック (石英)
G	北木島	花崗閃緑岩	クラック (石英)	クラック (石英) +液粒面 (石英)	クラック (石英) +液粒面 (石英)
H	万成	花崗岩	クラック (石英)	クラック (石英) +液粒面 (石英)	特になし

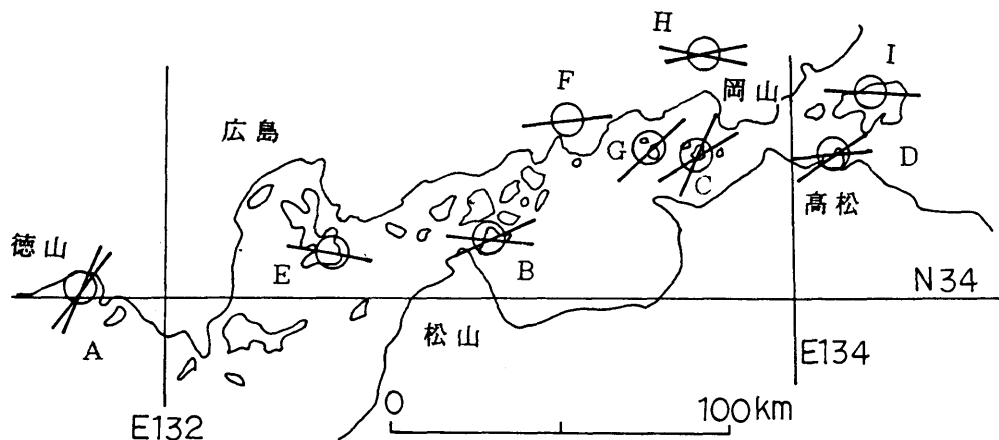


図-2-11 石英内の微小欠陥の配向面の走行

2.3.5 微小欠陥の方向性から見た岩盤の異方性に関する検討

これまで述べてきた石目に関する表記法は、採石場における用語を踏襲したものであり、原位置応力などとの関連で議論する場合は、これまで示した測定結果をこうした立場から整理しておく必要がある。多くの測定結果が示すように、日本列島の地殻内の最大圧縮応力の方向は水平面内にあり他の2つの主応力の一つが鉛直方向である。このことはこれまで述べてきた石目に関する調査結果とよく一致している。そのためこの応力場に対応させてこれまで述べてきた微小欠陥をほぼ、水平に発達した微小欠陥とほぼ鉛直に発達した微小欠陥に分類して検討することにする。これらを整理して地図上に示したのが図-2-11である。図より瀬戸内地域の花崗岩は例外なくほぼ水平面内に選択的に配向する微小欠陥を有し、表-2-3とも併せて考えるとこれらは石英粒内のクラックあるいは石英粒内の液粒面によるということがわかる。さらに鉛直方向に選択的に配向する微小欠陥のうち、石英内のクラックによって支配される面の走行は、若干地域的な差異は認められるもののWNW-ESEとWSW-ENEの方向に卓越している。

次に、鉛直面内に選択的に配向する微小欠陥のうち、長石内の液粒面によって特徴づけられる面について述べる。表-2-2からも明らかなように、大島産の花崗岩、倉橋島産および赤坂産の花崗岩には鉛直面内に長石粒内の液粒面の選択配向が認められる。これらの液粒面は、カリ長石と斜長石の粒界では連続して分布するが、石英との粒界では停止し、石英粒内に伸張することはない。また液粒面の密度は例えば大島産の場合は1mm中に約20個というような極めて高い密度で存在している。さらに薄片面をこれらの液粒面と一致させた場合、写真-2-3に示すような石英粒内に開口したクラックの系と斜交する他の直交する

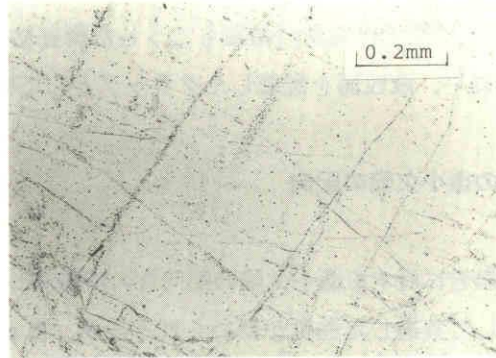


写真-2-3 水平面 (長軸方向) 内のクラックに斜交する液粒面 (大島花崗岩)

液粒面の系が認められる。これら液粒面の系は薄片面に垂直である。すなわち石英粒が結晶後に少なくとも2回の異なる応力履歴を受けたことが推察され、その際液粒面に垂直な軸を中心に回転していることがわかる。長石内の微小欠陥が液粒面であることを考えると、現在の rift 面および grain 面より古い微小欠陥であることを示している。Tuttle(1949) は、液粒面の生成・発達過程を、1)石英粒内での微小クラックの生成と流体による充填 2)珪酸の選択的溶融と沈澱によるシート状構造の形成 3)引続く溶融・沈澱による液粒面の発達による球状の液体包有物による液粒面の形成、という発達段階を示し、液体包有物の発達の程度を観察することによって生成年代に関する相対的な評価が可能であることを示している。これまで述べてきた日本の花崗岩の特徴に照らして検討した場合、こうした説明はかなり説得的である。石英と長石という造岩鉱物の相違はあるが、長石内で観察される液粒面が石英粒内のものに対して包有物も微細でよく発達している。このことは長石粒内の液粒面が石英粒内のクラックなどに比べて古期のものであるということを示すものであると考えられる。これらの地域における長石粒内の液粒面の方向を示したのが図-2-12である。図よりこれら液粒面がほぼ NNE-SSW の方向となっており、花崗岩内の微小欠陥の古期のものがこの方向に対応した応力場によって形成されたことを示唆している。横山(1984)がこの地域の岩脈の方向を検討して、この地域の応力場が東西方向と南北方向に何度か交番

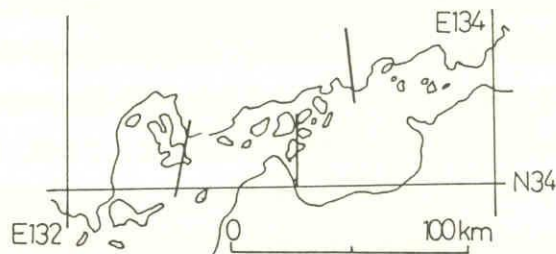


図-2-12 長石内の液粒面の走行

したことを述べているが、本研究で得られた結論もこうした調査結果とよく一致している。なお以後 Tuttle(1949)に従い、液粒面を癒着したクラックとして扱う。

2. 4 日本の花崗岩内の微小欠陥の配向

2.4.1 試料の採取

前節で瀬戸内地方の花崗岩に対する微小欠陥の配向性の特徴について検討し、こうした比較的大きな地質区分に対して共通した性質が認められること、あるいはその地域に固有の微小欠陥の配向が認められることを述べた。本節では調査地域をさらに拡大し、日本列島内の花崗岩に対してその微小欠陥の配向性を検討する。瀬戸内地方ほど採石場が密に分布していない地域もあるため、こうした地域の傾向を知るために採石場以外の花崗岩についても検討する。このため本研究で対象とする試料には、採石場のものと採石場以外のものが含まれている。前者については、石工職人の採石に関する経験的な知識が、異方性軸を決定する上で重要な情報を与えること、採石場では新鮮な露頭まで深く掘り下げられており、風化や地形による外乱が比較的少ないためクラックに関する情報を得る上で有効であることなどの理由によって積極的に採用した。しかしながら、地域によっては比較的大きな花崗岩の岩体を有するにもかかわらず、採石場が存在しなかったり、石材として不適当であるという理由だけで採石の対象にならない場合もあり、できるだけ密に調査するという立場から、採石場以外の岩石についても採取した。試料採取に当っては、研究の性格上岩盤からの採取を原則とし、実験室内で原位置での方向の復元が可能となるように、岩盤から小岩塊を剥離させる前に岩石表面に必要事項を記載した。調査対象地域は38地域、106地点である。

2.4.2 薄片観察によるクラック配向面の決定方法

クラックの配向面の決定方法にいくつかの方法が考えられる。弾性波速度試験や静水圧試験などの力学試験によっても可能である。しかしこれらの方法では、角度の分解能が十分でなかったり、風化のある程度進行した岩石については優先方位の決定が困難であるため、本研究では補助的な手段としてのみ採用し、主要な決定法は薄片の観察によった。また薄片の観察結果により得られたクラックの方向が、石工職人の経験則と一致しているものについては、角度の決定にこれらの経験則を採用した。これは、薄片から優先方位を決定する場合、クリノメータによる原位置での角度の測定、岩塊の切断整形、薄片の製作という過程で角度に関する誤差が累積される可能性があるためである。

従来の研究(Plumb et al., 1984 工藤ほか, 1986)や日本の花崗岩に関するこれまでの調

査により、花崗岩内のクラック分布がほぼ直交異方性を有していること、さらに主軸のうちの2つはほぼ水平面内にあることなどが推察されるため、薄片の一つは水平面と平行なものを作製し、これより鉛直面にほぼ平行に配向するクラックに関する情報を得ることとした。さらに鉛直面に平行な薄片を作製し、これより水平面にほぼ平行に配向するクラックに関する情報を得た。すなわち一つの岩石について最低2個、一般に3個の互いに直交関係にある薄片が作製されるが、原位置での方位に関する情報は薄片の段階まで保存されている。

2.4.3 日本の花崗岩内のクラック分布

図-2-13にこれまでに調査したわが国の花崗岩内のクラック分布を示す。図中○印はほぼ水平面内にクラックの選択的配向が認められることを示し、実線がほぼ鉛直面内に配向するクラックの優先方位を示す。しばしば鉛直面内に互いにほぼ直交するクラックが認められることがあるが、この場合は実線の長短で相対的なクラック密度の違いを示してある。採石場では「割れやすい面」が時として直交異方性からわずかに外れることが経験的に認識されており、瀬戸内地方の採石場の一部ではこうした構造を「行方(ゆきがた)」と呼んでいる(工藤ほか, 1987a)。このことは薄片観察によるクラック分布の直交異方性からのわずかのズレとよく一致している。しかしながら、ここでは厳密な統計解析を行うことが目的ではないので、単純に鉛直面内で最もクラックが卓越した方向とこれに直交する方向を記載している。

図-2-13よりまず明らかなことは、調査されたすべての岩石についてほぼ鉛直面内に優先方位を有するクラックが認められることである。さらにこれらの方向は日本列島内で同一の方向を有するわけではないが、かなり広い範囲にわたって類似した傾向を示している。たとえば比較的調査地点の数が多い西南日本内帯を例にとれば、多くの地域でEWあるいはENE-WSWのクラックが卓越している。また内帯の東縁ではこれらの方位が中央構造線に沿って折れ曲がっているようにも認められる。東北日本では調査地点の数が十分とはいえないが、得られたデータから見る限りやはり一定の傾向が認められるようである。

水平面内にクラックの配向性が認められるかどうかという点についても広域的に類似した傾向が認められる。すなわち西南日本内帯では例外なく水平面内にクラックの配向が認められる。特に広島花崗岩帯および中国帯の花崗岩の採石場では、ほとんどの調査地点でrift面がほぼ水平面内にあり、他のクラックの配向面と比較してクラック密度が高い。これに対して西南日本内帯の東縁ではrift面がほぼ鉛直に近い面で、grain面がほぼ水平面となる採石場も多い。さらに東北日本の南部になると、この傾向が顕著になる。たとえば稲

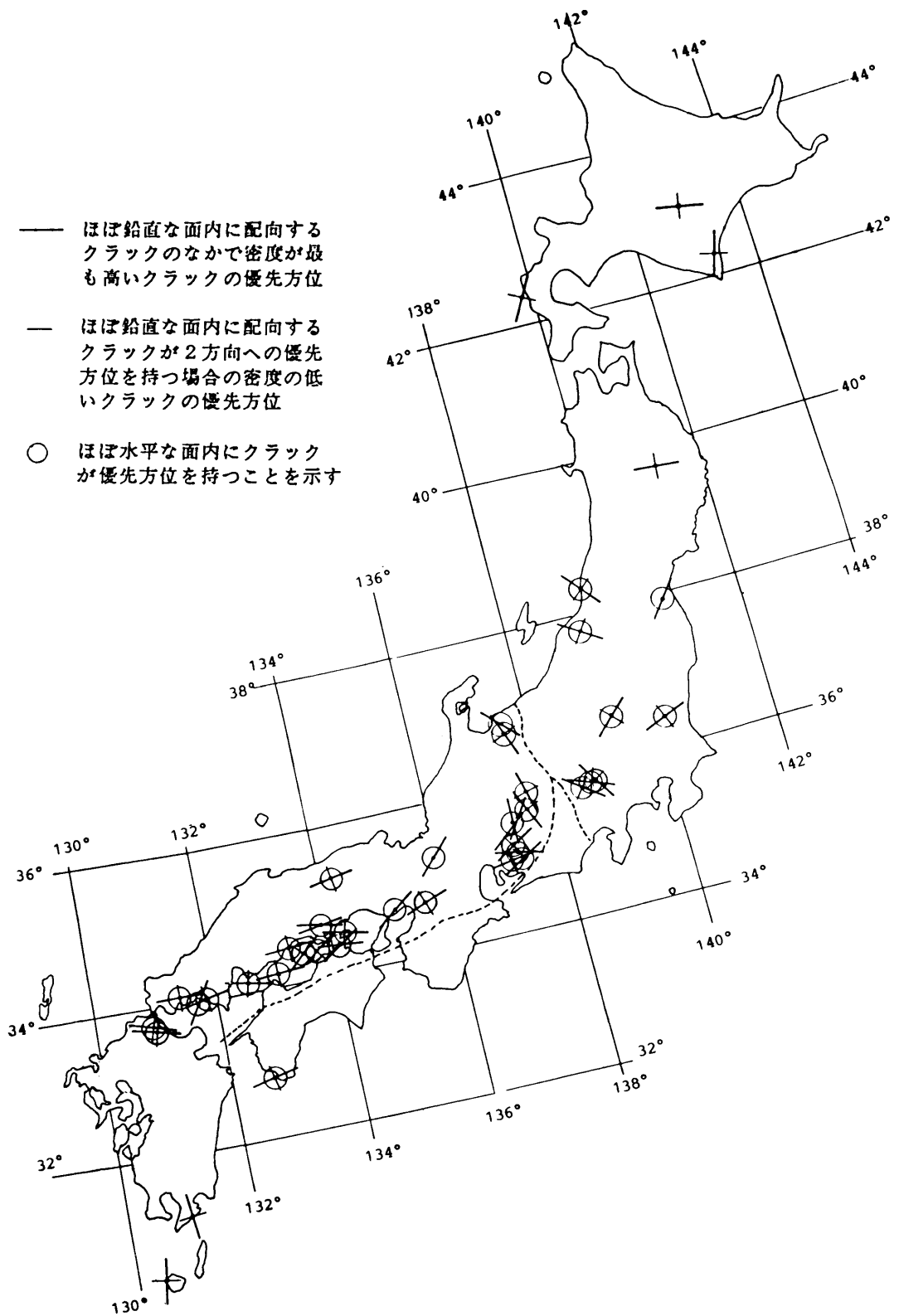


図-2-13 日本列島の花崗岩のクラックの優先方位

田(茨城県)の採石場では、ほぼ水平に近い面が *hardway* 面となっており、薄片の観察結果もこれとよく一致している。すなわち図-2-13では同じ記号(○印)で示されていてもクラックの密度はかなり異なっている。

少なくない調査地点で互いにほぼ直交する3つの面のそれぞれにクラックの選択的配向が認められた。このことは当該の岩石がたどった複雑な応力履歴を反映しているものと考えられて興味深い。すなわち同時に直交する3方向にクラックを生じさせるような応力場を想定することは困難であるから、クラック生成の歴史が問題となる。クラック相互の幾何学的形状や、クラックが開口したクラックであるか癒着したクラックであるかという判断などからその岩体の応力履歴を推定できる可能性も考えられる。

2. 5 まとめ

以上述べてきたように、本研究では採石場における石目に関する経験則を手がかりに瀬戸内地方、さらには日本の花崗岩内のクラック分布について検討してきた。さらに弾性波速度試験により異方性の発達程度の検討を行うとともに薄片の製作によって岩石内部の微小欠陥を直接観察し、これらの微小欠陥を分類し検討を加えてきた。その結果、花崗岩質岩盤内の微小欠陥の配向面はほぼ直交異方性を有することが明らかになった。多くの地域ではこの配向面の一つが水平面に一致する。このため残りの配向面はほぼ鉛直面となる。また配向面の方向は同一岩体内ではかなり類似した傾向を示し広域的にも比較的類似した傾向が認められる。力学的異方性の程度はこうした地域内でも局所的にかなり変動するが、岩石内の微小欠陥は同質のものである。さらに調査したすべての地域で、石英内の開口したクラックあるいは癒着したクラックによって特徴づけられる微小欠陥が認められ、このことは力学的異方性がこうした石英内の欠陥と関連していることを示唆している。

以上、本研究で明らかにされた日本の花崗岩の微小欠陥の選択配向は、原位置における応力測定やこの地域における地殻応力場の解析に対して基礎的な資料を提供するものと考えている。本研究ではクラックの配向面の決定に関してはクラックの定量化に関する手法は用いられていないが、今後さらに詳細な議論をしていく上ではこうした手法も必要となろう。さらにクラックが力学的性質に及ぼす影響を考慮する場合、すなわちクラックが存在する鉱物粒の種類やクラックの形状についてさらに詳しく分析していくことも必要であろう。

【参考文献】

- Balk R., 1937, Structural behavior of igneous rock, Geol. Soc. Amer. Mem., 5, 177p.
- Boland J. N. and B. E. Hobbs, 1973, Microfracturing processes in experimentally deformed peridotite, Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 10, 623-626.
- Dale T.N., 1923, The Commercial granite of New England, Bull. U. S. Geol. Surv., 738, 22-103.
- Dana J. D., 1876, Manual of geology (2nd ed.), 628p.
- 原田健久, 葛西篤男, 1971, 最近60年間における日本の地殻の水平歪, 測地学会誌, 第17巻, 第1,2号, 4-7.
- Hubbert M. K. and D. G. Willis, 1957, Mechanics of hydraulic fracturing, Transactions AIME, 210, 153p.
- 市川政治, 1966, 日本付近の地震のメカニズムに関する統計的研究と二, 三の問題, 気象庁研究時報, 第18巻, 第2号, 83-154.
- 小出仁ほか, 1986, 関東・東海地域における地殻応力測定と測定法の比較, 第18回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, 261-265.
- 小山一郎, 1961, 日本産石材精義, 石材情報社, 172p.
- 工藤洋三, 橋本堅一, 佐野修, 中川浩二, 1987, 石工の経験則と花崗岩の力学的性質—花崗岩の行方と微小欠陥の配向, 土と基礎, 35, 61-65.
- Merrill R. H. and J.R. Peterson, 1961, Deformation of a borehole in rock, Rep. Invest. U. S. Bur. Mines, 5881, 32p.
- Nur A. and G. Simmons, 1970, The origin of small cracks in igneous rock, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. 7, 307-314.
- 岡田篤正, 安藤雅孝, 1979, 日本の活断層と地震, 科学, 49, 158-169.
- 岡村義彦, 1965, 山口県徳山市黒髪島花崗岩体の構造, 広島大学地学研究報告, 第14号, 307-316.
- Osborne F. F., 1935, Rift, grain, and hardway in some Pre-Cambrian granites, Quebec, Econ. Geol., 30, 540-551.
- Peng, S. S. and A. M. Johnson, 1972, Crack growth and faulting in cylindrical specimens of Chelmsford granite, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. 9, 37-86.
- Plumb R., T. Engelder and D. Yale, 1984, Near surface in situ stress: 3 Correlation with microcrack Fabric within the New Hampshire Granite, J. Geophys., 89, 9350-9364.

- Richter D. and G. Simmons, 1977, Microcracks in crustal igneous rocks: microscopy. In: J. G. Heacock(ed.), The Earth's Crust. Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., 20, 149-180.
- Scholz C. H. and T. A. Koczyński, 1979, Dilatancy anisotropy and the response of rock to large cyclic loads, J. Geophys. Res., 84, 5525-5534.
- Sprunt E. S. and W. F. Brace, 1974, Direct Observation of Microcavities in Crystalline Rocks, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 11, 139-150.
- Tarr, R.S., 1891, The phenomena of rifting in granite, Am. Jour. Sci., 3rd ser., 41, 267-272.
- Todd T., G. Simmons and W.S. Baldrige, 1973, Acoustic double refraction in low-porosity rocks, Bull. Seismol. Soc. Amer., 63, 2007-2020.
- Tuttle O. F., 1949, Structural petrology of planes of fluid inclusions. J. Geol., 57, 331-356.
- White W. S., 1946, Rock bursts in the granite quarries at Barre, Vermont, U. S. Geol. Survey Circ., 13.
- 横山俊治, 1984, 西南日本内帯の後期中生代岩脈群の地質学的・岩石学的研究, 広島大学地学研究報告, 第24号, 1-63.

第3章 岩石の異方性を特徴づける組織・構造と花崗岩の異方性

3.1 概説

肉眼による観察から容易に力学的異方性が推定される変成岩類を除けば、岩石試験に用いられる多くの岩石は等方性という前提で処理されることが多い。実際には、こうした岩石のほとんどに力学的な異方性が存在する。たとえばわが国で比較的古くから開かれている採石場などでは、程度の差はあるが、岩石の力学的異方性が経験的に利用されている。これらの岩石の中には砂岩や凝灰岩のような堆積岩類をはじめ、花崗岩、はんれい岩、玄武岩、安山岩などの火成岩類が含まれている。

岩石の異方性を配慮しないで各種の岩石試験を行った場合、異方性に起因する実験結果の変動を、岩石固有のばらつきとして処理してしまうこともある。また異方性という点にのみ注目して、ある岩石から得られた異方性解析の結果を構造の異なる別の岩石に適用するという点に関しても注意が必要である。逆に異方性を強調するあまり、すべてのケースについて異方性の考慮を要求することは、試験方法を煩雑にし時間を浪費するばかりで賢明な方法とはいえない。したがって、岩石の力学的異方性の程度や、異方性をもたらす岩石内の構造などについて検討しておくことは、異方性についての過大評価や過小評価を避ける意味からも大いに有用なことであると考えられる。

本研究では、まず岩石試験に用いられることの多い日本の岩石のいくつかを選び、原位置での情報も含めて力学的異方性を特徴づける岩石内の構造について検討し、この中で花崗岩の異方性を特徴づける組織・構造の特徴について述べる。次にこうした日本の花崗岩の構造的な特徴が岩石試験で用いられることの多い海外の花崗岩とどのように相違しているかを見るために、New England 地方における花崗岩の特徴と比較する。

3.2 従来の研究

岩石の異方性に関する研究がさほど多くない中で、変成岩に関しては、力学的異方性に関しても、組織・構造の異方性に関しても、かなりの報告がなされている。変成岩の特徴を表す縞状構造や片理などの用語自体が異方性が肉眼によって容易に判別できるという意味あいを含んでいる。片理は角閃石のような柱状の晶癖をもつ鉱物や雲母や緑泥石のような鱗片状の鉱物の平行配列による異方性を意味している(橋本, 1987)。縞状構造は、構成鉱物の量比の異なる薄層が繰り返し重なって縞模様を形成する構造で(橋本, 1987)、多くの変成岩は両者の組合せによってその基本的な構造が決定される。こうした変成岩の力学的異方性に関する代表的な研究として板岩(slate)の強度異方性に関する Donath(1972)の研究

究がある。日本の変成岩の力学的性質に関する代表的な研究として、四国の石墨片岩と緑泥石の一軸圧縮強度の異方性を検討した赤井ら(1969)の研究や結晶片岩を用いた下谷らの研究(下谷, 1973)がある。そこでは、配向面と載荷軸のなす角度が約 30° をなす場合に強度の最小値が得られており、そうした異方性がGriffith理論から説明されている。

堆積岩の異方性は、従来可視的な層理面(bedding plane)の存在によって特徴づけられてきた。事実、層理面がはっきりした岩石については異方性を容易に認めることができる。たとえば頁岩に含まれる粘土鉱物は層状の結晶構造を持っており、その面が層理面にほぼ平行に発達していることが多い(水谷ほか, 1987)。また粘板岩ではセリサイト、緑泥石など片状の鉱物が平行配列しているのが認められる(水谷ほか, 1987)。こうした粘板岩や頁岩など一部の体積岩の異方性については力学的にも明らかにされている(Mclamore and Gray, 1967)。またLane and Owen(1969)はBerea砂岩においては石英粒の長軸が堆積面にほぼ平行であることを見出している。この岩石は空隙率が高いため扁平な砂粒子の間がクラック状となり異方性の原因となっている(Simmons et al., 1982)。Chicopee頁岩の場合は雲母のへき開面や他の鉱物の長軸の方向が堆積面に平行であることが報告されている(Lo et al., 1986)。

火成岩の中でも火山岩の異方性に関する文献はさほど多くない(Balk, 1937)。深成岩の中では、花崗岩の力学的異方性を特徴づける微小欠陥が主に石英粒内や長石粒内の開口したクラックや癒着したクラック(healed crack)などの微小欠陥であることはすでに明らかにされている(Osborne, 1935; Peng and Johnson, 1972; 工藤ほか, 1986)。また雲母の配向が力学的異方性を決定するという指摘もあり(Peng and Johnson, 1972; Bell, 1936)。事実Pengらが実験に用いたChelmsford花崗岩には雲母の顕著な配向が認められる。前章で述べたように、日本の花崗岩にもわずかにこうした特徴が認められるがむしろ希な例である。一般に開口したクラックや癒着したクラックなどの微小欠陥はほぼ直交して選択的に配向しており、配向面の一つは水平面とほぼ一致する(Osborne, 1935; Peng and Johnson, 1972)。

3. 3 日本の岩石の異方性を特徴づける組織・構造

3.3.1 調査方法

本研究で使用した主な岩石は荻野凝灰岩、島崎安山岩、浮金はんれい岩、大島花崗岩である。これらの岩石に共通しているのは、注意深い観察なしには外見上異方性を認めることが困難であり、しばしば等方性材料として取り扱われるという点である。

試料採取は、岩盤からの採取を原則とし、実験室内で原位置での方向の復元が可能とな

るように、岩盤から小岩塊を剥離させる前に岩塊表面に必要事項を記載した。異方性を特徴づける構造の観察は光学顕微鏡によった。一般に微小欠陥や鉱物の優先方位の決定のためにはほぼ直交関係を有する最低3個の薄片が必要である。本研究では採石場における経験則や肉眼による観察を参考にして、採石の際の「割れやすい面」が薄片の長辺あるいは短辺と平行になるように3個の薄片を製作した。本研究では、薄片の観察と併せて、 V_p をパルス透過法により測定し、花崗岩の内部構造に関する情報を得た。

3.3.2 荻野凝灰岩の異方性

荻野凝灰岩は福島県耶麻郡高郷村荻野産で淡緑色の緻密な凝灰岩である。この岩石は、注意深く観察すれば、肉眼によっても堆積面に沿う偏平な空隙の平行配列が認められ、原位置ではこの面がほぼ水平面に等しく、地形に沿って若干の勾配を有している。採石場では、岩石の異方性が経験的に認識されており岩盤からの岩石の剥離や加工に当って堆積面の存在が厳密に考慮されている。凝灰岩が後述する岩石と異なる点は、この岩石が軟岩に分類されるということである。事実、採石場でも「割れやすい」という場合に、破断に要する強度が問題にされることはほとんどなく、むしろ破断後の平面性という点のみから「割れやすい」という用語が使用されている。写真-3-1に荻野凝灰岩の薄片の観察結果を示す。肉眼観察によって認められた偏平な空隙の他に、空隙の存在と関連して、ガラス質の組織の中にも異方性が見いだされる。この他、福島県須賀川市江持産の凝灰岩についても薄片観察を行ったが、この凝灰岩の場合は空隙形状および斜長石粒の配列に異方性が認められた。この岩石の場合も配向面はほぼ水平である。図-3-1は荻野凝灰岩について堆積面内にある軸に関して V_p を示したものである。堆積面に垂直に進行する波動が最も遅く、堆積面に平行に進行する波動が最大値を示し、最大値に関して約10%の異方性が認められる。堆

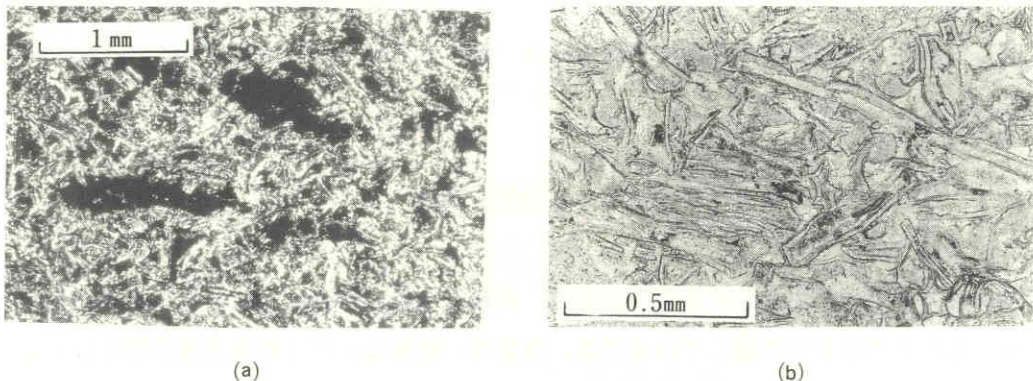


写真-3-1 荻野凝灰岩の顕微鏡写真（長辺方向が堆積面：オープンニコル）

(a) 堆積面に沿う偏平な空隙の選択配向 (b) 堆積面に沿うガラス質部分の異方性

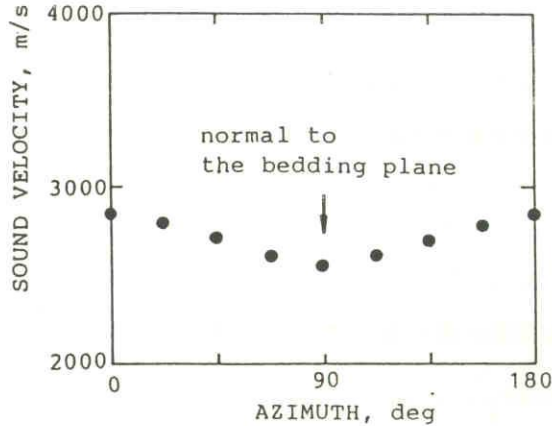
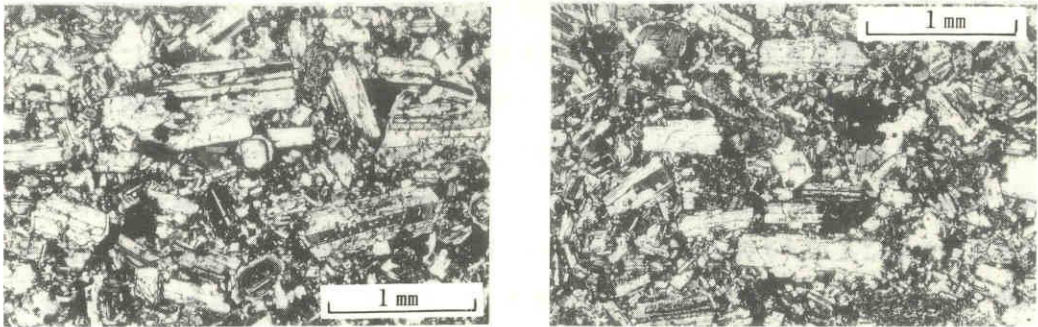


図-3-1 荻野凝灰岩内を伝播する
弾性波速度の異方性

積面に平行に扁平な形状の空隙が平行に配列していることを考えれば、 V_p がこの種の欠陥の存在に比較的敏感で、異方性軸を決定する上で有効であることを示している。

3.3.3 島崎安山岩の異方性

島崎安山岩は熊本市島崎産の灰白色の輝石安山岩(荒尾石)であり、同地域の岩石のなかでは最も硬質のものである。肉眼では異方性を認めることができないが、採石場ではほぼ水平に近い面が「割れやすい面」として採石に利用されている。近隣の採石場のなかには、この「割れやすい面」が水平面からかなり傾斜している採石場もある。写真-3-2に薄片の観察結果を示す。写真より明らかなように、採石場で「め」と呼ばれている方向に、自形(鉱物特有の形)から半自形に分類される形状の斜長石粒が選択的に配向しているのが認められる。したがって斜長石の(010)のへき開および直線性の高い粒界が平行に配列している。さらに粒界が低屈折率の鉱物によって充填されており、こうした構造も強度異方性に



(a)

(b)

写真-3-2 島崎安山岩の顕微鏡写真(長辺方向がほぼ水平面:クロスニコル)
(a)(b)長辺方向に選択配向する斜長石粒

影響を与えるものと考えられる。この他九州のいくつかの安山岩採石場(たとえば大分県日田, 福岡県唐津)でも調査を行ったが鉱物粒の配向などに関しては島崎安山岩と同様な結果が得られた。また宮城県柴田郡村田産の粗粒玄武岩いわゆる村田玄武岩についても、ほぼ水平に近い面内に斜長石粒の平行配列が認められる。このように火山岩類の顕微鏡下での異方性を特徴づけるものは多くの場合鉱物粒の平行配列であり、その成因から推察すれば流理構造であると考えられる。図-3-2は島崎安山岩の V_p を示したものである。斜長石粒の配向面に垂直に進行する波動が最も遅いが、 V_p の異方性はたかだか3%である。

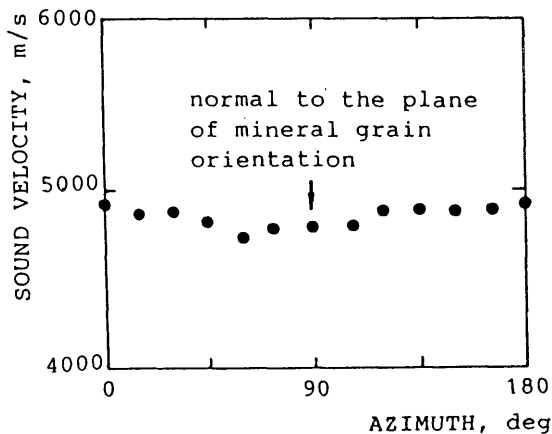
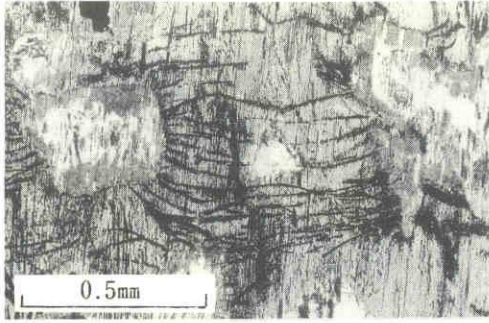


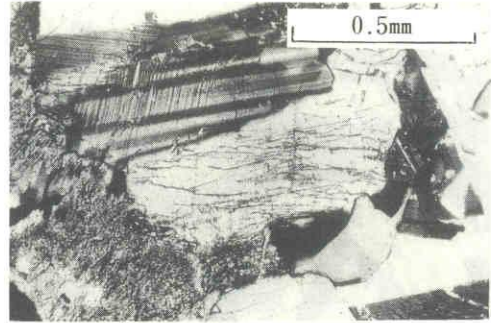
図-3-2 島崎安山岩内を伝播する弾性波速度の異方性

3.3.4 浮金はんれい岩の異方性

浮金はんれい岩は福島県田村郡小野町浮金産のはんれい岩である。肉眼的ではほとんど異方性は認められないが、採石に当ってはほぼ水平に等しい面とこれと直交する面が「割れやすい面」として利用されている。写真-3-3に薄片の観察結果を示す。写真-3-3aから認められるように、角閃石の変質により再結晶したと考えられるカミングトン角閃石が普通角閃石によって囲まれている。この2個のカミングトン角閃石粒を結ぶように、角閃石の粒内をクラックが貫いており、このようなクラックが薄片の全体を通じて配向している。さらに細かく観察するとこのクラックは開口しておらず癒着していることがわかる。生成時には開口していたと考えられるこの部分は、熱水による空隙の充填と熱水変質による化学反応のためにイルメナイトに変質している(小島丈児, personal communication)。また写真-3-3bに示すように斜長石粒内にも選択配向したクラックが認められた。この浮金はんれい岩のほかにも北海道広尾郡音調津産のはんれい岩についても観察した。写真-3-3aに示したような構造は観察することができなかったが、やはり斜長石粒内や角閃石粒内さらにかんらん石粒内に選択配向したクラックが認められた。わが国の他のはんれい岩採石場で



(a)



(b)

写真-3-3 浮金はんれい岩の顕微鏡写真（長辺方向がrift面）

- (a) 角閃石粒内の癒着したクラック，両端はカミングトン角閃石（オープンニコル）
- (b) 斜長石粒内の癒着したクラック（クロスニコル）

も「割れやすい面」が採石の際に利用されているが，これらの特徴づける岩石内の構造は粒内に配向したクラックあるいは癒着したクラックであると考えられる。図-3-3は浮金はんれい岩の V_p について示したものである。薄片の顕微鏡観察では顕著な異方性が認められるにもかかわらず， V_p の異方性はほとんど認められない。これは異方性を特徴づける構造が主に癒着したクラックによるためと考えられる。また他の岩石と比較して速度の絶対値が大きいのはこの岩石にほとんど粒界クラックが認められないためであろう。これははんれい岩に対する Richter and Simmons(1977) の指摘とよく一致している。

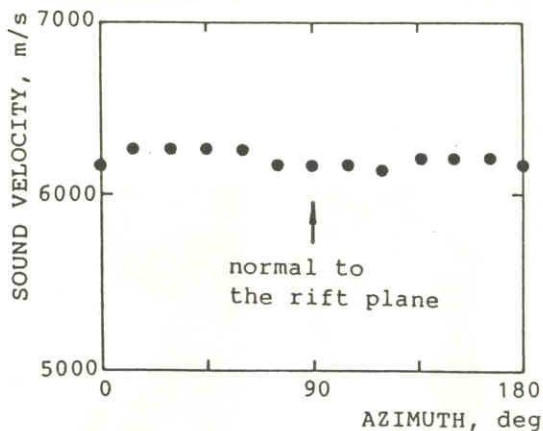
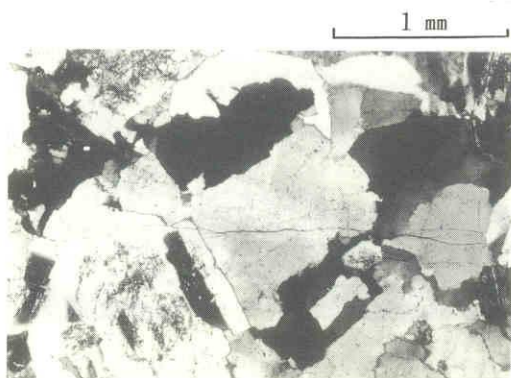


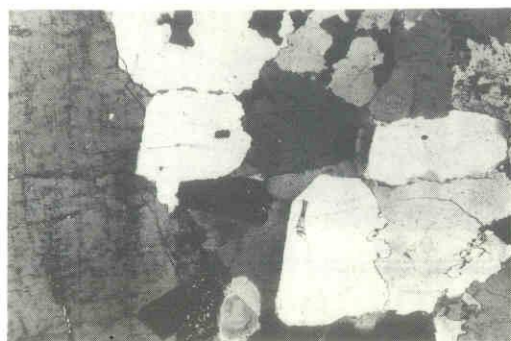
図-3-3 浮金はんれい岩内を伝播する弾性波速度の異方性

3.3.5 大島花崗岩の異方性

大島花崗岩は，愛媛県伊予大島産の比較的細粒（平均結晶粒径 2mm 程度）の花崗岩である。この岩石は領家花崗岩類に属し，岩石学上の分類からすれば角閃石黒雲母花崗岩に分



(a)



(b)

写真-3-4 grain 面の薄片写真. 長軸方向が rift 面, 短軸方向が hardway 面



(a)

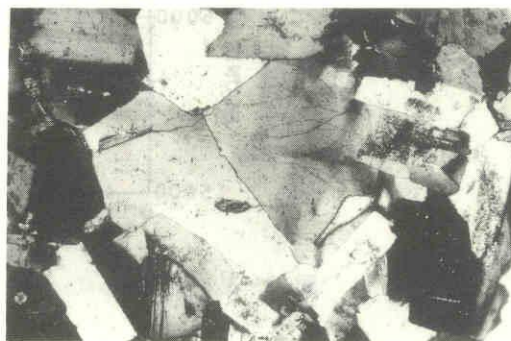


(b)

写真-3-5 hardway 面の薄片写真. 長軸方向が rift 面, 短軸方向が grain 面



(a)



(b)

写真-3-6 rift 面の薄片写真. 長軸方向が grain 面, 短軸方向が hardway 面

類される(小島丈児, personal communication)が, 一般に大島花崗岩と称されているので, 本研究ではこの呼称に従う。写真-3-4~6に, 大島花崗岩で認められる典型的なクラックの配向を示した。grain 面および hardway 面の写真である写真-3-4および写真-3-5の観察から, 大島花崗岩では, rift 面とほぼ平行な方向の開口したクラックが石英粒内に卓越して配向していることが認められる。これらのクラックは, 単一の石英粒内に存在することもあり, 石英集合体内を貫いて存在することもある。またこれらのクラックが, 長石内まで延長して存在することもあるが, 長石を貫いて存在することは稀である。すなわち, 石英粒内の大部分のクラックは, 石英粒内か粒界で停止する。クラック長は一般に1~2mmであり, 時として5mm程度連続するものも認められる。長石内にもまれに rift 面にほぼ平行なクラックが認められるが, これらのクラックは石英粒内のクラックに比べて数も少ない。

rift 面および hardway 面の写真である写真-3-6および写真-3-4によると, grain 面にほぼ平行なクラックが石英粒内に選択的に配向しているのがみられる。しかしながら, 先の rift 面に平行なクラックが時として5mm程度まで連続しているのに対して, grain 面に平行なものは, 最大のものでも1mm程度で, クラック密度も相対的に低い。さらに rift 面および grain 面の写真からは hardway 面に平行には, 石英粒内およびカリ長石, 斜長石内に微小なクラックがいくらか見られるのみで開口したクラックはほとんど認められない。またこれら三方向に選択的に配向して存在するクラックの他に, 結晶粒界のクラックや結晶粒内に任意方向に発達した微小クラックがかなり見られるが, 特定の方向にまとまって発達したクラックは認められないようである。

以上に述べた開口したクラックとは別に, 大島花崗岩内には, 癒着したクラックの選択配向が認められる。写真-3-7に石英粒内のクラックと併せて, 長石内に密に配向した癒着したクラックとその拡大写真を示す。これらの写真から, hardway 面にほぼ平行な方向に,

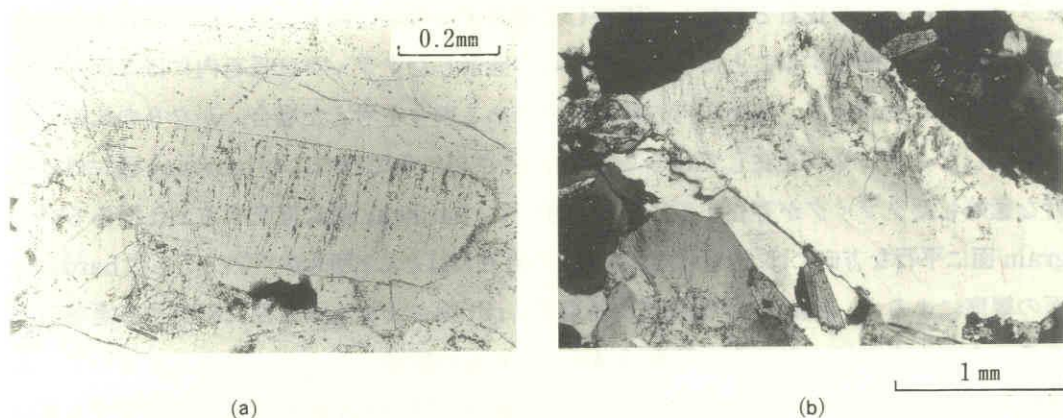


写真-3-7 hardway 面に平行な方向(短軸方向)に配向した斜長石粒内の液粒面

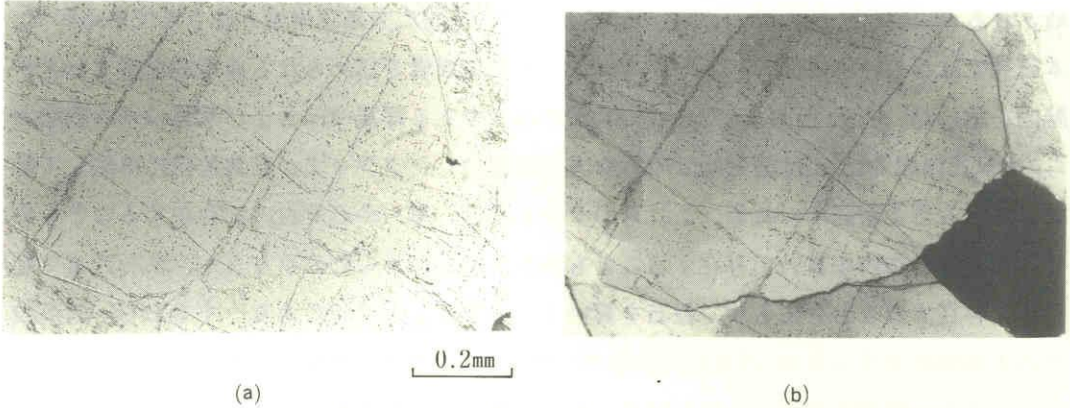


写真-3-8 rift面と斜交する石英粒内の液粒面。長軸方向がrift面

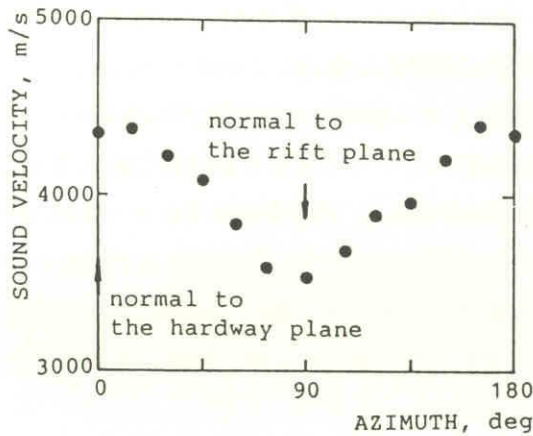


図-3-4 大島花崗岩内を伝播する弾性波速度の異方性

カリ長石内および斜長石内へ選択配向した癒着したクラックの存在が認められる。癒着したクラックは、カリ長石と斜長石が隣接して存在する場合は両者を貫く形で存在するが石英内に連続して伸張することはない。これらの癒着したクラックは長石内にほぼ例外なく存在する。したがって、花崗岩内の長石類の占める割合を考えた場合、かなりの比率でこの癒着したクラックが存在していることになる。さらに角閃石内にも hardway 面にほぼ平行な癒着したクラックが存在する。これに対して、hardway 面に直交する rift 面あるいは grain 面に平行な方向には、癒着したクラックの存在はほとんど明らかでない。さらに hardway 面の観察によると、hardway 面にほぼ垂直で、rift 面および grain 面に斜交する癒着したクラックの存在が認められる。写真-3-8は、これらの癒着したクラックを示すもので、石英粒内に存在し、hardway 面にほぼ垂直で rift 面および grain 面と約30°程度斜交する互いにはほぼ直交する癒着したクラックである。これらの癒着したクラックは長石内に存在する

癒着したクラックと比較すると、密度がかなり低い。

図-3-4は大島花崗岩の V_p を示したものである。開口したクラックの配向面である rift 面に垂直に進行する波動は、hardway 面に垂直に進行する波動に比べてかなり小さく、 V_p が開口したクラックの選択配向に対して敏感であることが分る。一方、大島花崗岩の hardway 面は長石粒内に密に配向した癒着したクラックおよび石英粒内の癒着したクラックによって特徴づけられるが、こうした微小欠陥の選択配向は図-3-4の V_p (0° の位置)にはさほど反映されていない。図-3-3と併せて考えると、癒着したクラックの場合、たとえ選択配向が認められたとしても、 V_p によるその配向面の判別が困難であることを示している。

図-3-5は癒着したクラックが岩石の強度異方性に与える影響について示したものである。すなわち大島花崗岩の hardway 面に関する薄片を観察すると、写真-3-5に示すように、rift 面内のクラックの他に、これらの面に斜交する癒着したクラックの明瞭な選択配向が認められるが、これらの面の存在は弾性波速度にも圧裂強度にもさほど反映していない(図中の矢印)。次に図-3-6に大島花崗岩内を伝播する弾性波速度波形の方向依存性について示す。これは直径約43mmの円柱形供試体の側面に、シアノアクリレート系の接着剤で圧電振動子を固定しパルス透過去でさまざまな方向に伝播する弾性波を測定したものである。hardway面に垂直に伝播する波形が、この近傍の伝播経路を有する弾性波と比較して振幅が小さくなっている。すなわち波動の到達時間から計算される弾性波速度には反映されなかった癒着したクラックの配向面が速度振幅には反映されている。

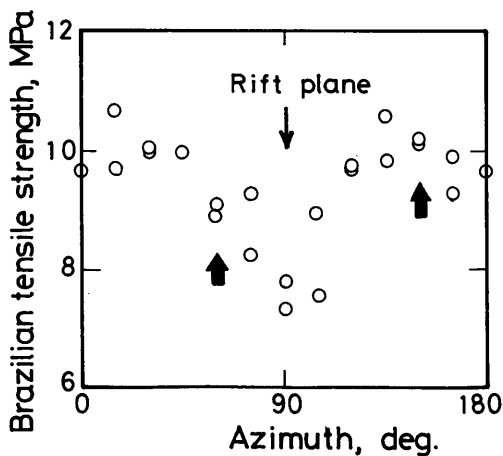


図-3-5 大島花崗岩の圧裂強度の異方性・矢印は写真-2-3の癒着したクラックの方向に対応している

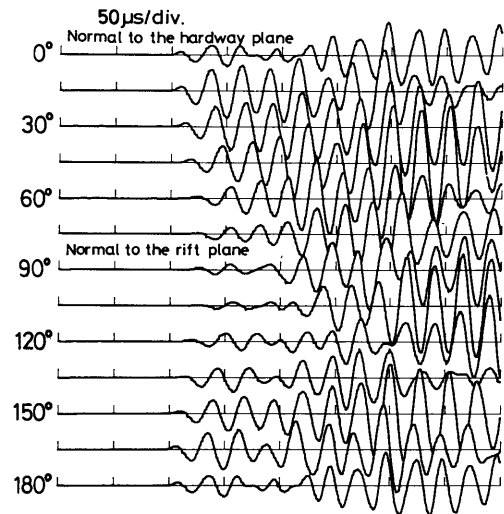


図-3-6 大島花崗岩内を伝播する弾性波速度波形の異方性

3.3.6 岩石内の構造からみた花崗岩における異方性の特徴

以上岩石試験に使用されることの多い日本の岩石の中から代表的な岩石を選び原位置における調査、薄片観察と弾性波速度試験から異方性を特徴づける組織・構造について検討してきた。もちろん調査の対象となったのは一部の岩石であるため、岩石の異方性を特徴づける組織・構造を網羅できたかどうかは疑問の余地が残る。しかし、堆積岩や火山岩については、本研究で明らかにされた異方性の特徴がその成因をよく反映していると考えられる。すなわち、堆積岩では堆積面に関して異方性があり、堆積面はほぼ水平かあるいは水平から若干傾いている。また観察された火山岩では流理構造と関連していると考えられる異方性があり、堆積岩同様ほぼ水平かこれよりわずかに傾斜した面内に鉱物粒の平行配列が認められた。したがってこうした岩石については横等方性体としてのモデル化が可能であると考えられる。また本章では1例のみについて検討したが、花崗岩についてはすでに前章で詳しく検討した。すなわち花崗岩の異方性を特徴づける構造は造岩鉱物粒内特に石英粒内に選択配向したクラックであり、配向面はほぼ直交しており直交異方性体としてのモデル化が可能であると考えられる。はんれい岩を除く他の岩石には異方性を特徴づけるこうした構造は認められなかった。このことは例えば、岩石試験において異方性を考慮する際にその主軸のみならず異方性を特徴づける構造に関しても配慮する必要があることを示唆している。

3.4 New England 地方における花崗岩の異方性

3.4.1 従来の研究

前章で議論したように、異方性の現れ方の特徴という点に関しては、日本列島内に限っ

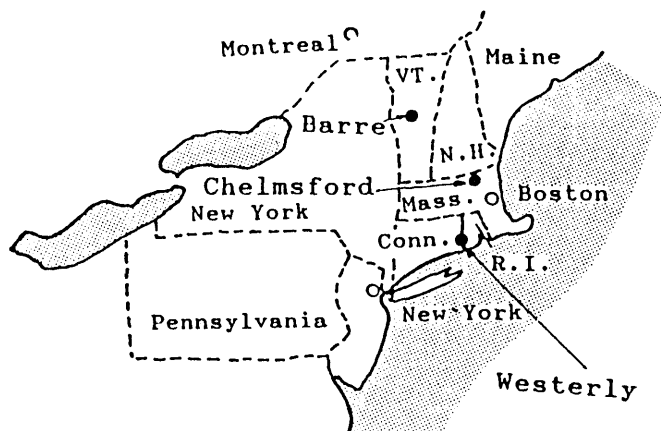


図-3-7 採石場の所在地

てみた場合にも明らかに地域的な差異が認められる。したがってある岩石から得られた結論に関して一般的な議論をする場合にはそうした点に関する注意が必要である。こうした意味で、アメリカ北東部いわゆる New England 地方の花崗岩は各種の論文で接する機会の多い岩石であり、これらの岩石の異方性を特徴づける岩石内の微小欠陥について検討しておくことは有意義であると考えられる。

Dale(1923)の New England 地方の花崗岩の異方性に関する調査結果を前章における筆者の研究結果と比較すると

- 1) rift 面と grain 面は石英内に選択配向したクラックよりなる。
- 2) rift 面か grain 面のどちらかがほぼ水平に近い面内にある。
- 3) rift 面や grain 面がすべての花崗岩にはっきりしているわけではなく、わずかに認められるだけの場合がある。
- 4) rift 面や grain 面は、石英内の癒着したクラックの配列面にほぼ平行である。この配列面は隣接する石英粒子に連続的に伸びる場合もある。
- 5) 石英内の癒着したクラックの配列面が rift 面や grain 面と斜交する場合もある。などの点についてはよく一致している。

New England 地方の花崗岩は、この地域がアメリカを代表する花崗岩地帯であることとも関連してふるくから多くの研究がなされている。したがって本研究でとり上げる 3 箇所の花崗岩採石場 (図-3-7) の花崗岩の異方性についてもいくつかの報告がなされている。

Westerly 花崗岩 (Rhode Island 州) はこの岩石が細粒であるということと関連して岩石試験に用いられる機会が特に多いが、異方性に関する研究はさほど多くない。Scholz and Koczynski (1979) によれば、Westerly 花崗岩は直交異方性を有し、rift 面は雲母の配向面でクラック密度が最も高く、これに直交する grain 面は 2 番目にクラック密度の高い面として記載されているが、こうした面の原位置での方位に関する記述はない。Westerly 花崗岩のダイラタンシー異方性に関する研究として、Hadley (1975), Scholz and Koczynski (1979) の研究がある。また Brace (1965) は、高い封圧下でも圧縮率に 5% 程度の異方性が認められることを明らかにしている。一方、Mogi (1966) が行った Westerly 花崗岩に関する圧縮強度試験では強度異方性は認められていない。

Chelmsford 花崗岩 (Massachusetts 州) に関しては、Peng and Johnson (1972) のユニバーサルステージを使用した詳しい観察がある。彼らの観察によれば、石英粒や長石粒 (双晶面に平行なものが多い) を貫くクラックは rift 面と平行な方向に強い配向性を有している。また雲母のへき開面は grain 面と平行な方向に平行配列している。花崗岩内の石英はその外形が石英に固有の形状を失って他形となっているため、石英粒の配向について検討するた

めにはc軸の方位を測定する必要がある。Peng and Johnson(1972)によれば, Chelmsford 花崗岩では石英のc軸の方向は顕著な配向性を有していない。Chelmsford 花崗岩の rift 面はほぼ水平面で, grain 面は走行が N45°E のほぼ鉛直面であり, hardway 面はこれら2つの面に直交している (Peng and Johnson, 1972)

Barre 花崗岩(Vermont 州)の構造に関しては Douglass and Voight(1969) に詳しく報告されている。彼らの観察によれば開口したクラックと癒着したクラックよりなる石英内のクラック密度は rift 面と平行な方向が最も高く, ついで grain 面に平行な方向の密度が高い。これらの観察結果よりクラックの選択配向が圧縮荷重下での変形挙動の異方性の主要因であることを明らかにしている。また石英のc軸にわずかながら hardway 面に平行な配向性があり, rift 面に平行な方向にも配向性が認められており, この配向性から高応力下におけるコンプライアンスの主軸のズレが説明されている。Schedl et al.(1986) の観察ではc軸の方位は grain 面にはほぼ平行なものが最大で, hardway 面に関するものが次に多い。さらに, Barre 花崗岩には雲母や他の鉱物粒の平行配列は認められていない。原位置では, rift 面はほぼ垂直で N30°E の走行を有し, grain 面はほぼ水平面, hardway 面は, rift 面と grain 面に直交する面である (Engelder et al., 1977)。

3.4.2 Westerly 花崗岩の異方性を特徴づける構造

Westerly 花崗岩と呼ばれている岩石は厳密には3種類あり主に商業的な目的から 'blue', 'red', 'pink' の3種類に分類されている。この内岩石試験によく用いられてる岩石は, 'blue' であり以下この岩石を Westerly 花崗岩と呼ぶ。採石場ではほぼ直交する2つの面が同じ 'rift' という名称で呼ばれている。このうち一つは水平面であり, 一方はほぼ鉛直面でほぼ N35°E の走行を有している。写真-3-9は Westerly 花崗岩の近接写真である。写真の左右方向は

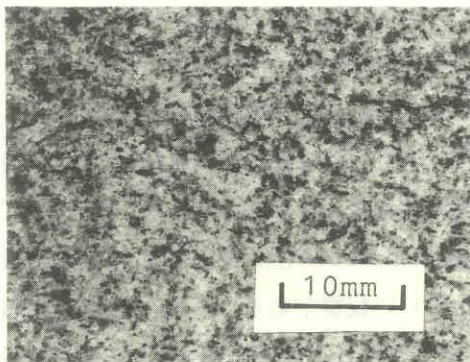


写真-3-9 Westerly 花崗岩の近接写真
長辺方向が rift 面

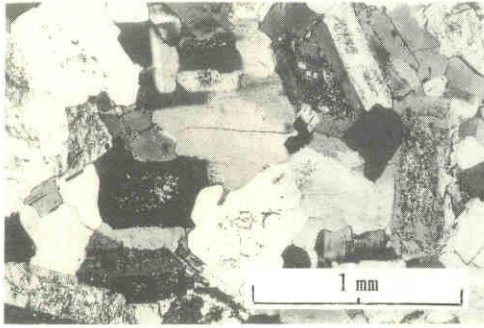


写真-3-10 Westerly 花崗岩の石英粒内のクラック。長辺方向が水平面の方向を示す。

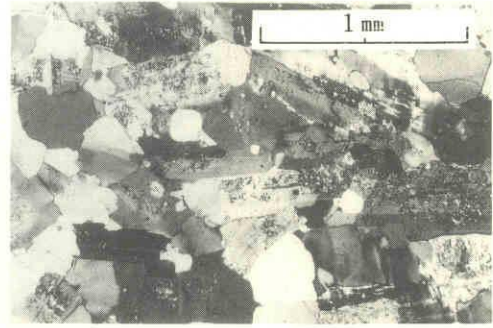


写真-3-11 Westely 花崗岩内の黒雲母粒と斜長石粒の配向。長辺方向がN40°E90°の方向を示す。

‘rift’ と呼ばれている面の内で、鉛直方向の‘rift’に一致する面であるが、注意深く観察すると有色鉱物の平行配列が認められる。採石場での情報をもとに、薄片の面がそれぞれの‘rift’に平行な薄片2枚と2つの‘rift’に直交する面に平行な薄片1枚を、薄片の長軸または短軸も‘rift’と一致するように作製した。

薄片の観察結果の代表的なものを写真-3-10、写真-3-11に示す。写真-3-10から明らかのように、Westerly 花崗岩の石英粒内にはほぼ水平方向(‘rift’の方向)に開口したクラックが選択配向している。写真は薄片の限られた視野から得られたものであるが、いずれの薄片でもこうした選択配向が認められた。これは日本の多くの花崗岩の異方性を特徴づける構造と一致している。次に写真-3-11からも明らかのように、ほぼ鉛直面で採石場で‘rift’と呼ばれている面には、黒雲母粒および斜長石粒の平行配列が認められた。

こうした観察結果によれば、Scholt and Koczyński(1979)がWesterly 花崗岩で rift 面と呼んでいるのは鉱物粒の平行配列で特徴づけられる鉛直面であり、grain 面はほぼ水平面である。弾性波速度試験の結果もこの rift 面に垂直に進行する弾性波が最も遅く、次に grain 面に垂直な波動、hardway 面という順序になっている。弾性波速度の測定結果からすればこのような呼称は自然であるが、rift 面がほぼ例外なく石英粒内のクラックによって特徴づけられる日本の花崗岩とは性質を異にしている。

3.4.3 Chelmsford 花崗岩の異方性を特徴づける構造

Chelmsford 花崗岩は写真-3-12からも明らかのように、肉眼で容易に有色鉱物の平行配列が認められる中粒の岩石である。採石場で‘rift’と呼ばれている面はこの有色鉱物の配列

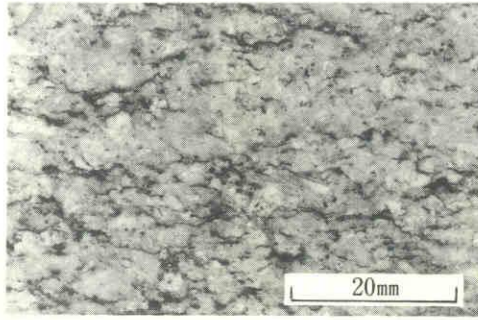
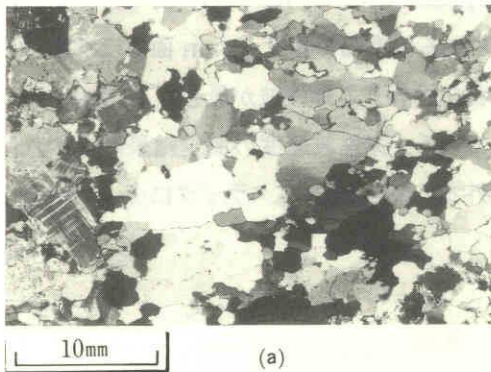


写真-3-12 Chelmsford 花崗岩内
長辺方向が N45°E90°の方向を示す

面と垂直でほぼ水平面である。さらにこの有色鉱物の配列面と水平面に垂直な面が‘hardway’と呼ばれている。採石場での経験則によれば、‘rift’が最も割れやすく、有色鉱物の配列面が次に割れやすい。採石場におけるこうした割れやすい面に平行に、かつこうした面が薄片の長辺あるいは短辺の方向と一致するように3枚の薄片が作製された。

写真-3-13に薄片の観察結果の一例を示す。写真-3-13a はクロスニコル下のもので、写真-3-13b はオープンニコル下のものである。写真より明らかなようにオープンニコル下では単一の鉱物粒として認められる石英粒子がクロスニコル下では多結晶化(マイロナイト化)している。こうした構造は火成岩よりむしろ変成岩に特徴的な構造であり、この石英粒の多結晶化は、一般に単一の結晶粒がひずみを受けた後に再結晶した構造として説明されている。この石英の多結晶化が Chelmsford 花崗岩に特徴的な構造である。写真-3-14から明らかなように、石英粒内には採石場で‘rift’と呼ばれている面(水平面)と平行に開口したクラックの選択配向が認められる。Chelmsford 花崗岩の grain 面を特徴づける構造は、黒雲



(a)



(b)

写真-3-13 Chelmsford 花崗岩の石英粒内に配向するクラック。
長辺方向が rift 面の方向を示す。

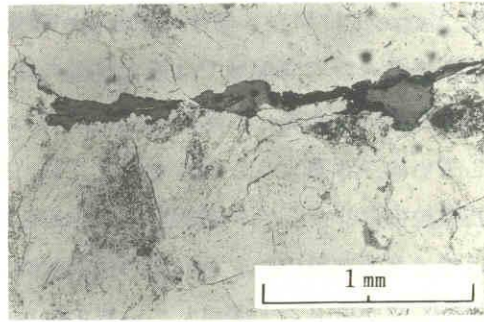


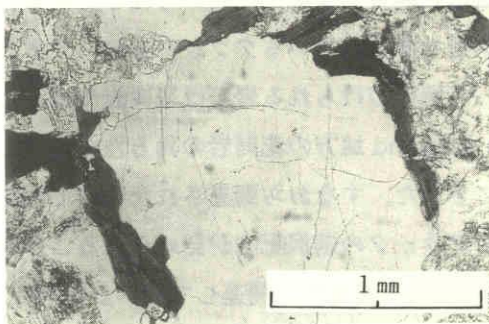
写真-3-14 Chelmsford 花崗岩の
顕微鏡写真, grain 面に平行配列
した緑泥石

母, 白雲母および緑泥石などの鉱物の平行配列による。このためへき開や粒子の境界に配向性が認められ, この構造が「割れやすさ」の原因となっている。

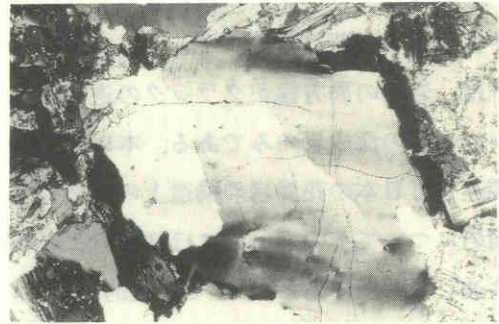
Chelmsford 花崗岩の rift 面はほぼ水平面に近く grain 面は有色鉱物の配列面に平行である。この grain 面の走行はほぼ $N40^{\circ}E$ でありこれは Peng and Johnson (1972) の測定結果とほぼ一致している。

3.4.4 Barre 花崗岩の異方性を特徴づける構造

Barre の採石場は, 長い採石の歴史の中で深く掘り下げられており, その深さは 130m に及ぶ。Barre ではほぼ水平に近い面とこれに直交する面の一つが割れやすい。この内水平面は採石上最後に剝離する面となるため 'lift' と呼ばれており, 鉛直方向の割れやすい面が 'rift' と呼ばれている。この2つの面に直交する面が hardway 面である。写真-3-15に Barre 花崗



(a) オープンニコル



(b) クロスニコル

写真-3-15 Barre 花崗岩 (Rock of Ages) の顕微鏡写真・長辺方向が水平面, 短辺方向が $N48^{\circ}E90^{\circ}$ の面。

岩の薄片の観察結果を示す。Barre^{*}では現在5箇所の採石場が稼働しているが、採取した岩石はRock of Ages社の採石場のもので同地域では最大規模の採石場である。写真から、Barre花崗岩の石英粒内には波動消光が著しく認められる。これはこの岩石が過去に大きな応力を受けたことを意味している。写真よりも明らかなように、採石場で‘rift’と呼ばれている面と平行な方向には石英粒内にクラックの選択配向が認められる。また‘lift’と呼ばれているほぼ水平に近い面にはやはり石英粒内にクラックの選択配向が認められる。クラックの種類は水平面に配向したものがほとんど開口しているのに対して鉛直面内のもは開口したクラックと癒着したクラックが併存している。クラックの密度は鉛直面に配向したクラックの密度が高い。こうした配向面に垂直な方向に伝播する弾性波速度も‘rift’、‘lift’、‘hardway’の順序で遅くなっている。薄片の観察および弾性波速度のいずれからも、採石場で‘rift’と呼ばれている面がrift面、‘lift’と呼ばれている面がgrain面であると考えられる。rift面、grain面が石英粒内のクラックの選択配向によって特徴づけられるという点では、Barre花崗岩はWesterly花崗岩やChelmsford花崗岩と異なり、日本の花崗岩の特徴とよく一致している。しかしながらBarre花崗岩のhardway面には微小欠陥の顕著な選択配向は認められない。薄片の観察より決定されたrift面の走行はほぼN35°Eで、Douglass and Voight(1969)やPlumb et al.(1984)の測定結果とほぼ等しい。

3. 5 まとめ

岩石はその岩石の成因や応力履歴に応じてその岩石独自の構造を有する。日本の花崗岩では異方性を特徴づける構造は主に石英粒内に選択配向したクラックである。これに対して火山岩系統の岩石の異方性を特徴づける構造はその成因とも関連して鉱物粒の平行配列であった。また荻野凝灰岩のように空隙の選択配向によって特徴づけられる岩石もある。いずれにしても堆積岩や火山岩の場合は岩石の成因と調和的な構造が認められる。斜長石や雲母のへき開に沿うクラック、すなわち初期構造と関連しているクラックを除いて考えれば、岩石の異方性がクラックの選択配向によって特徴づけられる岩石は花崗岩やはんれい岩などの深成岩のみである。本研究ではNew England地方の花崗岩の異方性の特徴と関連して日本の花崗岩の構造上の特徴も明らかにされた。すなわち調査されたすべての花崗岩についてその水平面にはほぼ平行に石英粒内のクラックの選択配向が認められることが共通した特徴である。日本で一般的に認められる花崗岩の異方性と関連して述べるならば、New England地方の花崗岩の多くには、クラックだけでなく鉱物粒の明瞭な平行配列によって特徴づけられる面が存在するという点である。さらにhardway面に際だった微小欠陥の配向がないということ、すなわち本来の意味での‘hardway’であるということも特徴のひ

とつである。これに対して、日本の花崗岩に特徴的なのは、ほぼ直交する3方向のすべてに微小欠陥の選択配向が認められるという点である。これは日本の花崗岩が造山帯に位置していることと無関係ではないと考えられる。

【参考文献】

- 赤井浩一, 山本和夫, 有岡正樹, 1969, 結晶片岩の構造異方性に関する実験的研究, 土木学会論文集, 170, 23-30.
- Bell J. F., 1936, The investigation of the cleavage of granites, *Econ. Geol.*, 31, 272-277.
- Brace W. F., 1965, Some new measurements of linear compressibility of rocks, *J. Geophys. Res.*, 70, 391-398.
- Dale T. N., 1923, The commercial granite of New England, *Bull. U.S. Geol. Surv.*, 738, 22-103.
- Donath F. A., 1964, Strength variation and deformational behavior in anisotropic rock. In: *State of stress in the earth's crust*. Judd, W. R.(ed.). New York: American Elsevier, 281-297.
- Douglass P. M. and B. Voight, 1969, Anisotropy of granites, *Geotechnique*, 19, 376-398.
- Engelder T., M. L. Sbar and R. Kranz, 1977, A mechanism for strain relaxation of Barre granite: opening of microfractures, *Pure Appl. Geophys.*, 115, 26-40.
- 橋本光男, 1987, 日本の変成岩, 岩波書店, 159p.
- 工藤洋三, 橋本堅一, 佐野修, 中川浩二, 1986a, 石工の経験則と花崗岩の力学的性質, 土と基礎, 34, 47-51.
- 工藤洋三, 橋本堅一, 佐野修, 中川浩二, 1986b, 花崗岩質岩石の力学的異方性と岩石組織欠陥の分布, 土木学会論文集, 第370号, III-6, 189-198.
- 工藤洋三, 橋本堅一, 佐野修, 中川浩二, 1987, 花崗岩質岩石内のクラックの配向面に関する調査, 第19回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, 11-15.
- Lene G. W. and D. E. Owen, 1969, Grain orientation in a Berea sandstone channel in South Amherst, Ohio: *J. Sed. Petrology*, 39, 737-743.
- Lo T-W., K.B. Coyner and M.N. Toksoz, 1986, Geophysics, Experimental determination of elastic anisotropy of Berea sandstone, Chicopee shale, and Chelmsford granite, 51, 164-171.
- McLamore R. and K. E. Gray, 1967, The mechanical behaviour of anisotropic sedi-

- mentary rocks, *J. Engineering for Industry (Trans. Am. Soc. Mech. Eng. Ser. B)*, 89, 62-73.
- 水谷伸治郎, 齊藤靖二, 勘米良亀齡, 1987, 日本の堆積岩, 岩波書店, 226p.
- Mogi K, 1966, Some precise measurements of the fracture strength of rocks under uniform compressive stress, *Felsmechanik. Ingenieurgeol.*, 4, 41-55.
- Osborne F. F., 1935, Rift, grain, and hardway in some Pre-Cambrian granites, Quebec, *Econ. Geol.*, 30, 540-551.
- Peng S. S. and A. M. Johnson, 1972, Crack growth and faulting in cylindrical specimens of Chelmsford granite, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 9, 37-86.
- Plumb R., T. Engelder and D. Yale, 1984, Near surface in situ stress: Correlation with microcrack fabric within the New Hampshire Granite, *J. Geophys. Res.*, 89, 9350-9364.
- Richter D., and G. Simmons, 1977, Microcracks in crustal igneous rocks: microscopy. In: J. G. Heacock(ed.), *The Earth' Crust Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr.*, 20, 149-180.
- Schedl A., A. K. Kronenberg and J. Tullis, 1986, Deformation microstructures of Barre granite: an optical, SEM and TEM study, *Tectonophys.*, 122, 149-164.
- Scholz C. H. and T. A. Koczyński, 1979, Dilatancy anisotropy and the response of rock to large cyclic loads, *J. Geophys. Res.*, 84, 5525-5534.
- 下谷高麗, 山口梅太郎, 下村弥太郎, 1979, 結晶片岩の力学的挙動に関する一考察, 日本鉱業会誌, 89, 1026, 515-520.
- Tuttle O.F., 1949, Structural petrology of planes of fluid inclusions, *J. Geol.*, 57, 331-356.

第4章 岩石の一軸圧縮強度実験結果のばらつきについて

4.1 概説

岩石の一軸圧縮強度は岩石の代表的な物理量として、岩石物性の研究の対象のみならず岩盤構造物の設計・施工のための資料として用いられてきている。そのため数えきれないほど多くの研究が岩石の一軸圧縮実験についてなされてきており、その内容は多方面にわたっている。これらの研究の中には岩石供試体の一軸圧縮強度のばらつきを論じた論文も多く見られる(山口, 1967; 西松, 1968; 松尾ほか, 1983)。また山口, 西松(1977)や三木(1986)によると、岩石供試体の一軸圧縮強度は、読取り誤差や計測器のドリフトなどによる計測誤差と比較してはるかに大きなばらつきを有するものと考えられているようである。

それらの研究の多くは、岩石は本来その組織・構造上クラック等の内部欠陥を多数含むため材料固有の強度にばらつきが生じるものと考えられており、Griffithの破壊理論との関連で強度のばらつきが説明されている。さらにそこでは強度の分布特性をもとに、一軸圧縮強度の信頼できる実験結果を得るためにどの程度の供試体数が必要かが論じられている。岩石の強度の大きなばらつきは基本的には最弱リンクの概念により説明されているが(山口, 西松, 1977)、近年の岩石力学では大きな欠陥のない岩石の破壊は多数の微小破壊の集積によるものと考えられており(Paterson, 1986)、最弱リンク説から得られる概念は再検討する必要があると思われる。

一方いくつかの研究では岩石物性が非常に少ない実験供試体数のもとに論じられており(たとえば Mogi, 1964; Mogi, 1966; Brace et al., 1966)、時には一つの実験条件下での供試体数が1個という例もみられる(Sano et al., 1981; Sano et al., 1982)。これらの研究では岩石の強度のばらつきは山口, 西松(1977)および三木(1986)に述べられている程大きくはないと考えられているようである。

岩石供試体の一軸圧縮実験結果に大きなばらつきを生じる原因は、(1)岩石材料固有のばらつき、(2)岩石供試体作製上のばらつき、(3)試験条件のばらつきの3つに大きく分けることができよう。そして実験結果のばらつきはこれら3つの原因によるばらつきの複合的な効果として生じると考えられる。いまこれらの3つのばらつきはそれぞれ何らかの分布をもっているとしても、それぞれのばらつきが小さくなれば実験結果のばらつきは小さくなるであろう。すなわち上記の(2)、(3)の2つのばらつきを極力小さくした実験を行うことによるのみ岩石材料固有のばらつきを明らかにすることができる。

ここでは大きな欠陥のない岩石を用い、上述の考え方をもとに岩石供試体作製上のばらつきと試験条件のばらつきを極力小さくした合理的な実験を行い、岩石固有のばらつきが

どの程度であるかを明らかにすることを意図している。さらに(1)および(2)の岩石材料と供試体作製法とを先の実験と同一の条件にした上で、通常行われていると考えられる手法で実験を行い、(3)の試験条件のばらつきが岩石の一軸圧縮実験結果のばらつきに与える影響を検討した。ただし本研究では実験と試験という語を便宜上次のように使い分けることにする。すなわち実験とは試料の採取から供試体の整形、载荷にわたる全過程を指し、試験とは供試体を载荷する過程を指す。

4. 2 岩石の一軸圧縮実験結果にばらつきを与える要因

岩石の一軸圧縮実験結果にばらつきを与える要因としては以下に述べるようなものが考えられる。ただしここでは同一の圧縮試験機を用いて一連の実験を行う場合について考える。

(1) 岩石材料固有のばらつき

岩石材料はその内部にクラックをはじめとする多くの欠陥や粒子組成の非均一性を含む。そのため一軸圧縮強度にばらつきが生じると考えられる。

(2) 供試体採取方法

(a) 採取位置：同一の岩塊から供試体を作製しても位置により若干のばらつきが存在する。この点については地質統計学(geostatistics, たとえば Hudson, 1986)の研究対象としても取り扱われうる。

(b) 採取方向：例えば花崗岩類では岩石内欠陥のもつ異方性のため供試体採取方向すなわちコアボーリングの方向により強度が異なる(たとえば Dale, 1923)。

(3) 供試体形状, 寸法

試験結果のばらつきを小さくするためには岩石の最大結晶寸法の10倍以上の供試体直径があること(ISRM 指針, 1982), またばらつきとは直接関係がないが, 様々な粒径を有する岩石を用いて Mogi(1966)が行った研究によると, 正しい実験結果を得るためには長さ/直径(L/D)が2.5以上でなければならないことが示されており, ISRM(1982)の指針に採用されている。

(4) 整形精度

供試体端面の整形は特に重要である。ISRM 指針に従えば供試体端面は0.02mm, 平滑さは, 供試体中心からの偏りが0.001ラジアンあるいは50mm長に対して0.05mmを越えてはならないとされている。

(5) 圧縮試験機の加圧盤と供試体加圧面の接触状況

端面拘束による側圧効果を減じるために加圧盤と供試体端面の間にテフロンシートなど

の減摩剤が用いられることがある。これらの減摩剤は載荷に伴って放射方向に伸びるが、その際せん断応力を伝達するため供試体端部に応力の乱れが生じることが Peng and Johnson (1972) により示されており、ISRM の指針(1982)でも使用は禁止されている。減摩材を使用する場合、この種の応力集中の効果にばらつきが生じるために強度にもばらつきが生じる。

(6) 試験環境

温度、湿度、含水状態などのばらつきが考えられる。特に含水状態のばらつきの影響は大きいと考えられる。

(7) ひずみ速度

ひずみ速度が大きくなるほど強度は大きくなる。ばらつきを小さくするためにはひずみ速度を一定に保つことが必要である。

(8) 試験機および球座

試験機は十分な容量をもっている必要があり、また荷重速度あるいはひずみ速度を一定に制御できることが望ましい。試験機に付属している球座の良否は安定した実験結果を得るために特に重要である。この点についても ISRM の指針(1982)に述べられているが、その精度および潤滑性が劣ると効果的に作用しないので、球座の設計および使用状態は重要な項目となる。

(9) 試験技術

荷重軸と供試体軸の一致、加圧盤面と供試体端面の一致など試験技術は特に熟練と慎重さを必要とする。ここで前に述べた3種のばらつきをばらつきの要因の立場から考えると(1)および(2)の(a)は岩石材料固有のばらつきを与えるとして良いであろう。また(2)の(b)、(3)、(4)は供試体作製上のばらつきを、(5)～(9)は試験条件のばらつきを与える。また(1)および(2)に起因するばらつきは供試体の作製技術や試験方法によって小さくできる性質のものではない。(3)の供試体直径と最大結晶寸法との比が小さくなると、強度が大きくなるか小さくなるかは必ずしも明らかではない。これに比べて(5)の端面拘束および(6)の供試体の乾燥は一般に強度上昇をもたらす、(7)のひずみ速度の増加もまた強度上昇をもたらす。逆に(4)の整形精度の低下、(5)の減摩剤によるひずみ分布の不均一性、(8)の球座の不良、そして(9)の試験技術の不十分さは強度低下をもたらす。

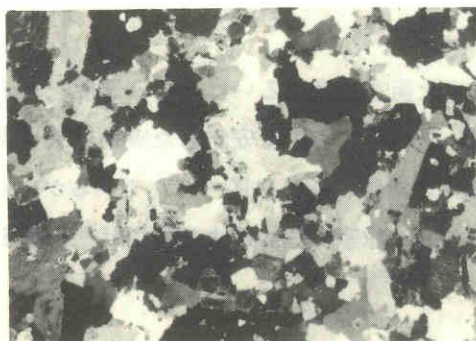
4.3 実験結果のばらつきを小さくするための配慮

前章に述べた要因が実験結果に与えるばらつきをできるだけ小さくするために各要因ごとに以下に述べるような配慮を行った。ただし(1)の岩石材料の選択はばらつきを小さくす

るための配慮というよりも用いた材料の特性を示すものであるが、前章との対応上ここに示す。

(1) 岩石材料の選択

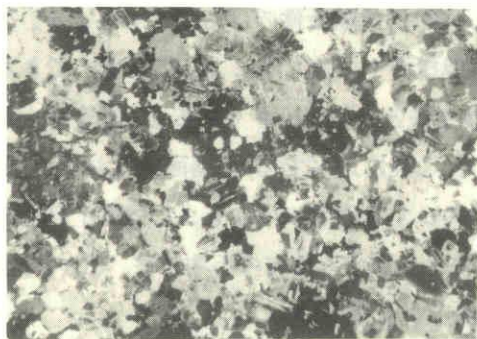
実験に用いた岩石は岡山県笠岡市産の北木島花崗岩である。この岩石はいわゆる広島花崗岩類に属し、中粒で堅硬緻密な岩石である。岩石力学の研究対象に用いられることの多い花崗岩である稲田、万成、大島、北木島各花崗岩の偏光顕微鏡写真を示すと写真-4-1のとおりである。いずれも平均結晶粒径が3mm以下であり、特に大島花崗岩で小さい。北木島花崗岩の平均結晶粒径は2mm程度であり、その最大寸法は4mm程度である。またこの写真からは明らかではないが、北木島花崗岩には石英および長石粒内にクラックが特に多く、時に4mmを超えるものも認められた。したがって北木島花崗岩は写真-4-1に示された岩石の内



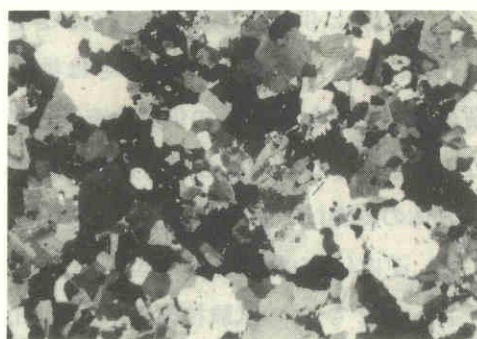
(a) 稲田花崗岩



(b) 万成花崗岩



(c) 大島花崗岩



(d) 北木島花崗岩

10mm

写真-4-1 日本の代表的な花崗岩における偏光顕微鏡写真

では強度も低く、ばらつきも大きいことが推測される。

(2) 供試体採取方法

風化層の影響を避けるため新鮮な面が露出している採石場にて一辺約1mのブロックを入手し、その表面を約5cm取除いた後、15×50×50cmの直方体ブロックを計3個切り出しコアリングした。花崗岩には選択的に割れやすい面が存在することが良く知られており、この面が花崗岩の異方性をもたらす(Dale, 1923; Peng and Johnson, 1972; 工藤ほか, 1986)。本研究ではさまざまな方向にコアリングすることにより生じる物性値の変動を避けるためすべて同一方向、すなわち二番目に割れやすい面として知られている grain 面に垂直な方向にコアリングすることにした。

(3) 供試体形状と寸法

円柱形供試体の L/D が小さいと見掛け上強度が増加することが知られている。また Mogi (1966)によると、L/D が2.5以上となつてはじめて本来の強度に収束することが見出されており、ISRM 指針(1982)には L/D を2.5~3.0とするよう述べられている。本研究では長さが異なることによる結果の変動を避けるため、L/D が2.6に等しい円柱形供試体を採用した。また前述した岩石中の最大結晶粒径4mmを参考に供試体直径を44.5mm、供試体長を115mmとした。

(4) 整形方法

円柱形供試体の端面は十分平滑であること、軸に垂直であること、さらに両端面が互に平行であることが要求される。平行度の不足は球座を使用すれば若干改善されることが期待できるが、ISRM 指針(1982)ではそれらの精度が厳しく規定されている。本研究では供試体の整形をレンズ加工業者に外注しており、例えば端面の平行度は±5/1000mm以内におさまられている。

(5) 加圧盤との接触状況

減摩剤は使用しない。なお直径48mmのエンドピースを使用したこと、および(3)で述べたように L/D を2.6とすることにより端面拘束の影響を避けることができる(佐野ほか, 1980)。

(6) 試験環境

含水飽和状態の花崗岩を空气中に放置した場合、最初の数時間でかなりの包含水が蒸発し、80時間後には乾燥状態に近接することを、弾性波速度(縦波)の測定により Nur and Simmons(1969)は見出した。また岩本(1983)も同様の実験により、含水飽和に近い状態ではほぼ等方性(縦波の速度に関して)となる花崗岩が最初の数十分で異方性が顕著となり、2週間後には弾性波速度がほぼ室内乾燥状態の値となることを報告した。本研究では含水状態を一定にするため供試体整形終了後、室内にて約一年間保存、乾燥させた。I S R M

指針(1982)に従い求めた含水比の平均値は0.0453%であり、標準偏差は0.0005%である。なお大気圧下での昇温は数十度のオーダーでも花崗岩内部のクラックを増加させるという報告があるので(Wong and Brace, 1979)，含水比測定に用いた供試体を弾性波速度および圧縮強度試験に用いることは避けた。試験時間中湿度は制御していないが、降雨時の湿度上昇を避けるため試験期間を雨量の少ない夏に選んだ。実験室内の温度はほぼ23~28°Cの範囲内にある。

(7) ひずみ速度

圧縮荷試験には MTS 社製サーボ制御材料試験機を用いて変位速度を制御しており、ひずみ速度は $10^{-6}/s$ の一定値に保った。

(8) 球座

用いた球座の構造は JIS, ISRM の規格を満足しており、球座は供試体端面の平行度の不足を補う方向に回転する。しかしエンドピースをつけたため、球座の中心が供試体表面とは異なること、および球座半径は60mmと大きくその補正は必ずしも敏感ではない点に若干の問題がある。

(9) 試験技術

荷試験には細心の注意を払った。特に試験機への供試体の設置と球座の調整が試験結果に大きな影響を与えることが予想される。そのため、まず供試体軸方向ひずみがおよそ 100×10^{-6} 程度となるまで荷し、供試体側面中央の互いに直交する位置にはられた4枚のひずみゲージの読みがほぼ一致することを確認した。この一致がみられない場合には除荷し、球座の調整を行った後、サーボ制御による荷を開始した。

4. 4 圧縮試験

前章で述べた配慮をした念入りな圧縮荷試験を行った。ここで行った条件を試験条件1とする。

それに対して試験条件のみが異なる圧縮荷実験を行うため、2. に示したばらつきの要因(1)~(6)に対する配慮は全く同一とし、(7)~(9)の条件を変化させた実験を行った。すなわち試験機としてはアムスラー型の圧縮試験機を用い、ひずみ速度は試験者が互いに180°の位置にある2台の差動トランス(LVDT)で計測される変位をモニターしながら、ひずみ速度 $5 \times 10^{-6}/s$ となるように手で制御した。アムスラー型試験機の球座もまた JIS, ISRM の規格を満足しているが、これも球座半径が150mmと大きく、さらに潤滑状態が良くないため半固定座とも考えられる。試験機への供試体の設置と球座の調整はひずみゲージによるひずみ値を見ることなく目視にのみ頼ることとし、供試体端面と荷圧盤面とが目視によ

り平行と認められるまで球座の調整を行った。このようにして行った圧縮載荷試験の条件を試験条件2とする。

ここで試験条件1ではできるだけ安定な試験結果を得、かつ試験過程に種々のデータを得るためひずみ速度を $1 \times 10^{-6}/s$ としており、供試体の破壊に至るまでに約1時間を要した。これに対し試験条件2でも当初この載荷速度で試験することを試みたが、手動制御では1時間にわたる制御は精神的にも肉体的にも容易ではないため、やむを得ず載荷速度をこの5倍とし、破壊までに要する時間を10分強とした。載荷速度が5倍になることによって強度が5%増加することが Sano et al.(1981)により報告されている。

試験条件1と試験条件2とでデータの測定方法には大きな差はない。すなわち2台の LVDT で加圧板間の変位を計測し、サーボコントローラ(アムスラー型のは人間)に入力する。コントローラは比較信号と比べながらジャッキの上げ下げを操作することにより載荷する。荷重は MTS を用いたものは 500kN ロードセル(保証精度 $\pm 0.5\%FS$)を、アムスラー型を用いたものは 1MN ロードセル(保証精度 $\pm 0.3\%FS$)を用いて計測した。供試体の軸方向およびこれに垂直な方向のひずみは、**図-4-1**に示すように花崗岩の異方性の主軸が供試体側面と交わる位置、すなわち計4箇所計測した。用いたひずみゲージは長さ20mmのクロス型のものである。荷重、ひずみおよび変形はすべてデータロガーで計測し、GP-IB バスライ

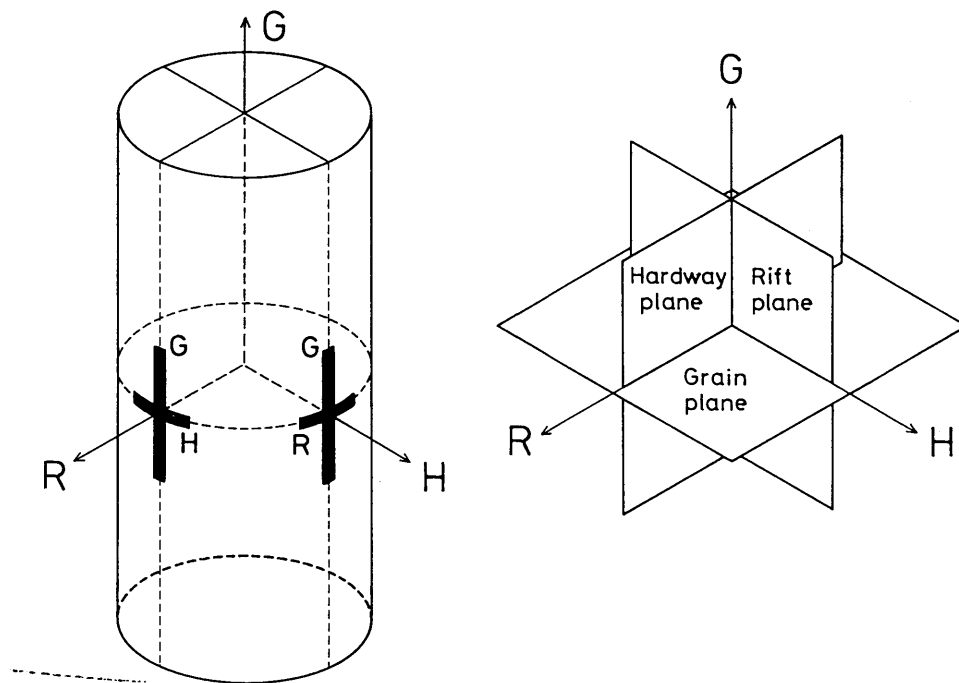


図-4-1 供試体とひずみゲージ接着位置

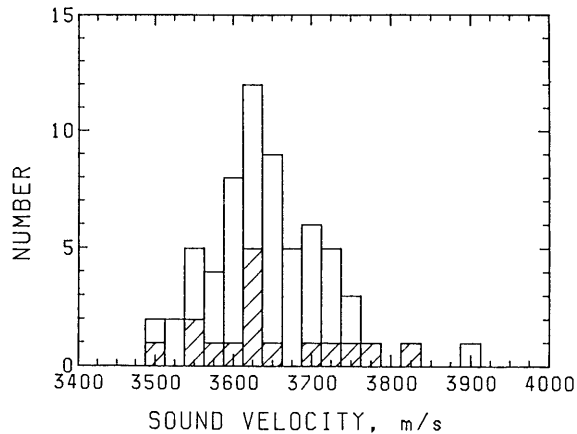


図-4-2 載荷軸方向に伝播する弾性波の速度分布

ンを介してパーソナル・コンピュータに転送した。

微小破壊のモニタリングなどのためにアコースティック・エミッション(AE)や弾性波速度を計測する場合には、PZT-7圧電振動子をシアノアクリレート系の接着剤を用いて供試体に接着し、受信子(あるいは発信子)とした。弾性波速度の計測はパルス透過法にて行い、パルスの周波数を1MHzとした。受信波を増幅(10kHz~2MHz, 50dB)した後、AEについては最大振幅が90mVを越える現象のみ周波数カウンタで計数し、パーソナル・コンピュータに転送した。弾性波の波形の記録に用いたトランジェント・レコーダの分解能は10ビットでサンプリング速度は50nsである。したがって求められる弾性波速度には6m/s程度の誤差が存在する。

4.5 実験結果と考察

全供試体の材料的なばらつきを検討するため、図-4-2に実験に用いた供試体中を伝わる超音波伝播速度(縦波速度 V_p)の分布を示す。この計測は筆者の経験によるとかなり再現性のよいものであるが、計測結果は平均値3643m/s、標準偏差74m/sのほぼ左右対称の分布を示している。図より明らかなように、測定精度をはるかに超えてばらついていることが認められる。したがってここで用いた花崗岩供試体には材料的なばらつきが認められる。ここで図中斜線をほどこしたものは試験条件1の載荷試験用に、全供試体中から無作為に抽出した供試体の速度分布である。

図-4-3に試験条件1で得られた計16の応力-ひずみ曲線図の内から任意抽出した3例を示す。ここで載荷軸方向のひずみは供試体の側面に貼られた4枚の軸方向ひずみゲージのひずみ値の平均値から、横方向ひずみは向い合う位置にはられた2枚の円周方向のそれぞれの平均値から算出している。ただし図-4-1に示したように供試体側面のゲージ配置は供試体軸

が、grain面に垂直となっていることから、riftおよびhardway面に垂直となる位置となっている。

図中それぞれの応力-ひずみ曲線に付したGおよびH(白抜き記号)、およびR(黒ぬり記号)はそれぞれgrain, hardway, rift面に垂直な方向のひずみを表しており、Vは体積ひずみを表している。応力-ひずみ曲線の再現性は極めて良好である。载荷軸方向の応力-ひずみ曲線(G)は立ち上がり部分で大きな非線形性を示し、この面内におけるクラックの閉塞が生じていることを示している。図-4-3によると横ひずみにも異方性が現れる。すなわちriftおよびhardway面に垂直な方向の横ひずみの値が異なっており、rift面に垂直な方向のひずみがhardway面に垂直なものよりも若干大きくなっている。この傾向はrift面方向とhardway面方向がほぼ等しかった2例を除き、試験条件1で得られた全ての供試体に共通している。このひずみの違いはrift面およびhardway面に垂直な方向のポアソン比が異なること、およびダイラタンシーに異方性(Scholz and Koczyński, 1979)があることを示しており、先在クラックの選択配向によって生じるものと考えられる。

いまこの条件下で計測されたAE頻度の測定結果の内から任意抽出した3例を示すと図-4-4のとおりである。AE頻度の再現性は良好で各供試体内部で同じように微小破壊が生じ、同じように最終破壊に至っていることが認められる。AEは指数関数的に増加し、最終破壊に至る過程で急増する。この結果は岩石の圧縮応力下の破壊が極めて多数の微小破壊の生

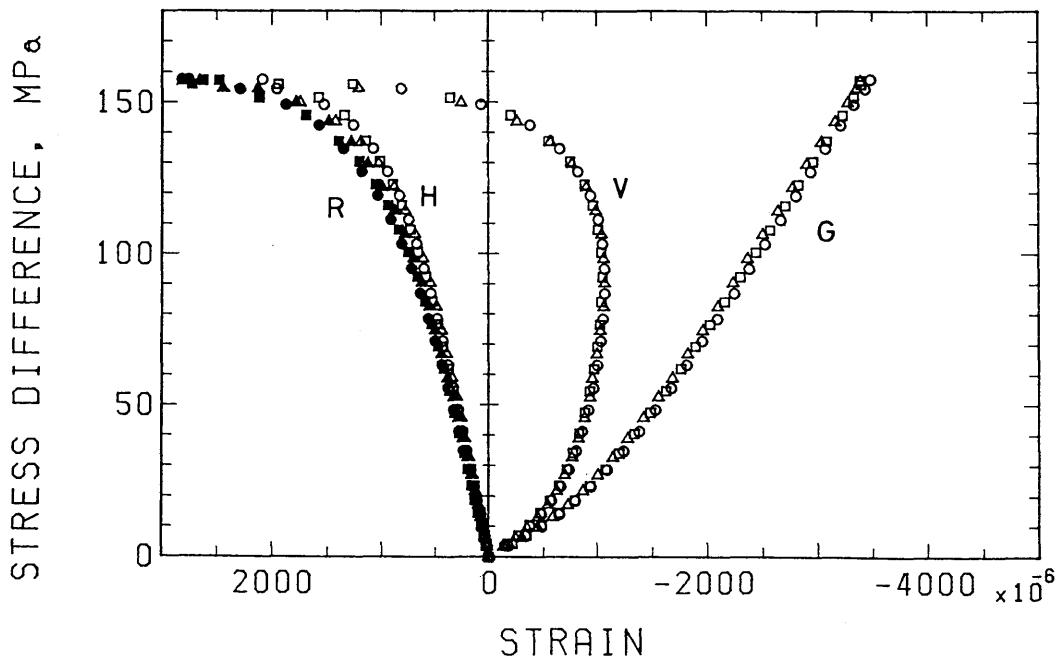


図-4-3 実験条件1の3本の供試体におけるひずみの変化

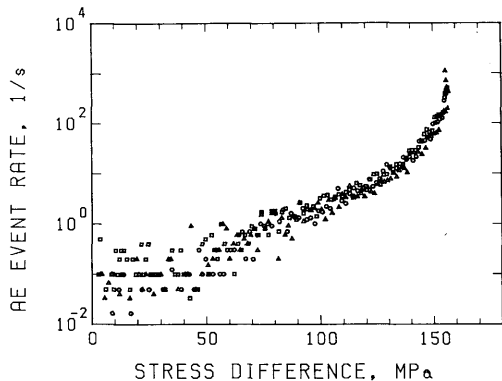


図-4-4 実験条件1の3本の供試体におけるAEの発生状況

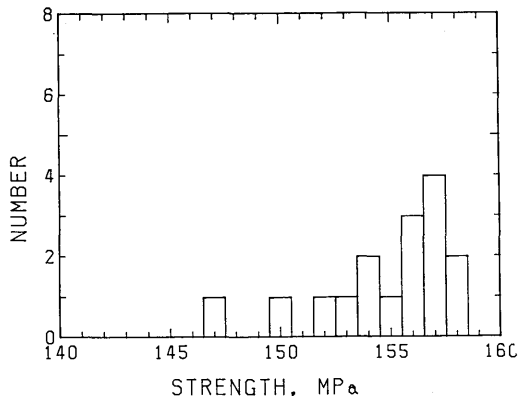


図-4-5 実験条件1における強度分布

成およびその集積の結果として生じることを示す直接的証拠である。

試験条件1で得られた強度の分布をヒストグラムに示したものが図-4-5である。図-4-5は16個の全供試体について示したものであり、強度の平均値は154.7MPa、標準偏差2.9MPaである。すなわち強度の変動係数は1.88%となっており、十分に小さいといえる。このことから本実験の試験条件1において先に述べた、(1)岩石固有の強度のばらつき、(2)岩石供試体作製上のばらつき、(3)試験条件のばらつきの3種類のばらつきはそれぞれ十分に小さいことが認められる。すなわち大きな欠陥のない岩石の一軸圧縮強度のばらつきは従来考えられていた程大きなものではなく、十分注意深い実験を行えばかなり再現性の良いデータが得られると考えられる。圧縮応力下の岩石の破壊が極めて多数の微小破壊の集積による(Paterson, 1986)ことを考慮すれば、最弱リンク説が成立たないことは当然とも思える。言い換えれば、比較的小数の微小破壊により最終破壊に至るような試験条件下では強度のばらつきは大きくなることが予測される。したがって再現性の良いデータを得るためには微小破壊の大きさと供試体寸法の間にある条件が成立つ必要があると思われる。最大荷重

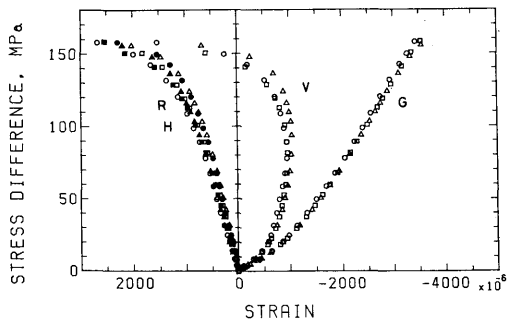


図-4-6 実験条件2で相対的に高い強度を示した供試体におけるひずみの変化

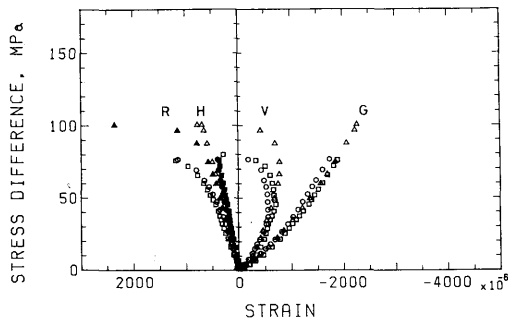


図-4-7 実験条件2で比較的低い強度を示した供試体におけるひずみの分布

に接近するまでに花崗岩で生じるクラックには結晶粒内破壊が多いと考えられているので (Paterson, 1986) , この条件は供試体の最小寸法が最大結晶粒径の10倍以上でなければならないと定めた ISRM の指針(1982)と間接的に結ばれている。

試験条件2において比較的高強度および低強度を示した供試体の応力～ひずみ曲線からそれぞれ3例を図-4-6および図-4-7に示す。図中の記号は図-4-3のものと同様である。比較的高強度を示した供試体の応力～ひずみ曲線である図-4-6は試験条件1の図-4-3と類似したものとなっている。しかし比較的低強度を示した図-4-7は応力値が100MPaあたりが限界となっているだけでなく、いくつかの点で図-4-3と異なる特徴を示している。たとえば最後に計測された体積ひずみが圧縮の状態にあるものや、試験条件1の結果と逆に hardway 面に垂直な方向のひずみが rift 面に垂直な方向のひずみより大きくなっているものも認められる。

この条件下で計測された AE 頻度の測定結果の内から3例を示すと図-4-8のとおりである。すなわち試験条件1と同様の結果が得られたもの、比較的低強度の低かったもの、および載荷初期の AE 発生頻度が強度の低いものと同様であるが最終的には強度の高かったものが選ばれている。図-4-4と比較するとばらつきが大きく、同一応力レベルの AE 発生頻度には最大で100倍程度の差が認められる。また強度の低いものでは荷重の低い段階から AE 発生頻度が高くなっていることが認められ、より低荷重から微小破壊を発生させる応力状態が生じていることを示している。

試験条件2で得られた強度の分布をヒストグラムに示したものが図-4-9である。図-4-9には試験条件2で行った48個の全供試体について示している。この分布形は図-4-2に示されている弾性波速度の分布形とは異なり、上限値を持つような非対称分布のような形をしている。この試験で得られた強度の平均値は135.8MPa、標準偏差は19.5MPaであり、変動係

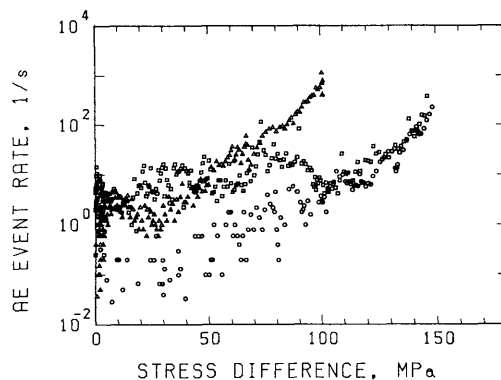


図-4-8 実験条件2の3供試体における AE の発生状況

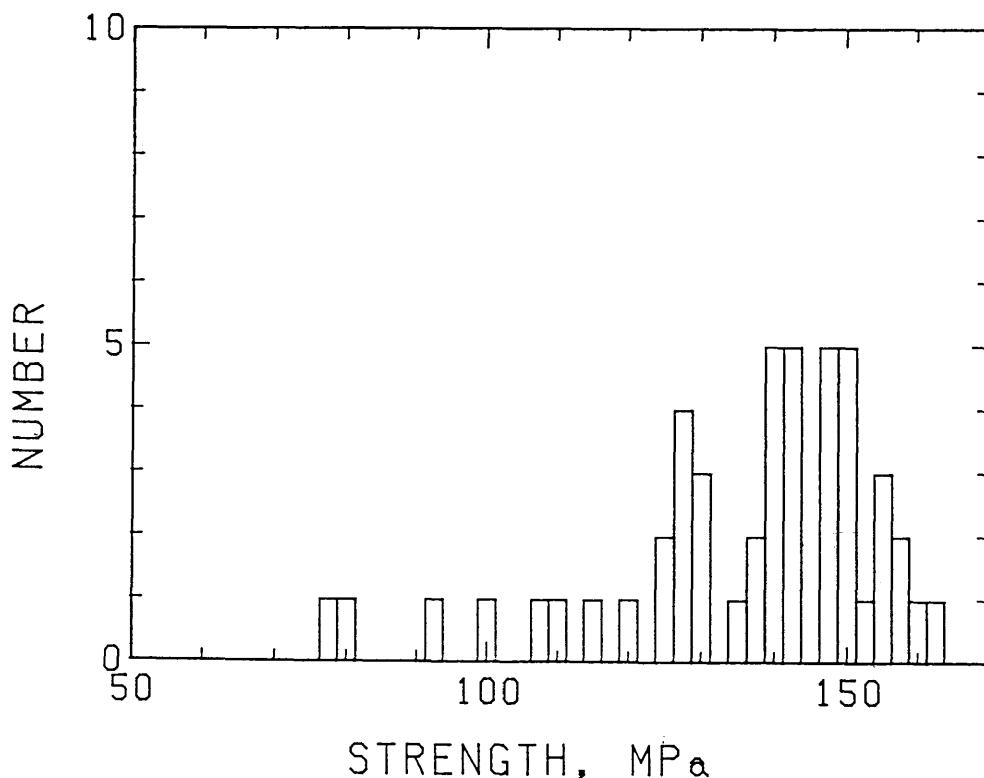


図-4-9 実験条件2における強度分布

数は14.4%となって試験条件1の場合と比べてはるかにばらつきの大きい結果となっている。しかし両者の分布形を比較すると強度の分布範囲、度数は異なるが両者とも非対称分布となっており、よく似た形となっている。また試験条件1の荷重速度は試験条件2の速度の1/5であることから、試験条件1で得られた最大の強度157.7MPaをSano et al. (1981)に従い5%割り増しすると165.6MPaとなり、試験条件2で得られた最大強度163.7MPaよりいくらか大きめであるが近い値となる。

試験条件1の結果からみられたように、試験条件2においても岩石材料固有のばらつきと供試体整形にともなうばらつきはほとんどないはずである。このことから試験条件2で行った実験結果のばらつきはほとんど試験条件のばらつきによるものと考えられる。しかもここで関与する試験条件のばらつきは主として2.の(8),(9)に対応しており、これらは強度を低下させる方向に作用する。すなわち実験の結果得られる強度は真の強度から試験条件のばらつき分だけ減じた値を与えている。そのため真の強度は得られた強度試験結果の最大値近傍、あるいはそれより若干高いあたりにあると考えられる。このことは荷重速度が1/5であるため5%割増しされた試験条件1の結果が試験条件2の結果の最大値近傍、あるいはそれより若干高いあたりに分布することと一致している。図-4-9に見られるように試験

条件2の場合の強度の分布形は上限値を持つ非対称分布のような形となる。またこの形は試験条件1の場合の分布形(図-4-5)ともよく似ており、試験条件1の実験においても試験条件のばらつきが関与している可能性がある。

岩石供試体の強度のばらつきを論じる際によく引用されている 稲田花崗岩(山口, 西松, 1977) を用いて行われた実験結果を図-4-10に示す。この分布形も図-4-2に示されている弾性波速度の分布形とは異なり、上限値を持つような非対称分布のような形をしているところが興味深い。またこの分布形は本研究の試験条件2で得られた結果とよく似ている。したがってこの実験で得られた結果に見られるばらつきはそこで論議されたような岩石固有の性質ではなく、本研究の試験条件2と同様に試験条件によるばらつきの可能性がある。また本来の強度はそこで論議されたような平均値ではなく、はるかに高い可能性がある。ただしそこでは岩石ブロックから互に垂直な3方向にコアリングされた供試体の強度が計測されており、方向によるばらつきも関与しているものと考えられる。また前述の研究が行われた当時から現在までに試験機の機構のみならず測定系も大きく進歩しており、多点のひずみ計測が極めて高速に行えるようになってはじめて試験条件1が可能になったとも言えよう。

試験条件のばらつきを生じる大きな原因として载荷の偏心、あるいは球座の回転などによって生じる偏心荷重の影響がある。そこで供試体側面に90°の間隔で軸方向にはられた4本のひずみゲージから最大の曲げモーメントの作用方向を算定し、荷重の増加による曲げモーメント変化の状況を示したものが図-4-11である。ただしこの算定には相対する位置で計測されたひずみの平均値が一致する必要がある。しかし hardway 面と rift 面が供試体側面とそれぞれ交差する位置で計測されたそれぞれ二つの軸方向ひずみの平均値が厳密には

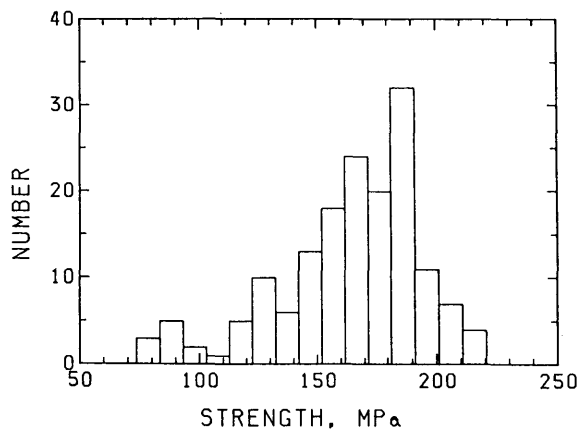


図-4-10 山口(1967)の実験における稲田花崗岩の強度分布

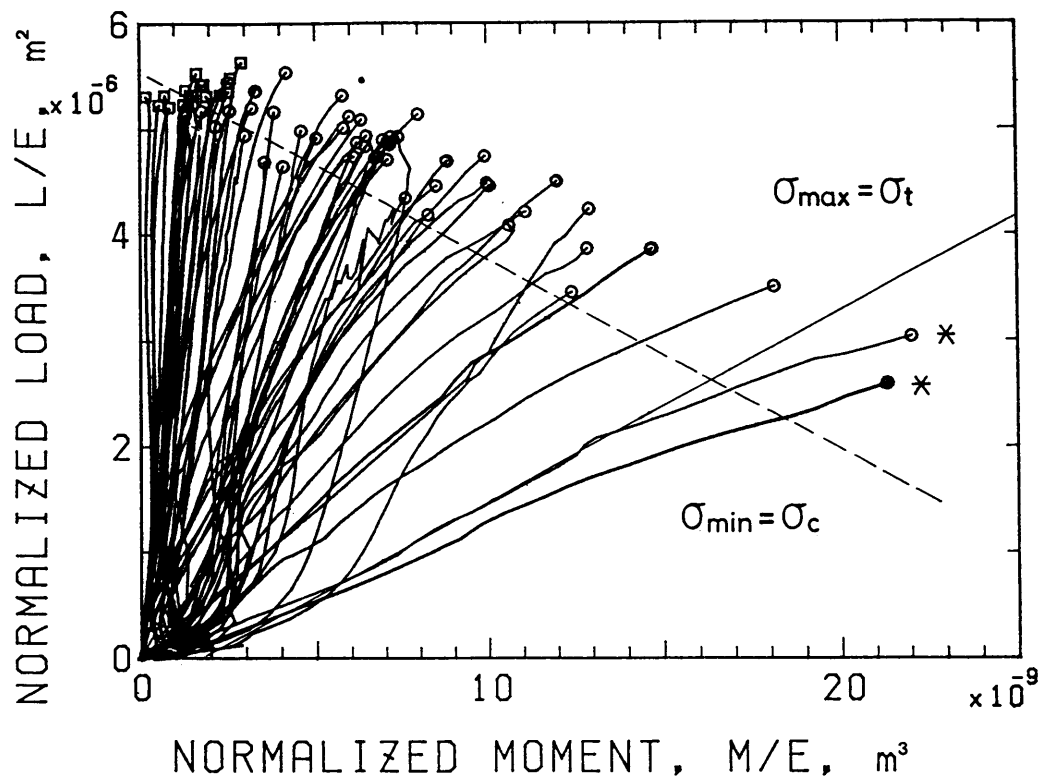


図-4-11 荷重と曲げモーメントの関係。□、○はそれぞれ実験条件1および2に対応している。

一致していないので、計算された曲げモーメントの値には若干の誤差が含まれる。また曲線の最終の値は記録された最大荷重の2測点前(試験条件1で100秒前,2で20秒前)で表してある。また軸力は平均ひずみより、曲げモーメントは偏差ひずみから求めたものでそれぞれ弾性係数で割った値が示されている。

図中□印で試験条件1の実験結果を、○印で試験条件2の実験結果を示している。曲線が下向きに凸であることは載荷とともに球座が偏心を正す方向に作用することを意味し、上向きに凸であることはその逆を意味する。このことから試験条件1では一般にもともと偏心は小さく、また球座も良好に作用しているのに比べて、試験条件2では供試体によって球座が偏心を正す方向に作用する場合とその逆の場合があることを示している。

偏心圧縮柱の理論によると σ_c, σ_t をそれぞれ材料の圧縮、引張強度として(引張を正とする)

$$\sigma_t > P/A \pm M/W > \sigma_c$$

が柱の安全性の吟味の対象とされる。ここでP, M, は荷重と曲げモーメント、Aは供試体

の断面積， W は断面係数である。この条件をおよその σ_c, σ_t の値を用いて計算し図中に記入している。これによると断面中に引張応力が生じて破壊に至ること(図中の直線)は非常にまれであり供試体の破壊状況から検討して全供試体中に2例(図中*印)認められるのみである。さらにこの2例も図-4-11中ではかなり引張応力が大きくなってから最大応力に至っており、供試体中に引張破壊が生じてそれが直ちに最終破壊に至らないことを示している。また縁応力が σ_c に達して破壊が生じるとすれば実験結果は図中の破線で与えられることになる。実験結果によると、強度は必ずしも曲げモーメントに敏感であるとは言えないが、上述の傾向は認められるようである。岩石の破壊が必ずしもこのような単純な理論によって説明できるとは考えられないが、圧縮強度に関する曲げモーメントの影響を定性的に説明することはできるだろう。

一般的には縁応力が σ_c に近い状態となってその部分の材料が破壊し(非線形性を示し)、順次破壊が供試体内部へ進行して最終破壊に至ると考えられる。また曲げモーメントが大きいものほど最大、最小の縁応力の差は大きい。このことは曲げモーメントが大きいほど供試体内の破壊の進行過程に差があることを意味する。これを示すために最大荷重の2測点前における体積ひずみとその時の荷重に対して示したものが図-4-12である。図中の曲線は典型的な応力-体積ひずみ曲線である。これからダイラタンシー量の少ない供試体ほど強度が低いこと、すなわち局部的な破壊のみで最終破壊に至った供試体ほど強度が低いことが分る。

写真-4-2に供試体の破壊の状況を示す。左より順に右へ行くほど低い強度を与えた供試体となっている。供試体の破壊の状況は球座の動きやすさなど、最終的なすべり面の形成状況の影響を受けるため必ずしも載荷条件に対応するものではない。しかし左端の供試体

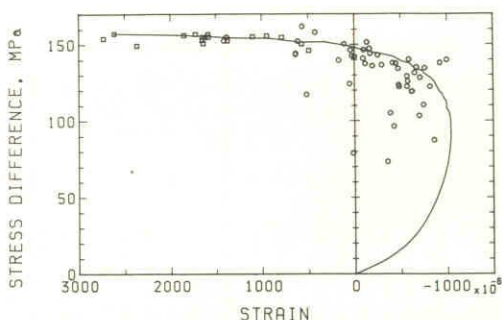


図-4-12 最大荷重の2測点前における体積ひずみの分布。実際は典型的な体積ひずみ曲線を示す。

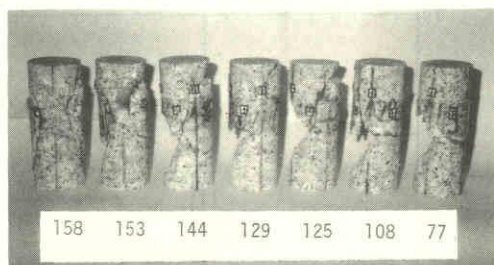


写真-4-2 供試体の破断状況

がほぼ対称的な壊れ方をしているのに比べて右へ行くほど対称性がなくなり、右端では曲げによる引張破壊が明瞭に認められる。

この状況から供試体の破断面の走向を読みとり試験条件1および2について図示したものが、図-4-13および図-4-14である。これらの図では破断面の走向がrift面からの角度で表現されており、そのヒストグラムが示されている。図-4-14に示す試験条件2についてのヒストグラムでは破壊面はほぼ各方向に等しく分布しているようであるが図-4-13に示す試験条件1のみについてみれば -25° ~ 25° の間に多く分布しており、破壊面方向が主として先在クラックの配向面(rift面)の影響により決定されることが示されている。このことは図-4-3においてrift面に垂直な方向のひずみがhardway面に垂直な方向のひずみより大きく現れることと対応している。また精度良く実験すれば実験結果に現れる花崗岩の異方性の影響も、実験精度がわずかに低下するだけで認められなくなることを示している。

4. 6 まとめ

物理量の測定には読取り誤差や計器のドリフトなどによる測定誤差がつきものである。しかし十分慎重な測定を行うことによりこの種の誤差を小さくすることは可能である。岩石の一軸圧縮強度は従来この種の誤差よりはるかに大きなばらつきを有するものと考えられてきた。本研究で示された結果によると、岩石の一軸圧縮強度のばらつきは従来考えられていた程大きなものではなく、十分注意深い実験を行えばかなり再現性の良いデータが得られることが認められた。

同一装置を用い、同一試験方法と同一手順で行われた試験で得られた結果にも拘わらず、試験条件2で得られた圧縮強度には大きなばらつきが認められた。しかしこれらの供試体側面、計4箇所同時に計測された曲げモーメントの大きさは強度と明瞭な負の相関を示して

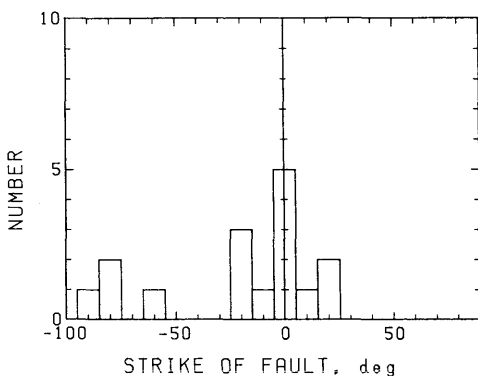


図-4-13 実験条件1における破断面の走行

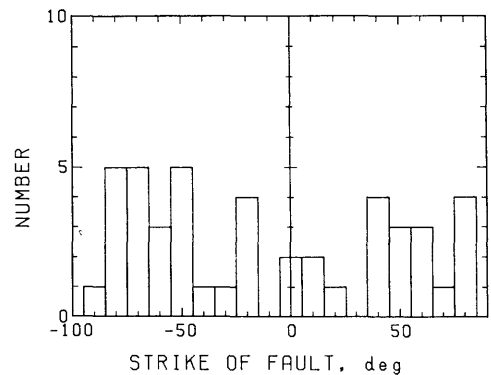


図-4-14 実験条件2における破断面の走行

おり、試験条件2で認められた強度の大きなばらつきは試験条件、特に载荷による曲げ応力の発生によるものと考えられる。すなわち山口、西松(1977)や三木(1986)に引用されている岩石の強度の大きなばらつきは、彼らが主張しているような岩石固有の性質ではなく、試験条件、特に载荷による曲げモーメントに依存した可能性があることをこの結果は示している。ただしそこで引用されている実験に用いられた岩石は稲田花崗岩であり、本研究で用いたものと同一ではなく、また強度の異方性が配慮されていないことも考慮する必要があると思われる。

ひずみや AE などのパラメータや破壊面の形成方向など、丁寧な実験では十分再現性のよいデータが得られるが、実験精度がわずかでも低下すると岩石本来の性質が見失われてしまうことが見出された。

近年、原油や天然ガスの地下備蓄あるいは放射線廃棄物の地下保管計画などに伴い、正確な岩石の物性を知る必要のある機会が増えており、将来ますますその機会が増えるものと思われる。本研究で示された合理的な実験は純粋な理学的興味に基づく研究だけではなく、このような場合に役立つものと考えられる。しかし全ての場合にここで述べられたような慎重な実験を必要とするとは限らない。そのような場合、通常の実験から得られた結果をもとに本来の強度をどう推定するかという問題については今後の課題としたい。

【参考文献】

- Balk R., 1937, Structural behavior of igneous rocks, Mem. Geol. Soc. Amer., 27-42.
- Brace W. F., B.W. Jr. Paulding and C. H. Scholz, 1966, Dilatancy in the fracture of crystalline rocks, J. Geophys. Res., 71, 3939-3953.
- Dale T. N., 1923, The commercial granites of New England, Bull. U.S. Geol. Surv., 738, 1-97.
- Hudson J. A., 1986, Geostatistics applied to rock mechanics, Proc. 7th West Japan Symp. Rock Engng., 4-20.
- ISRM 指針, 1982, 岩の力学連合会.
- 岩本健, 1983, ケイ酸塩質岩石のダイラタンシー現象の定量化に関する研究, 山口大学工学部修士論文, 174 P.
- 松尾稔, 川村国夫, 板橋一雄, 1983, 岩石強度の統計的性質に関する推定法, 土と基礎, 31, 11-16.
- 三木幸蔵, 1986, 岩盤力学入門, 鹿島出版会, 186-210.
- Mogi K., 1964, Deformation and fracture of rocks under confining pressure, Bull.

- Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 42, 491-514.
- Mogi K., 1966, Some precise measurements of fracture strength of rocks under uniform compressive stress, *Felsmechanik und Ingenieur geol.*, 4, 41-55.
- 工藤洋三, 橋本堅一, 佐野修, 中川浩二, 1986, 花崗岩の力学的異方性と岩石組織欠陥の分布, *土木学会論文集*, 第370号, III-6, 189-198.
- 西松裕一, 1968, 岩石の強度と破壊に関する統計学的研究, 東京大学学位論文.
- Nur A. and G. Simmons, 1969, The effect of saturation on velocity in low porosity rocks, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 7, 183-193.
- Paterson M.S., (荻野正二他訳), 1986, 実験岩石力学, 古今書院, 242p.
- Peng S. S. and A. M. Johnson, 1972, Crack growth and faulting in cylindrical specimens of Chelmsford granite, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 9, 37-86.
- 佐野修, 西村豪人, 寺田孚, 伊藤一郎, 1980, 岩石の変形挙動および強度に及ぼす荷重速度の影響, *日本鉱業会誌*, 96, 141-147.
- Sano O., I. Ito and M. Terada, 1981, Influence of strain rate on dilatancy and strength of Oshima granite under uniaxial compression, *J. Geophys. Res.*, 86, 9299-9311.
- Sano O., M. Terada and S. Ehara, 1982, A study of the time-dependent microfracturing and strength of Oshima granite, *Tectonophysics*, 84, 343-362.
- Scholz C. H. and T. A. Koczyński, 1979, Dilatancy anisotropy and the response of rock to large cyclic loads, *J. Geophys. Res.*, 84, 5525-5534.
- Simmons G., T. Todd and W. S. Baldrige, 1975, Toward a quantitative relationship between elastic properties and cracks in low porosity rocks, *Amer. J. Sci.*, 275, 318-345.
- Wong T.-F. and W.F. Brace, 1979, Thermal expansion of rocks, *Tectonophysics*, 57, 95-117.
- 山口梅太郎, 1967, 花こう岩の強度試験における試験片の数について, *材料*, 16, 52-58.
- 山口梅太郎, 西松裕一, 1977, 岩石力学入門(第2版), 東京大学出版局. 3-5, 95~102.

第5章 花崗岩の圧裂強度実験結果のばらつきについて

5.1 概説

岩石や岩盤の力学的性質の評価の一手法として圧縮強度実験や引張強度実験は代表的な実験である。そしてこれらの実験が有用なものであるためには実験精度が良いことが必要なことはいうまでもない。これまで一般に、岩石実験の結果には大きなばらつきが生じるものと考えられてきており、この大きなばらつきは岩石の持つ不均質性に起因していると考えられてきた。これに対して前章では、北木島花崗岩を用いて一軸圧縮強度実験を行い、岩石固有の強度のばらつきは従来考えられていたほど大きなものでないことを明らかにし、同時に、わずかに実験手法が異なるだけで容易に大きなばらつきが生じることを示した。ばらつきの小さい実験では、供試体作製や試験の方法に細心の注意が払われており、16個の花崗岩供試体に対し1%台の変動係数が得られている。この実験で用いられた北木島花崗岩の最大結晶粒径は4mm程度であり、先在クラックの中には供試体直径の1/10以上の長さのものも存在した。したがって、さらに細粒な花崗岩では、より良い精度の実験結果が期待できる。

圧縮強度のばらつきが従来考えられていたより小さいことが明らかになった後でも、引張強度についてはかなりのばらつきが生じるという考えが可能である。これは圧縮強度が、岩石内の微小欠陥などに対して比較的鈍感である、いわば構造鈍感であるのに対して、引張強度は構造敏感であるという考えに依拠しており、この点に関する検討も必要と考えられる。

本研究では、圧縮強度実験を扱った前章に引続き、岩石の引張強度実験法として代表的な圧裂強度実験を取り上げ、まずいくつかの点で細心の注意を払った方法で実験を行う。そして、この実験結果のばらつきと実験技術上のパラメータをいくつか変動させて実験を行った実験結果のばらつきとを比較検討する。本研究の主目的は、圧裂強度のばらつきに対する各パラメーターの寄与度の検討を試みることである。なお前章との用語上の整合性を保つ上で、本研究でも便宜上、試料の採取から供試体の整形、載荷にわたる全過程を実験と呼び、供試体を載荷する過程を試験と呼ぶ。

5.2 圧裂強度実験におけるいくつかの問題点

圧裂強度実験は実験方法が簡便であるという大きな利点とともにいくつかの固有の問題点がある。まず、この試験が間接試験であるため、材料の性質にある種の仮定が必要となる。圧裂強度実験の慣用式は材料を等方線形弾性体と仮定しているが、ほとんどの岩石は

組織上あるいは構造上の異方性を有するため厳密にはこの仮定は成立しない。またクラックや空隙の存在は材料の力学的挙動に非線形性をもたらす(たとえば Hawkes and Mellor, 1973)。これもこの仮定に反することになる。Amedei(1983)は横等方性(transversely isotropic)材料について、圧裂強度実験の解を解析的に求め、慣用式によって得られる値を修正している。異方性については、岩石の異方性軸や弾性率を決定することは可能なので(佐野, 1988)、圧裂強度実験において異方性を考慮することは煩わしさが加わるが可能である。例えば、供試体端面を hardway 面とし、大島花崗岩について得られた弾性率(佐野, 1988)を Amedei(1983)の方法で評価すると、等方性仮定の解を用いた場合に生じる誤差は3%程度である。

第2に、圧裂強度の慣用式を適用するためには破断面が載荷点近傍の圧縮応力集中域から形成されてはならない。これに対して Hooper(1981)がガラスについて行った圧裂強度実験、および Hudson et al.(1982)が St. Cloud 花崗閃緑岩(Charcoal 花崗岩)と Tennessee 大理石で行った圧裂強度実験では、クラックは載荷点付近から発生すると報告されている。載荷点近傍からの初期クラックの発生を防止するため Mellor and Hawks(1971)は曲面載荷盤を用いて載荷幅を増加させることによりクラックを供試体中央部より発生させることを提案し、これは ISRM の指針(1978)に採用されている。一方、平面載荷板を用いても初期クラックが圧裂予定面に沿う供試体中央部から発生するという指摘がいくつかある(Colback, 1966; Brown and Trollope, 1967)。さらに Yanagidani et al.(1978)は、平板載荷の圧裂強度実験においてひずみゲージとトランジェントレコーダを用いてクラックの観察を行い、圧裂の慣用式を適用できる領域から初期クラックが発生していることを明らかにしている。これらの観察結果は、例えば花崗岩という同種の岩石に対しても異なった結論が得られる可能性を示しており、第2の問題点に関しては未解決である。

3番目の問題点は、載荷によって生じる供試体内の応力分布が一様とはならず、またその分布状態は圧盤と供試体との接触角の関数となることである。圧裂強度実験において供試体に作用する外力は、慣用式の理論的基礎となっている線荷重ではなく載荷幅を有する分布荷重となる。分布荷重を受ける等方弾性体円盤については Hondros(1959)が応力分布の解析解を得ており、他にもいくつかの分布形状に対する解が得られている(たとえば 淡路, 佐藤, 1978)。それらによれば、分布荷重幅に対応する接触角が増すほど慣用式で考えられている応力分布との差が大きくなる。この点について Fairhurst(1964)は、Hondrosの応力解に、材料の破壊条件として修正 Griffith 理論(1962)を適用して接触角と破壊荷重との関連について検討した。そこでは接触角が小さい場合破壊は供試体の中心よりむしろ載荷点に近い位置で生じることが示されている。同様の考え方から佐藤(1987)は、圧裂強度を

接触角の関数として修正する必要があることを指摘している。しかしこうした修正も材料が Griffith の破壊条件に基づくことを前提としており、実際の岩石への適用可能性については問題が残されている。

異方性や接触角の考慮など、簡便さが最大の長所である圧裂強度実験に対してこのような複雑さを導入することについては多くの問題がある。そこで実用上は、圧裂強度が一軸引張強度を反映するという前提のもとに、圧裂強度の慣用式を一定の面積を圧裂するために必要な見掛けの応力として解釈したほうが圧裂強度実験の目的にかなっていると考えられる。事実 Mellor and Hawkes(1971) は一軸引張強度と圧裂強度がおおまかに一致することを明らかにしている。このことは、圧裂強度実験をより厳密に扱うために異方性の影響や一軸引張強度との関連を追求して行こうとする努力をなおざりにしようとするものではない。

以上のように、圧裂実験法が正確な引張強度を求める実験法であるかどうかについてはいくつかの問題点がある。しかしその実験法は比較的簡単であり、実験結果はおよその引張強度を与えるとして良いようである。このことは実用上から岩石圧裂実験結果のばらつきを論じ、実験精度を検討することが重要であることを意味している。

5. 3 岩石の圧裂強度実験結果にばらつきを与える要因

前章では、圧縮強度実験結果にばらつきを与える要因として、1) 岩石材料固有のばらつき、2) 供試体採取方法、3) 供試体形状、寸法、4) 整形精度、5) 加圧盤と供試体の接触状況、6) 試験環境、7) ひずみ速度、8) 試験機および球座、9) 試験技術 を考え、それぞれのばらつきの要因を極力小さくして念入りの実験を行うことによりばらつきの小さい圧縮実験結果を得た。圧裂強度実験結果にばらつきを与える要因についても圧縮試験と同様の要因が考えられる。しかしながら圧縮強度実験と圧裂強度実験では、支配的な応力場が圧縮と引張で異なるなど重要な相違点があり、圧裂強度実験に固有の問題点もある。そこで既往の研究などから圧裂強度実験結果にばらつきを与えると考えられる要因を検討すれば、以下に述べるようなものとなる。

1) 岩石材料固有のばらつき

岩石はその内部にクラックをはじめとする多くの微小欠陥を含みまた粒子組成も不均一である。この微小欠陥のばらつきや粒子不均一性が圧裂強度にばらつきをもたらすと考えられる。

2) 供試体採取方向と載荷方向

多くの岩石は多かれ少なかれその組織・構造に異方性を有している。これらの異方性は

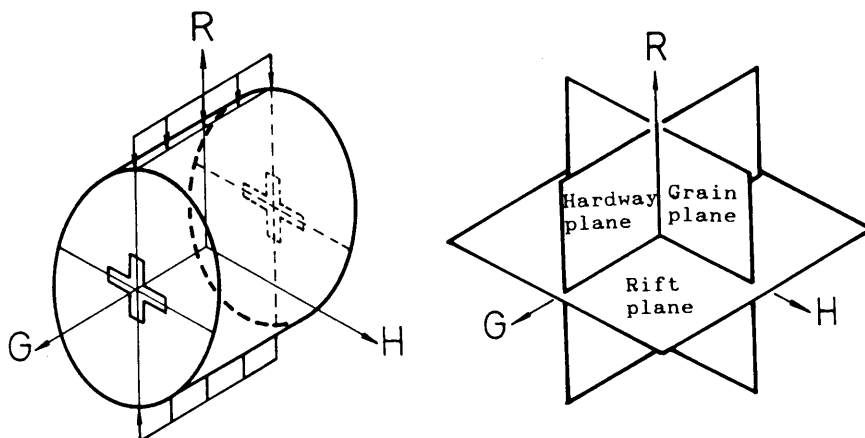


図-5-1 荷重方向と圧裂面の関係

クラックなどの選択配向や鋳物粒子の平行配列などによるものであるため供試体がこれらの配向面に対してどのように準備されるかによって強度が異なる。このため圧裂予定面を固定せずに圧裂強度実験を行った場合、この強度の異方性が見かけ上強度のばらつきとなって現われる。

3) 整形精度

圧縮試験においては供試体端面の整形は強度に大きな影響を与える。圧裂強度実験においても整形の良否は強度のばらつきに影響を与えることが考えられる。

4) 試験機および球座

試験機の荷重速度あるいはひずみ速度を一定に保つことが望ましい。また球座の良否は安定した実験結果を得るために特に重要であると考えられる。

5) 試験技術

以上述べてきた供試体作製や試験装置に対する配慮に加えて、荷重軸が供試体の重心を通るようにして偏心を除去するなど、ばらつきの小さい実験結果を得る上で、試験技術は重要な要因となる。

圧縮強度実験同様、これらの要因に対する配慮の欠如は、ほとんどの場合は強度低下をもたらすと考えられる。しかし強度に異方性がある場合には、予定した圧裂面に対して荷重軸がずれた場合に強度が増加する可能性もある。

5. 4 実験結果のばらつきを小さくするための配慮

前章に述べた要因によってもたらされるばらつきをできるだけ小さくするため、各要因

ごとに以下に述べるような配慮をした。

(1) 試料の選択

実験に用いた試料は、愛媛県伊予大島産の花崗岩である。試料選択の主な理由は、大島花崗岩の平均結晶粒径が約1~2mmの細粒であり、内部のクラックが結晶粒径程度の寸法であり安定な実験結果が期待されることにある。またこの岩石は岩石試験に用いられることが多く、そのため組織・構造に関する情報が豊富に得られている(Sano et al., 1981; 柳谷ほか, 1987)。

(2) 供試体採取方法

よく知られているように、花崗岩は、内部の微小欠陥が優先方位を有するため力学的性質に異方性を生じる(Dale, 1923; Osborne, 1935; Peng and Johnson, 1972; 工藤ほか, 1986)。このことから、供試体の採取に当っては、同一方向からコアリングすることとし、grain面に垂直にコアリングした。

(3) 載荷方向

前述したように、再現性の良い結果を得るためには圧裂面を異方性軸に関して厳密に固定することが必要である。しかしながら、たとえばrift面を圧裂予定面として選択した場合、載荷軸がずれば圧裂強度は増加する。本研究では実験精度の低下が強度増加をもたらす可能性をできるだけ小さくすることとし、相対的に強度が高いと考えられるhardway面を圧裂することにした。(図-5-1参照)

(4) 供試体形状と寸法

圧裂強度の慣用式は平面ひずみ、平面応力のいずれの応力状態に対しても有効であるため、供試体長が長くなることによって生じる側面の平行度の劣化や荷重の偏心を防ぐという目的からすれば円盤の厚みは小さいほど良いと考えられる。しかし一方で、供試体の寸法は結晶粒の大きさによる制約を受ける。用いた花崗岩の最大結晶粒径が約2mmであるため供試体軸方向の厚みをその10倍の20mmとした。これは供試体直径(約42mm)の約1/2にあたる。これらはISRMの指針(1982)に準拠している。

(5) 整形方法

岩石ブロックから抜き取られたコアの側面は、かなり慎重にコアリングを行っても直径に0.05mm程度の変動が認められた。このため側面の整形はレンズ加工業者に外注した。この結果側面整形を行った供試体の直径の変動は0.01mm以内に収められている。端面はターテーブル上で研磨して、両端面の平行度が0.1mm以内に収まるようにした。

(6) 試験機および球座

試験機としては油圧サーボ制御が可能な試験機を使用した。載荷は加圧盤の変位速度が

一定となるように行った。球座には直径30mmの鋼球を持つものを採用し、荷重が載荷面に均一に分布するように球の下端から載荷面までの距離を載荷長の約1.5倍とした。

(7) 試験技術

圧裂予定面に沿って正確に破断させるため、供試体の設置と球座の調整には細心の注意を払った。供試体の設置については調整用の治具を作製して慎重に行った。また荷重の偏心をできるだけ小さくするため、供試体端面の中央部に貼られた長さ5mmのクロスゲージの出力をモニターし球座を再調整することによって荷重の偏心を除去するように努めた。具体的には縦ひずみが 40×10^{-6} 程度になるまで載荷し、縦ひずみと横ひずみを読み取って偏心の程度を確認し、偏心が大きい場合は除荷して球座の調整を行った後に再載荷した。前述のように、ISRMでは加圧盤として曲面載荷盤を使用する方法を採用している。ISRMの指針の根拠になっている Mellor and Hawkes(1971)の実験では変動係数で4%程度の値が得られている。またすでに述べたように論拠となっている載荷点付近からの亀裂の発生についても議論が分かれている。このため本研究では筆者らが試作した平面載荷盤を用いてできるだけ慎重な実験を行うこととした。

5. 5 実験方法

本研究では、前述の要因に対する配慮が実験結果にどの程度の影響を及ぼすかを検討するため、表-5-1に示す条件の下でいくつかの実験を行った。

側面整形については、直径の変動を0.01mm以内に側面整形を施した供試体とコアリング後側面整形をしない供試体とで比較した。試験機については、サーボ制御油圧試験機と通常の Rayleigh 式油圧試験機とで比較した。球座については、圧裂強度実験用に筆者が試作した球座と、コンクリートの圧縮試験用の備え付けの球座と、球座を用いずに載荷した場

表-5-1 実験条件

Case	Number of specimens	Consideration of anisotropy	Testing machine	Waviness of surface	Spherical seats	Remarks
A	30	Yes	Servo-controlled	<0.01mm	Custom-made	Block A
B	30	Yes	Servo-controlled	<0.05mm	Custom-made	Block A
C	30	Yes	Conventional	<0.05mm	None	Block A
D	30	Yes	Conventional	<0.05mm	Equipped	Block A
E	24	No	Conventional	<0.05mm	Custom-made	Block B
F	72	No	Conventional	<0.05mm	Custom-made	Block B

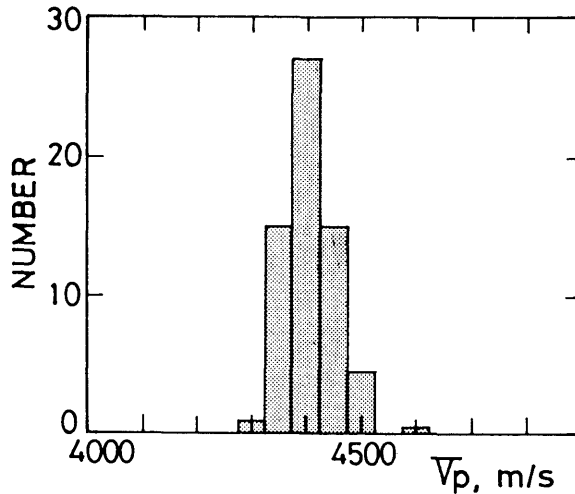


図-5-2 hardway面に垂直に伝播する弾性波速度のばらつき

合について検討した。圧裂される面が異方性の主軸に対して固定される必要があるので、今回行った载荷試験(Case A ~D)では全て圧裂される面を hardway 面に一致させた。圧裂される面が一定していない場合に対して検討するため、供試体の端面が3つの配向面に平行になるように各24個づつ供試体を作製した。さらに各ケースについて15°間隔で0°から180°まで各方向2個づつ圧裂強度を測定してランダムにコアリングされた供試体の値とした。なお、球座の調整については Case A および Case B のみについて行っている。

载荷に際して、荷重の偏心を測定することを主目的にして供試体の端面中央部に長さ5mmのクロスゲージを貼りつけた。

5. 6 実験条件と実験結果

図-5-2に、弾性波速度の測定結果を示す。測定に用いたトランジェントレコーダのサンプリング速度が50nsなので、測定結果には約10m/sの誤差が含まれる。図の弾性波速度の分布はこの誤差をはるかに超えて広がっている。したがって図の弾性波速度の分布は材料固有のばらつきを示しているものと考えられる。変動係数は1.29%である。

それぞれの実験条件で载荷した場合の圧裂強度の分布状況を図-5-3に示す。また表-5-2に各ケースの平均圧裂強度、標準偏差、変動係数を示す。Case Aは、できるかぎり慎重に材料を準備し実験を行ったものであり、変動係数が2.98%である。Mellor and Hawkes(1971)が曲面载荷盤を用いた実験制度の向上の証左として掲げている変動係数4%台を考慮すれば、この値は十分に小さいといえる。Case Bは、Case Aと比較して側面整形をしない場合であるがこの場合も3.65%の変動係数で、側面整形をしたものとの精度の差はわずかであり

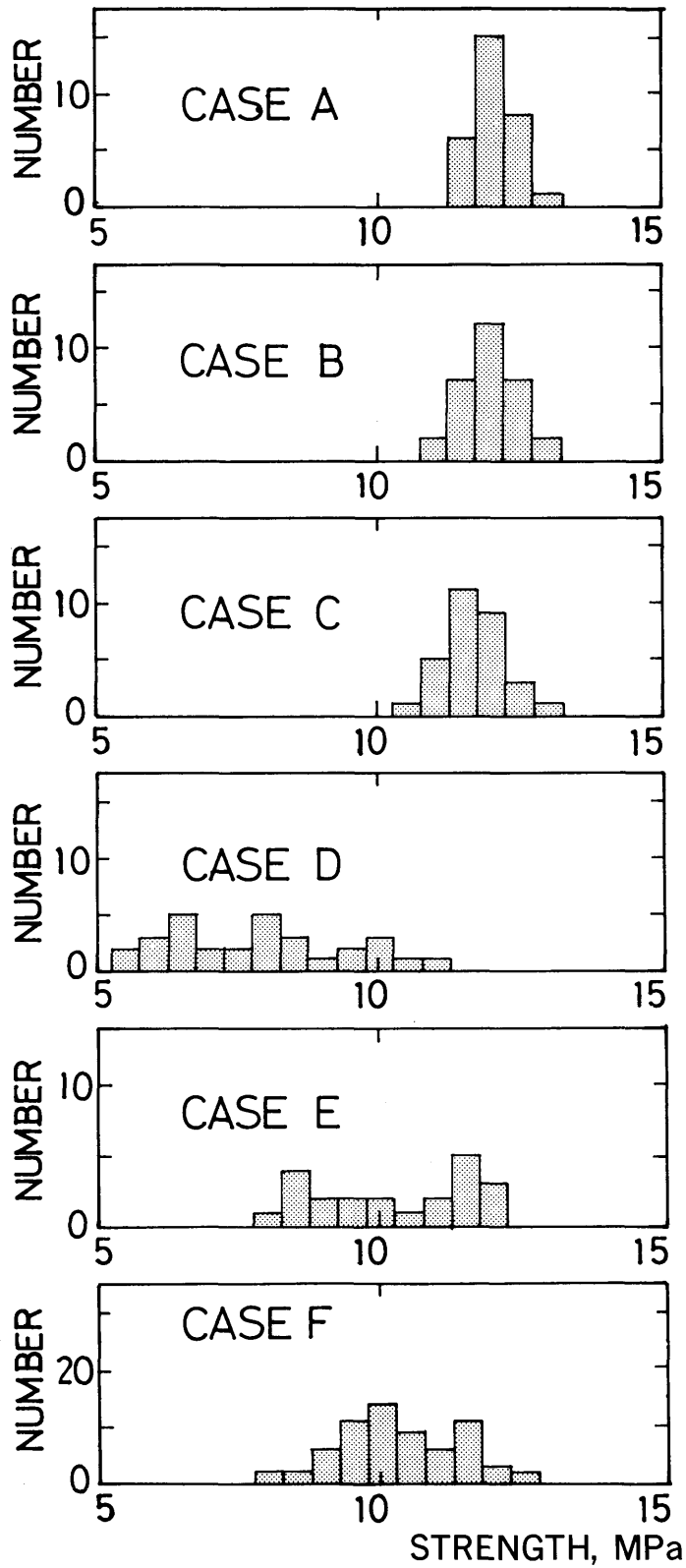


图-5-3 压裂强度分布

表-5-2 実験結果

Case	Average Strength (MPa)	Standard Deviation (MPa)	Coefficient of Variation
A	11.9	0.35	2.98
B	12.0	0.44	3.65
C	11.7	0.51	4.38
D	7.86	1.56	19.8
E	10.5	1.51	14.5
F	10.2	1.22	12.0

実験結果のばらつきは小さい。実験結果のばらつきは、(材料固有の強度のばらつき)と(供試体整形技術のばらつき)及び(試験条件のばらつき)の相乗的な効果によって生じると考えられるが、Case A および Case B の結果は圧縮実験同様、圧裂強度実験においても材料固有の強度のばらつきはこれまで報告されているもの(たとえば Yamaguchi, 1970)程大きくないことを示している。なお Case A と Case B では載荷時に球座の調整を行っている。

Case C は Rayleigh 式試験機を使用して、側面整形は特に行わずコアリング状態のまままで圧裂面の固定のみを行って球座なしで載荷した場合である。測定値の分布にも若干の広がりがあるが、変動係数は4.38%に収まっている。

これに対して Case D は、Case C においてコンクリート圧縮試験用の備え付けの球座を用いて球座の調整なしに載荷したものであり、Case A~C に比べて強度の平均値が極めて小さく変動係数も19.8%と著しく大きい。Case D が Case C と異なるのは備え付けの球座の使用と載荷時の調整の有無であり、圧裂強度実験結果のばらつきに球座の設計と載荷時の調整が非常に重要であることが示されている。しかし満足のいく球座の設計は必ずしも容易でなく、また載荷時の調整ははなはだ経費と時間を要する。したがって実際上それが困難な場合は、異方性軸を考慮し圧裂面を固定して球座なしで載荷した方がはるかに良好な結果が得られることが認められる。

圧裂面を固定しない場合は、Case E にみられるように、同じ方向からコアリングされた供試体に対してもかなりのばらつきが認められる。またコアリングの方向を考慮せず、ランダムにコアリングした場合にも、Case F にみられるように大きなばらつきを生じるものと考えられる。したがって、一般に圧裂強度実験において異方性を考慮することが重要である。

以上の実験結果より、圧裂強度実験結果に大きな影響を及ぼす要因として圧裂面の固定と球座の設計が挙げられる。これに対して側面整形は、慎重にコアリングされた供試体の側面であれば、厳密な側面整形を行ったものと比較しても実験結果にさほど影響を及ぼさ

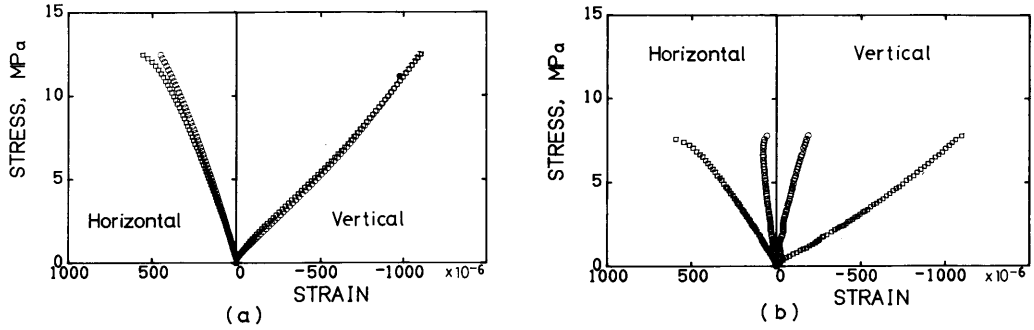


図-5-4 供試体端面で測定されたひずみ

ない。またサーボ制御機能を有しない試験機でも良好な結果を得ることが可能である。

5.7 考察

圧裂荷重下での岩石の強度特性についてさらに詳しく調べるために、Case A および Case D の供試体について代表的な応力-ひずみ曲線をそれぞれ図-5-4a および図-5-4b に示す。応力は等方性を仮定した慣用式に従って算出したものである。ひずみは、供試体両端面中央に貼られた長さ5mmのクロスゲージの出力で、縦ひずみと横ひずみそれぞれ2枚ずつについて示したものである。なお本研究で縦ひずみと呼ぶのは載荷軸と平行に貼られたひずみゲージの出力であり、横ひずみと呼ぶのは載荷軸に垂直に貼られたひずみゲージの出力によるものである。それぞれのひずみの相対的な位置関係が明らかになるように、同じ側面から得られたひずみについては同じマークが使用してある。縦ひずみはいずれの場合も載荷の初期から比較的線形に近い挙動を示している。また一軸圧縮試験同様破断点の近傍でも縦ひずみの顕著な変化は認められない。図-5-4 a は、比較的強度が高い場合で、縦ひずみ、横ひずみともに、供試体の両端面で、最大荷重付近までよく一致している。図-5-4 b

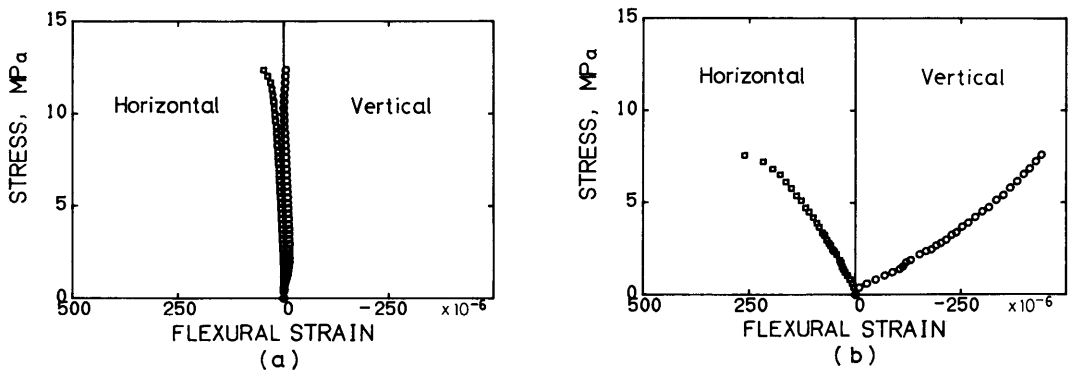


図-5-5 偏差ひずみ

は、縦、横いずれのひずみも低荷重域から不一致を示している場合で、縦ひずみの大きくなっている側面が横ひずみも大きく、荷重の偏心を示唆している。

そこで次に、それぞれのひずみを軸荷重によるひずみと偏心による寄与分と考えられるひずみに分離して考える。具体的には縦ひずみ、横ひずみの各荷重段階における平均値からの偏差成分を求め、これを偏心荷重による寄与分と考える。縦ひずみの偏差成分を負、横ひずみの偏差成分を正として図に示す。以後このひずみを偏差ひずみと呼ぶ。図-5-5はこうして得られた偏差ひずみを図-5-4に対応させて示したものである。縦ひずみの偏差成分は前述のように荷重の偏心の程度を示しているものと考えられるのに対して、横ひずみのそれはひずみゲージが破断予定面に関して直角方向に貼られているため、引張応力によって生じるクラック生成に敏感であると考えられる。すなわち破断点近くでの横ひずみの偏差成分の増加は荷重によるクラック生成が一方の側に偏っていることを示す。この偏差ひずみと応力の関係をまとめたものが図-5-6である。強度のばらつきの小さい Case A は偏差成分も相対的に小さく、逆にばらつきの大きい Case D は偏差ひずみもかなり大きい。さらに Case D について見ると、特に縦ひずみの最大偏差ひずみと圧裂強度との間に負の相関があることが認められる。すなわち偏心が大きい場合には圧裂強度は曲げ成分の影響を受け、試験結果から得られる強度が著しく低下する。また横ひずみの引張応力によ

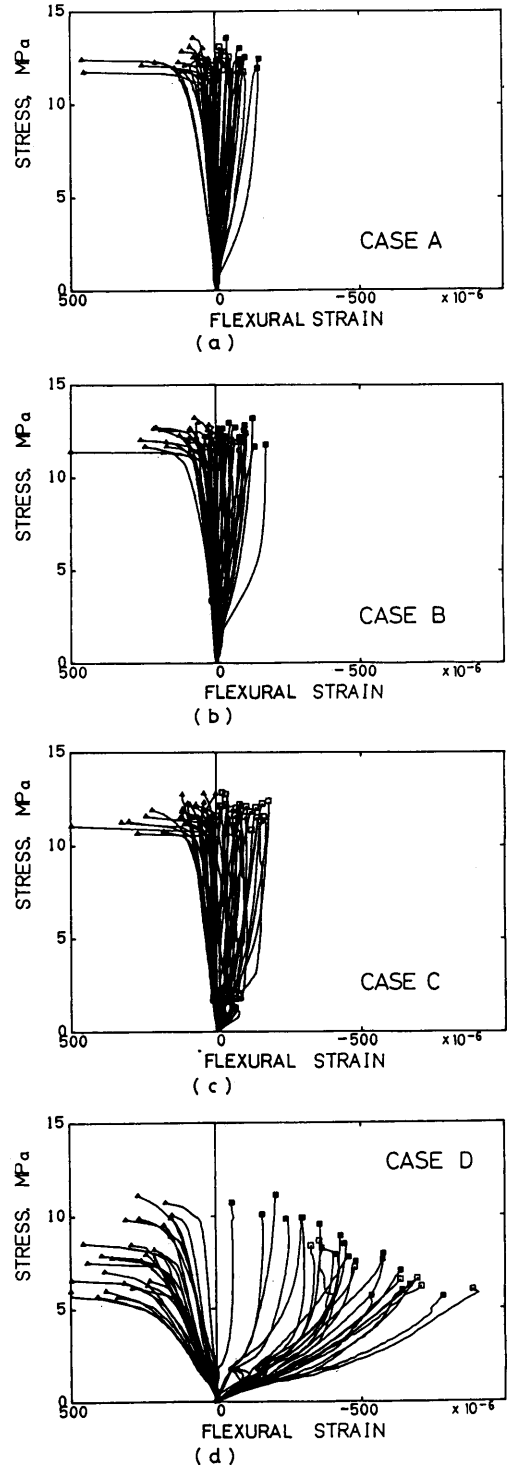


図-5-6 各実験に対応した偏差ひずみと引張応力の関係

て生じるクラックの偏在を示すことから、圧裂実験である本実験の仮定においてもクラックの発達段階があることを認められる。以上のように载荷における偏心を小さくしかつ圧裂面を固定すれば、ばらつきの小さい圧裂実験結果が得られた。また横ひずみにおける偏差ひずみの存在は Griffith の理論に代表される岩石破壊の機構に関する最弱リンク説の圧裂実験への適用を困難にしている。

5. 8 まとめ

本研究では、大島花崗岩を用いて圧裂強度実験における強度分布について検討を行った。これまで圧裂強度実験法による引張強度は、かなり大きく変動するという報告がなされ定説化されてきた。しかし本研究で明らかにしたように、試料の準備から試験の実施に至るまでの過程で慎重な実験を行えば、ばらつきの小さな実験結果を得ることができることが明らかになった。これは圧縮強度実験同様、実験データのばらつきの主要因が材料固有のばらつきによるものでなく、実験条件や実験方法によって生じることを示すものである。具体的には、高い精度の実験結果を得るためには、異方性軸を考慮することが必要である。さらに球座の設計の良否および载荷時の球座の調整は実験結果に大きな影響を及ぼす。このため圧裂試験用の適切な球座が使用できない場合あるいは载荷時の球座の調整が困難である場合は、球座を用いずに直接载荷した方がよりよい実験結果を得ることができる。

【参考文献】

- Amedei B., 1983, Proc. 5th Int. Congr. on Rock Mech., Melbourne, 189-196.
- 淡路英夫, 佐藤千之助, 1978, ヘルツの接触圧を考慮した圧裂引張応力, 材料, 27, 336-341.
- Brown E.T. and D. H. Trollope, 1968, The failure of linear brittle materials, Rock Mech. Engng. Geol., 6, 113-125.
- Colback P.S. B, 1966, An analysis of brittle fracture initiation and propagation in the Brazilian test, Proc. 1st Int. Congr. on Rock Mech., Lisbon, 385-391.
- Dale, T. N., 1923, The commercial granite of New England, Bull. U.S. Geol. Surv., 22-103.
- Fairhurst C., 1964, On the validity of the Brazilian test for brittle materials, Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 535-546.
- Hawkes I., M. Mellor and S. Garipey, 1973, Deformation of rocks under uniaxial tension, Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 10, 493-507.
- Hondros G., 1959, The evaluation of Poisson's ratio and the modulus of materials of

- a low tensile resistance by the Brazilian (indirect tensile) test with particular reference to concrete, *Aust. J. Appl. Sci.*, 10, 243-268.
- Hooper J. A., 1971, The failure of glass cylinders in diametral compression, *J. Appl. Phys. Solids*, 19, 17-200.
- Hudson J. A., E. T. Brown and F. Rummel, 1972, The controlled failure of rock discs and rings loaded in diametral compression, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 9, 241-248.
- ISRM Commission on standarization of laboratory and field tests, 1978, Suggested- Methods for determining tensile strength of rock materials. Part 1, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 15, 99-103.
- 工藤洋三, 橋本堅一, 佐野 修, 中川浩二, 1986, 花崗岩の力学的異方性と岩石組織欠陥の分布, *土木学会論文集*, 第370号/III-6, 189-198.
- McClintock F.A. and J.B. Walsh, 1962, Friction on Griffith cracks in rocks underpressure, *Proc. 4th U. S. Nat. Congr. Appl. Mech.*, 1015-1021.
- Mellor M. and I. Hawkes, 1971, Measurement of tensile strength by diametral compression of discs and annuli, *Eng. Geol.*, 5, 173-225.
- Osborne F. F., 1935, Rift, grain and hardway in some Pre-Cambrian granites, Quebec, *Econ. Geol.*, 30, 540-551.
- Peng S. and A. M. Johnson, 1972, Crack growth and faulting in cylindrical specimens of Chelmsford granite, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 9, 37-86.
- Sano O., I. Ito and M. Terada, 1981, Influence of strain rate on dilatancy and strength of Oshima granite under uniaxial compression, *J. Geophys. Res.*, 86, 9299-9311.
- 佐野 修, 1988, 応力腐食による岩石内のクラック伸長現象の異方性に関する理論的考察, *材料*, 37, 159-165.
- 佐藤嘉晃, 1987, 圧裂試験における破壊開始位置と破壊荷重についての Griffith 理論による検討, *材料*, 第36巻, 第410号, 1219-1224.
- Yamaguchi U., 1970, The number of test-pieces required to determine the strength of rock, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 7, 209-227.
- Yanagidani T., O. Sano, M. Terada and I. Ito, 1978, The observation of cracks propagating in diametrically compressed rock discs, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 15, 225-235.
- 柳谷俊, 西山哲, 寺田孚, 1987, 花崗岩のダイラタンシー異方性について, *土木学会論文集*, 第382号III-7, 63-72.

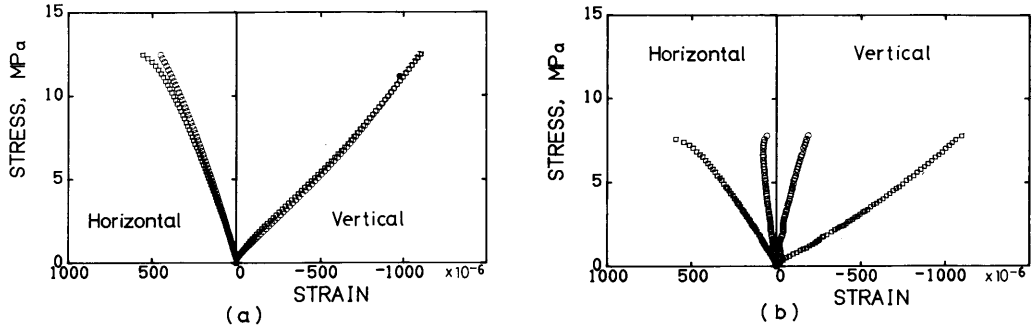


図-5-4 供試体端面で測定されたひずみ

ない。またサーボ制御機能を有しない試験機でも良好な結果を得ることが可能である。

5.7 考察

圧裂荷重下での岩石の強度特性についてさらに詳しく調べるために、Case A および Case D の供試体について代表的な応力-ひずみ曲線をそれぞれ図-5-4a および図-5-4b に示す。応力は等方性を仮定した慣用式に従って算出したものである。ひずみは、供試体両端面中央に貼られた長さ5mmのクロスゲージの出力で、縦ひずみと横ひずみそれぞれ2枚ずつについて示したものである。なお本研究で縦ひずみと呼ぶのは載荷軸と平行に貼られたひずみゲージの出力であり、横ひずみと呼ぶのは載荷軸に垂直に貼られたひずみゲージの出力によるものである。それぞれのひずみの相対的な位置関係が明らかになるように、同じ側面から得られたひずみについては同じマークが使用してある。縦ひずみはいずれの場合も載荷の初期から比較的線形に近い挙動を示している。また一軸圧縮試験同様破断点の近傍でも縦ひずみの顕著な変化は認められない。図-5-4 a は、比較的強度が高い場合で、縦ひずみ、横ひずみともに、供試体の両端面で、最大荷重付近までよく一致している。図-5-4 b

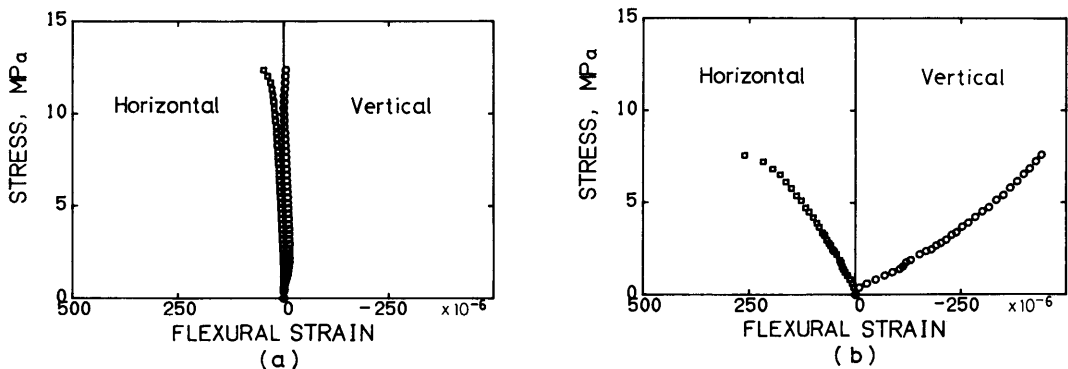


図-5-5 偏差ひずみ

向から説明されている。さらにこうした面の他にも微小欠陥の配向と関連したいくつかの面での強度の低下が指摘されている。しかしながら図より認められる実験精度は、こうした強度の低下する面の近傍の強度変化を比較できるほど十分なものではない。さらに第3章で述べたように Chelmsford 花崗岩はかなりの変成作用を受けたと認められる形跡を残しており、典型的な花崗岩ともいいがたい。

これまで述べてきたように、強度異方性に関する研究は不十分ながらもいくらか認められるが異方性と関連した変形挙動に関するものはさほど多くない。このことは間接試験としての圧裂試験の位置づけと関連しているものと考えられる。圧縮試験と異なり荷重や破断面の観察以外に計測量を多様化しようという試みはほとんどない。

6. 3 大島花崗岩の力学的異方性の計測

6.3.1 実験方法

本研究で用いた岩石は、3章でその内部構造について詳しく述べた大島産花崗岩である。この花崗岩の採取地においては、rift 面は $N78^{\circ}E14^{\circ}N$ でほぼ水平に近く、grain 面は $N77^{\circ}W 85^{\circ}S$ で、ほぼ鉛直面、hardway 面はこれら2つの面に直交するほぼ鉛直面である。以下の議論における方位角の原点は、すべてこれら採石場における経験則によるものである。資料採取用のブロックは、このクラックの配向面に忠実に従って切り出したものを用いておりほぼ正確な矩形状をしている。

圧裂強度の計測は、R、GおよびH軸を軸とする供試体について供試体軸を含む 15° 間隔の面内で行なう。したがって供試体数はR、GおよびH軸を供試体軸とするものをそれぞれ24個作製している。圧裂面の決定は、例えばR軸を軸とする供試体については、hardway 面での圧裂試験を 0° とし、反時計方向に 15° 間隔に圧裂面を設定した(grain 面が 90° となる)。供試体の直径は約42mmであり、供試体長は約21mmである。供試体の寸法上の精度について圧裂面内の直径のばらつきは同一供試体内で2/100 mm以内であり、また端面の平面度のばらつきは5/100mm以内としている。本実験では、特に精度の良い圧裂試験を行なうことを考慮しており、実験方法は第5章で述べた方法に準拠している。圧裂試験に先立ち圧裂面に垂直な方向(hardway 面の圧裂試験に対してはH軸方向)の V_p を先と同じ方法で計測している。これは供試体ごとの V_p のばらつきについての検討を行なうためである。

6.3.2 実験結果

実験によって得られた各軸を含む供試体の 15° 間隔での圧裂試験結果とそれに対する圧裂面に垂直な方向の V_p を図-6-1、図-6-2 に示す。図-6-1によると、rift 面の圧裂強度はG

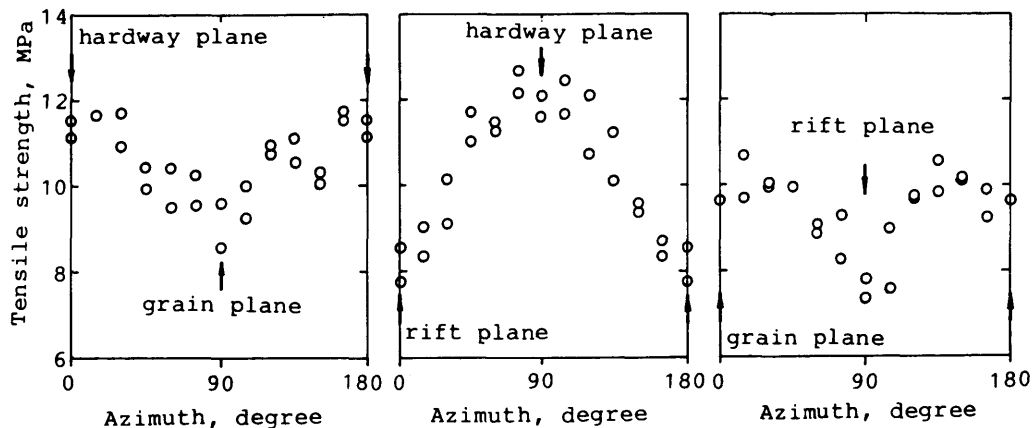


図-6-1 圧裂強度の異方性

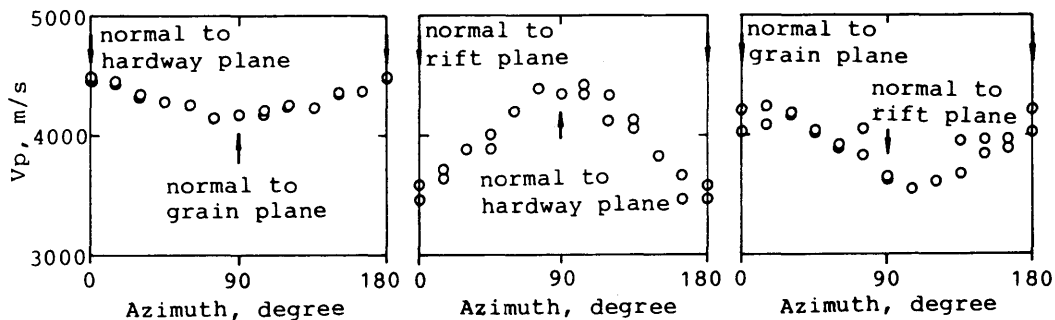


図-6-2 弾性波速度の異方性

軸を軸とする供試体を圧裂する場合に8.1MPa, hardway面を軸とする供試体を圧裂する場合が7.6MPaとかなり近い値を示している。同様に, grain面を圧裂するものは9.2MPaと9.6MPa, hardway面を圧裂するものは11.4MPaと11.8MPaと供試体軸が異なってもいずれもほぼ等しい値となっている。

クラックの配向面に対応する面内での圧裂に関するかぎり, rift面を圧裂する場合が最も小さな値となり, 次にgrain面, そして最大がhardway面の順となっている。rift面の圧裂強度は測定されたすべての面内で最小値を示しているが, hardway面の圧裂強度は最大とならず, 最大圧裂強度はhardway面からわずかに離れた面に生じている。

図-6-2と図-6-1とを比較すると, それぞれの軸を持つ供試体の V_p と σ_t とは, おおまかに見て周期180°の調和振動をしているかのようであり, 両者には, かなりの良い相関が見られる。ここで V_p に比べて σ_t のばらつきがいくらか大きくなっているが, 本来 V_p が材料内の欠陥に関して構造鈍感な量であるのに比べて σ_t が構造敏感な量であることからこの差

は説明されよう。V_p および σ_t いずれも、それぞれの異方性の状況は共にクラックの配向面に垂直な方向を軸とする直交異方性状であり、回転楕円体を若干変形したもので表わされるようである。

計測結果を詳しく調べると、grain 面内で計測された V_p は、H軸方向(0°あるいは180°)で最大とはならず、わずかに隣接部と比べて低くなっており、hardway 面内でのG軸方向(0°あるいは180°)でも同様の傾向が見られる。さらにσ_tは、それぞれの軸を有する供試体において、それぞれの配向面の圧裂強度が隣接部と比べて明確に低くなるのが認められる。これは、それぞれの面内にクラックなどの欠陥が選択配向していることを意味していると考えられる。

ここで、V_p と σ_tの異方性を表わす量としてそれぞれ、異方性率

$$R_{vt} = (V_{pmax} - V_{pmin}) / V_{pmax}$$

$$R_{st} = (\sigma_{tmax} - \sigma_{tmin}) / \sigma_{tmax}$$

を定義して、R、GおよびH軸を軸とする供試体を異なった方向に測定した場合の V_p と σ_tの最大値、最小値、平均値、および異方性率を表-6-1に示す。σ_tの異方性率は grain 面を軸とする供試体内で最も大きく、R軸を軸とする供試体内で最小となる。さらに各軸を含む供試体での σ_t の平均値は、それぞれの面の σ_tとは逆にR軸、G軸、Z軸を軸とするものの順に大きい。すなわち、R軸を軸とする供試体の場合は、クラックの配向面として grain 面と hardway 面のみが圧裂面に存在するためにクラックの影響が比較的小さい。これに比べて、H軸を軸とする供試体の場合はクラックの配向面として rift 面と grain 面が圧裂面に存在するために相対的な平均強度低下が見られるものと考えられる。表-6-1より計測されたすべての面内での σ_tの異方性率を求めてみると約39%となる。このことは、同じ岩石ブロックの任意の方向からサンプリングされた供試体について実験を行なった場合、最大 40%近

表-6-1 V_pと σ_tの異方性

	V _{pmax} (m/s)	V _{pmin} (m/s)	R _{vp} (%)	V _{pave} (m/s)	σ _{tmax} (MPa)	σ _{tmin} (MPa)	R _{st} (%)	σ _{tave} (MPa)
Rift	4470	4140	7.4	4290	11.7	9.1	22.2	10.5
Grain	4370	3530	19.2	4010	12.4	8.1	34.7	10.5
Hardway	4160	3560	14.4	3900	10.2	7.6	25.5	9.4

い圧裂強度の変動が生じうることを意味する。

6. 4 微小欠陥の配向からみた異方性の検討

岩石供試体の内部構造の観察により、それぞれ互いに直交する rift 面, grain 面, hardway 面には程度の差はあるが、クラックが存在することが認められた。先に示した V_p および σ_c の異方性はこれらのクラックの発達程度とよく対応しており、結果として直交異方性に近い状態を示している。

また癒着したクラックを構成する個々の包有物は、前述のようにほぼ球状で、力学的には等方性を有していると考えられるが、それらの集合体は配向性を有し面状をなしている。これらの癒着したクラックは、その構造特性上 V_p の値を低下させる大きな原因にはならないが、引張破壊のための弱面を形成するものと考えられる。このことから、hardway 面における癒着したクラックの存在は、hardway 面にはほとんどクラックが見られず H 軸方向の V_p には周囲と比べて特に顕著な低下が見られないにもかかわらず hardway 面で σ_c が顕著に低下することと関連しているようである。さらに hardway 面は、経験上は最も割れにくい面とされているが、検討の結果、rift 面, grain 面と比べれば割れにくい、両者にほぼ直交する面としては比較的微小欠陥が選択的に配向しており、ある程度割れやすい面になっていると解釈される。これに対して、hardway 面内の圧裂試験の結果で hardway 面に垂直で rift 面に斜交する癒着したクラックの存在による圧裂強度の低下の程度がさほど顕著でないのは(図-6-1の60°および150°)、石英粒内の癒着したクラックの密度が比較的疎であるという理由によるものであろう。さらに、rift 面内の圧裂強度曲線において、hardway 面から150°傾いた面に若干の強度低下が認められるが、この面に対応した岩石組織には、クラックや癒着したクラックの選択的な配向性が認められず、この原因については明らかでない。

6. 5 圧裂荷重下における大島花崗岩の変形・破壊挙動

圧裂荷重下における変形挙動を計測するためには荷重に加えていくつかの計測量が考えられる。ひずみ、AE あるいは AE センサーを組み合わせたソースロケーションなどはその代表的なものであろう。本研究では図-6-3に示すように圧裂予定面上にひずみゲージを配置しさらに側面上に AE センサーを配してひずみと AE を一定時間間隔ごとに測定した。

図-6-4に測定結果の一例を示す。これは供試体端面に貼られた載荷軸と垂直な方向に貼られたひずみゲージから得られる引張ひずみを測定された断面の位置と各荷重段階に対応させて示したものである。応力は圧裂試験の慣用式を用いて荷重から得られたもので 1MPa

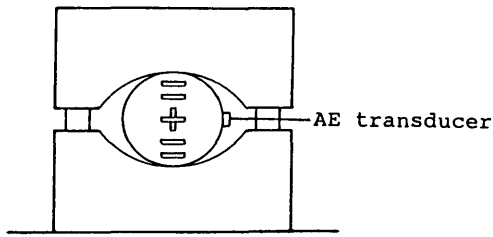


図-6-3 ひずみゲージおよびAEセンサー配置状況

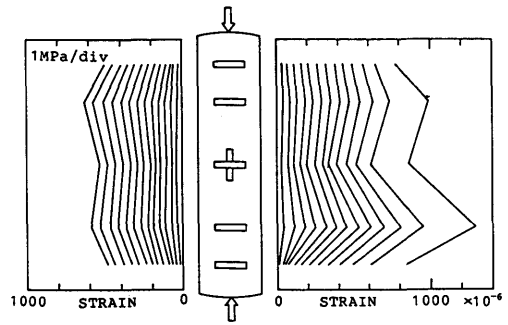


図-6-4 圧裂面上における引張ひずみの分布

ごとの測定結果が示されている。圧裂試験では供試体と载荷盤の接触面積が小さく、比較的不安定な载荷法であるため、载荷初期に慎重に载荷しても荷重の偏心はさげられない。図に示した結果は、荷重の偏心によって一方の側(図の右側)のひずみが相対的に他の端面のものより大きいことを示している。さらに、この右側の図に対応する断面のひずみ分布にも若干の変化があり、载荷初期のひずみの大小関係は载荷にともなって拡大する。このことは载荷によってまず特定の位置に微小クラックが発生すると考えられる。引張応力が支配的な応力場で、1個の支配的な亀裂が伸長して安定成長する可能性は小さいので、いったん発生したクラックが粒界などで停止し、さらに新たなクラックが発生するというようなモデルが考えられる。さらにこうしたクラックが同じ端面の圧裂面に沿って伝播することを示していると考えられる。これに対して、もう一方の端面のひずみは破断の直前まで微小クラックの発生と伝播に対応した兆候が認められない。このことは最終的な破断は、最大荷重の付近で急速に形成されることを示しており Yanagidani et al.(1978)の観察結果とよく一致している。

図-6-4はたとえ微小クラックの発生が供試体端部であった場合でも、供試体中央部におけるひずみから供試体の変形挙動を推測することができることを示唆している。このため供試体中央部に貼られた偏心载荷の除去を主目的とした载荷軸に平行に貼られたひずみゲージと引張ひずみ測定用のひずみゲージの出力を用いて体積ひずみを定義して検討する。ただし供試体軸方向のひずみは、縦ひずみと横ひずみを計測している供試体中央部では計測できないためこれを0と仮定して体積ひずみを計算した。この計算は平面ひずみ状態を仮定することと等しい。実際の応力状態は平面ひずみ状態と平面応力状態の中間の値をとるものと考えられるが、この状態を厳密に評価する際に材料の性質に関する新たな仮定が必要となる。このため直接計算が可能な平面ひずみ状態を仮定した。

計算結果の一例を図-6-5に示す。体積ひずみは一軸圧縮実験の場合と似た挙動を示して

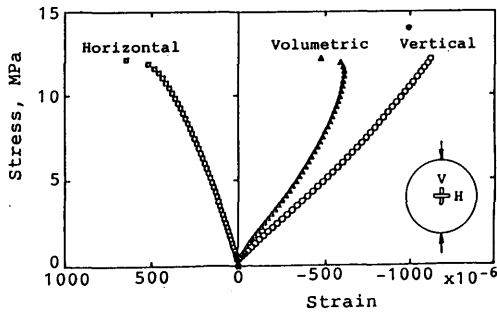


図-6-5 圧裂試験における体積ひずみの変化

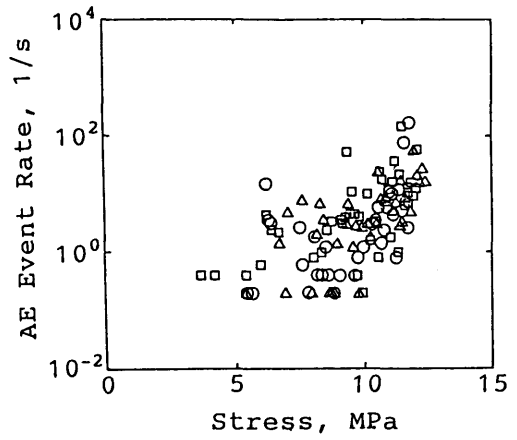


図-6-6 圧裂試験における AE 発生状況

いる。すなわち体積ひずみは最大荷重点に至る前に、変化率が収縮から膨張へ転じるようになり、弾性成分からの逸脱と考えられる挙動を示すようになる。圧縮強度実験の場合はこの逸脱成分が载荷に伴う微小クラックの生成と集積から説明されている。図-6-5は圧裂実験の場合もこれと同様な機構から説明されることを示唆している。またこの逸脱が主に横ひずみによってもたらされていることも、载荷軸方向の微小クラックの生成と集積に対応しているものと考えられる。すなわち圧裂による破壊が1個あるいは数個の欠陥によって決定されるのではなく、かなりの数の微小クラックの集積によってもたらされることを示しているものと考えられる。このことはAEの測定によっても裏付けられる。図-6-6はCase Aの3例についてAEの測定結果を示したものであるが、強度の1/2程度の応力下からAEの発生が認められる。これは直接引張荷重下でも微小クラックの生成と集積によるクラックの安定成長域の存在を認めた Bieniawski(1968)や Peng(1975)の指摘とよく一致している。このように、最終的な破断面の形成に先立つ微小クラックの生成と集積を考えることにより圧裂強度のばらつきが小さいという事実を説明することができる。

6.6 まとめ

本研究では、圧裂下における花崗岩の変形・破壊挙動を大島花崗岩を用いて精度良い実験を行なうことにより明らかにしたものである。大島花崗岩は rift 面が著しく発達しており、grain 面、hardway 面の発達は特に著しくない。またそれ以外の方向に選択配向したクラックはほとんど見られない。大島花崗岩は細粒花崗岩であり、用いた供試体寸法に対して内部欠陥が統計量として取り扱い得る程度に分布していると考えられる。そのため縦波伝播速度試験結果の再現性は良く、圧裂試験結果も本実験の予備実験の範囲では3%程

度の変動係数であった。

本研究ではまず大島花崗岩の圧裂強度の異方性が3次元的に計測された。圧裂される方向の変化による圧裂強度の異方性は約40%近くになり、この割合は前に述べた等方性仮定による範囲をはるかに超えている。またクラックの配向面に直角な軸を含む面での圧裂試験結果は大まかにみて、それぞれの軸を主軸とする直交異方性状であることが推定された。また薄片の観察によるクラックの発達程度から花崗岩の大まかな異方性が説明されることが確認された。また縦波伝播速度は圧裂強度とかなり良い相関があることが示された。本研究ではさらに、圧裂荷重下における花崗岩の変形挙動が圧裂予定面上で計測されたひずみによって明らかにされた。すなわち圧裂試験の場合、かなり慎重に載荷しても荷重の偏心がさげられない。このためその偏心によって相対的に引張ひずみが大きい端面の一部に微小クラックが局所的に発生する。しかしこの微小クラックの発生は最終的な破断には直接結びつかず、圧裂予定面に沿って伝播する。すなわち圧裂試験の場合も安定したクラックの発生と伝播が認められる。このため最終的な破断に当っては従来議論されていたように初期クラックがどこから発生するかという問題よりも荷重の偏心の程度に支配されると考えられる。最終的な破断面の形成を決定するのはクラックの成長した端面からもう一方の端面へのクラックの伝播でこの伝播は不安定にかつ極めて短時間の内に行われると考えられる。

本研究で得られたこれらの結果がすべての花崗岩にそのまま適用可能であるとはいえないが、一般に等方性材料として扱われている花崗岩のみならず、多くの花崗岩質岩石の力学的性質を明らかにする上での基礎的な資料を提供していると考ええる。

参考文献

- Amedei B., J. D. Rogers, R. E. Goodman, 1983, Proc. 5th Int. Congr. on Rock Mech., Melbourne, 189-196.
- Bieniawski Z. T., 1967, The phenomenon of terminal fracture velocity in rock under effective tensile strength, Rock Mech. Eng. Geol., 5, 229-241.
- Birch F., 1960, The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part 1. J. Geophys. Res., 65, 1083-1102.
- Birch F., 1961, The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part 2. J. Geophys. Res., 66, 2199-2224.
- Douglass P.M. and B. Voigt, 1969, Anisotropy of granites : a reflection of microscopic fabric, Geotechnique, 19, 376-398.

- ISRM Commission on standarization of laboratory and field tests, 1978, Suggested Methods for determining tensile strength of rock materials. Part 1, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 15, 99-103.
- McWilliams J. R., 1966, The role of microstructure in the physical properties. In: *Testing techniques for rock mechanics*, Am. Soc. Test Mat., STP402, 175-189.
- Mellor M. and I. Hawks, 1971, Measurement of tensile strength by diametral compression of disks and annuli, *Eng. Geol.*, 5, 173-225.
- Osborne F. F., 1935, Rift, grain, and hardway in some Pre-Cambrian granites, Quebec, *Econ. Geol.*, 30, 540-551.
- Peng, S. S. and A. M. Johnson, 1972, Crack growth and faulting in cylindrical specimens of Chelmsford granite, *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci.*, 9, 37-86.
- Peng S. S., 1975, A note on the fracture propagation and time-dependent behavior of rocks in uniaxial tension, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 12, 125-127.
- Yanagidani T., O. Sano, M. Terada and I. Ito, 1978, The observation of cracks propagating in diametrically-compressed rock discs, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 15, 225-235.

第7章 異方性を考慮した花崗岩の変形・破壊特性について

7.1 概説

圧縮応力下の岩石が示す非弾性的挙動は、内部に存在する先在クラックの閉塞や開口 (Walsh, 1965a; Walsh, 1965b; Brace, 1964; Brace, 1966), あるいは微小破壊による (Mogi, 1962; Scholz, 1968a; Scholz, 1968b) ことが示されてきた。これらの研究には理論的な取り扱いも含まれるが、ひずみゲージの採用, サーボ制御方式による試験機の高度化, 高周波のアコースティック・エミッション(AE)の検出あるいは弾性波速度測定など, 試験技術の高度化による実験事実の解明が重要な役割を果たしている。その結果, 含水状態や温度の変動に伴う力学的性質の変化など (Nur and Simmons, 1969; Sano et al., 1981), 環境要因のわずかな変化がもたらす影響も論じられるようになった。

良好な試験結果を得るために, これまで試験技術に対しては多くの工夫, 改善がなされてきた。これに対して, 試験対象となる岩石の持つ性質に対する配慮は十分とは言い難い。岩石は多かれ少なかれ異方性を有するが (Lo et al., 1986; 佐野, 1988), 変成岩に関する研究 (Donath, 1964) を除けば, 岩石の力学的異方性を考慮した研究 (Douglass and Voigt, 1969; Peng and Johnson, 1972; Simmons et al., 1975) は少ない。しかもこれらの研究で異方性が指摘された岩石でも, 工学的には等方性とみなすことが普通である。中でも試験に用いることの多い花崗岩は, 通常, 等方性仮定がなされているにも関わらず, その異方性はかなり大きく (Douglass, 1968; Peng and Johnson, 1972; 工藤ほか, 1986; 佐野, 1988) 一軸引張強度や破壊靱性値 KIC の異方性は40~50%程度もある (Peng and Johnson, 1972; 工藤ほか, 1986; 佐野, 1988)。

地質学の分野では1930年代に花崗岩の圧縮強度の異方性が指摘された (Osborne, 1935; Bell, 1936)。地震学や工学の分野では1970年代に現れるようになり, 圧縮強度や引張強度 (McWilliams, 1966; Peng and Johnson, 1972; 工藤ほか, 1986), 弾性波速度 (Todd et al., 1973; Simmons et al., 1975; 工藤ほか, 1986) や変形・破壊挙動 (Douglass and Voigt, 1969; Peng and Johnson, 1972) の異方性が論じられた。また花崗岩の異方性が先在クラック分布に起因することを示す証拠が提出された。しかし異方性を考慮した研究でさえも, 載荷軸が異方性軸と一致する場合のみが行われており, 主軸と斜交する場合に関する系統的研究 (McWilliams, 1966; Peng and Johnson, 1972; 工藤ほか, 1986) は少ない。さらに圧縮応力下に関するもの極めて少ない (たとえば Douglass and Voigt, 1969)。

比較的低温低圧の圧縮応力下の岩石の破壊は微小破壊の集積によるものであり, その影響は載荷方向のひずみよりもむしろ載荷方向に垂直なひずみあるいは体積ひずみ, すなわ

ちダイラタンシー(ダイレイタンシー)として顕著に現れる(Matsushima, 1960; Brace, 1964; Scholz, 1968)。前述の論文(Douglass and Voigt, 1969)は載荷軸が異方性軸と斜交する場合の変形挙動を議論しているが、ダイラタンシーが岩石破壊の重要な指標であるという認識がなされておらず、載荷軸方向の変形の異方性のみが論じられているので、破壊挙動に関する議論は不十分と思われる。一方 Hadley(1975)により指摘されたダイラタンシー異方性や Sobolev(1978)により指摘されたダイラタンシーの局所化は、微小破壊が先在クラックの配向面と関連した方向に発達するためであるとされており (Scholz and Koczycki, 1979; 柳谷ほか, 1987; 佐野ほか, 1987), 最終破断面が異方性軸により決定されることが示されている。このように異方性軸が岩石の破壊に及ぼす重要な影響が明らかとなっているにもかかわらず、これらの研究の多くは載荷軸が異方性軸と一致する場合に限定されている。一般に地殻や岩盤内構造物周辺の主応力方向が必ずしも岩石の異方性軸と一致するとは限らないので、異方性軸と主応力軸が斜交する場合についても検討する必要があると思われる。

本研究ではその強度が比較的高いこと、および比較的広範囲にわたって一様な特性が期待できることなどから地下備蓄や廃棄物処理のための地下空洞建設の対象となることが多い花崗岩の圧縮応力下の変形・破壊挙動を明らかにするために、花崗岩が一般的に有する異方性の主軸に関して載荷方向を系統的に変化させた場合の変形・破壊挙動について検討する。また、載荷軸方向のひずみだけでなく、垂直な方向のひずみやダイラタンシー、さらに弾性波速度や AE による微小破壊のモニタリングを行い、異方性岩石の圧縮応力下の変形・破壊挙動および破壊機構に関する考察を行う。

7. 2 岩石供試体

用いた岩石は、徳山市黒髪島産の花崗岩で厳密には花崗閃緑岩であるが、通称に従い黒髪島花崗岩と呼ぶ。島内には多数の採石場があり、採石場ごとに粒径などに違いがある。本研究で使用した岩石は島内で最大規模の採石場で入手した。主要な構成鉱物は石英、斜長石、カリ長石で、平均粒径は約3mmである。石英は他形でプール状集合体をつくる。斜長石は自形ないし半自形で累帯構造を示す。カリ長石は他形で間隙を充填しており弱いパーサイトが認められ、時に10mmに達する大晶をなすことがある。

黒髪島花崗岩の石英粒内には rift 面に平行なクラックが著しく、石英集合体内で連続しており、結晶粒界を端部とすることが多い。この種のクラックは長石粒内に延びることはほとんどないが、時には長石粒内にも平行なクラックが認められている。grain 面には石英粒内に癒着したクラックと開口クラックが存在するが、rift 面のクラックより少ない。

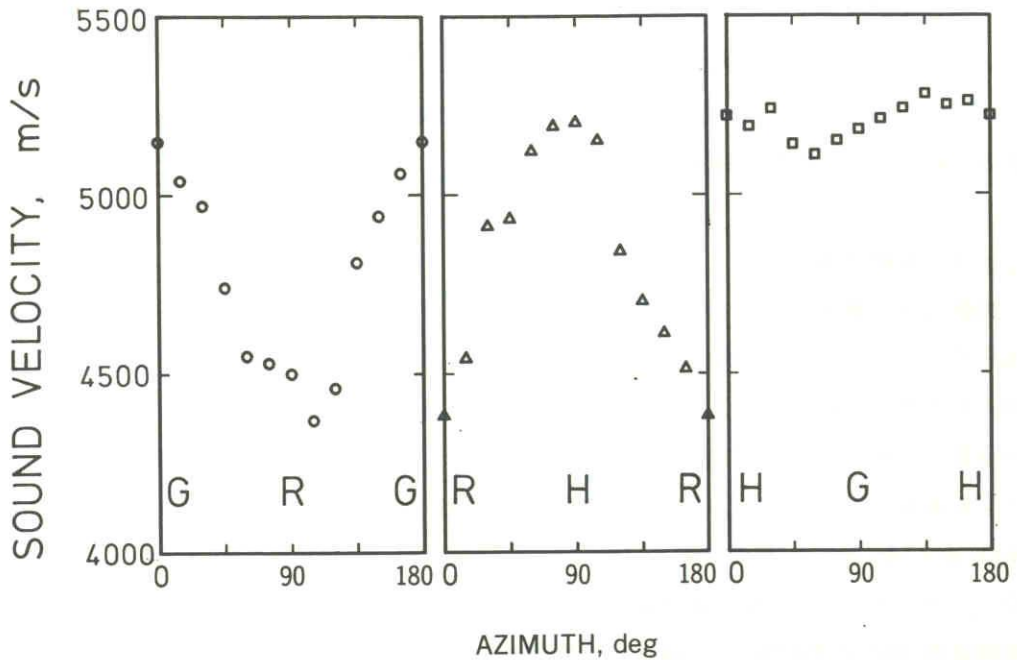


図-7-1 異方性の主軸に垂直な面内における V_p の変動

hardway 面にも癒着したクラックが石英粒内に認められるが、grain 面のクラックより少ない。

異方性の主軸と直交する面内を伝播する弾性波速度(V_p)を図-7-1に示す。grain 面内や hardway 面内の弾性波速度には大きな異方性が認められる。これは rift 面に平行なクラックによるものであり、grain 面や hardway 面のクラックが rift 面のものよりかなり少ないことを示している。また rift 面内の弾性波速度の異方性は小さいので、grain 面や hardway 面のクラック量に大きな差はない。すなわちこの岩石には rift 面に平行なクラックのみが著しく発達している。以上のことから rift 面のクラックが岩石供試体の変形・破壊挙動に

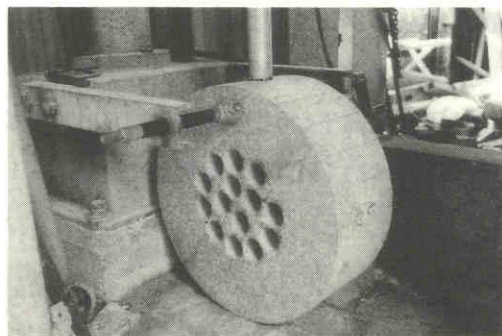


写真-7-1 供試体コアリング状況

及ばず影響を検討することを目的とし、grain 面内において載荷軸と H 軸がなす角 θ をパラメータとして一軸圧縮試験を行うことにした。まず写真-7-1に示すように、両端面が grain 面と平行な直径約 50 mm の円盤を作製し、15 間隔に側面に垂直にコアを採取し、直径約 44mm、長さ 115 mm の円柱形供試体を作製した。したがって載荷軸は必ず G 軸に垂直である。

7. 3 実験方法

実験方法は第 4 章で述べた方法と同様であり、直径約 44.4mm、長さ 115.0mm の円柱供試体を用いた。供試体の両端面の平行度は $\pm 1/100$ mm 以内である。端面効果を減らすことを目的として直径 48mm のエンドピースを介して載荷した。第 4 章で議論したように、再現性は十分良いと考えられるので供試体数は各条件につき 1 個である。定ひずみ速度で載荷したが、ひずみ速度は 10^{-5} 、 10^{-6} 、 10^{-7} /s の 3 種類である。 10^{-5} /s については $\theta = 0^\circ$ (H 軸) から 90° (R 軸) を通り 165° までを 15° の間隔で、他のひずみ速度については 0° から 90° までを同じ間隔で採取した供試体により一軸圧縮試験を行った。それとは別にいくつかの供試体については、載荷途中(強度の約 80%)から除荷し、除荷時の弾性率を求めた。またひずみ速度が 10^{-7} /s の試験においては応力下の弾性波速度の変化を計測した。弾性波の進行方向は載荷軸に垂直な方向である。載荷軸が異方性軸と一致している場合に得られた結果 (Scholz and Koczyński ; 1979; 柳谷ほか; 1987; 佐野ほか, 1987) から推測すると、斜交している場合にもダイラタンシー異方性および最終破断面 (failure plane) の走向は異方性軸により決定されると思われるので、図-7-2に示すように、最終破断面の走向と平行な縦波 (V_{yy}) とこれに垂直な縦波の速度 (V_{xx})、および最終破断面の走向と平行に進行し、載荷軸と平行に振動する横波 (V_{yz}) と、これに垂直に振動する横波の速度 (V_{yx}) を計測した。これはクラックを含む媒体内の弾性波速度に関する理論 (Anderson et al., 1974; Soga et al., 1978; Nishizawa, 1982) に基づいたもので、ダイラタンシー異方性の主軸に関するクラック密度を知ることができる。

用いたひずみゲージは長さ 20mm のクロス型のもので、供試体のほぼ中央部、供試体側面と G 軸が交わる位置およびこれと直交する位置にシアノアクリレートにて接着した。弾性波速度および AE の測定には圧電振動子(共振周波数 1MHz)を用いた。速度の測定はパルス透過法で行ったが、発振パルスは約 1MHz の矩形波である。

7. 4 実験結果

7.4.1 破壊状況

載荷軸が H 軸と成す角 θ (図-7-3) が $90^\circ \pm 15^\circ$ の範囲では、最終破断面の走向は grain 面内

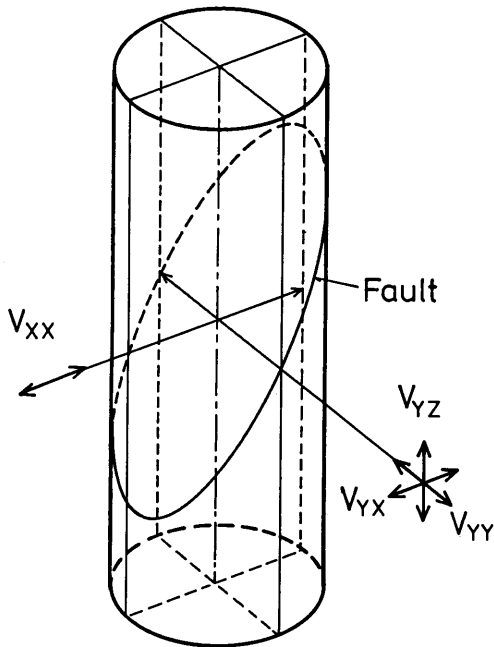


図-7-2 荷重下で測定される弾性波速度の伝播方向と振動方向

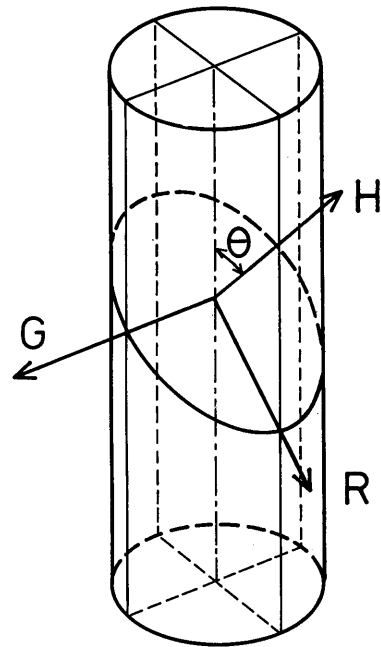


図-7-3 角度 θ の定義

にあり、他の場合には rift 面内にあった。したがって載荷軸が異方性軸と斜交する場合にも最終破断面の走向は異方性軸により決定され、競合するクラック配向面と載荷軸のなす角の影響を受ける。クラック配向面の法線と載荷軸と成す角が約 60° 以下になると、クラック先端近傍の引張応力が低下するので(Griffith, 1920), このクラック集団の破壊挙動への寄与率は低下する。 θ が 60° より小さいか 120° より大きい場合には dilatant crack(ダイラタンシーをもたらすクラック)は rift 面のものと grain 面のものが競合し、rift 面のクラックの影響が大きい。しかし θ が $90^\circ \pm 15^\circ$ の間では、rift 面のクラックは破壊に関与しなくなる。その結果 grain 面のクラックと hardway 面のクラックが競合するようになり、破壊面は grain 面のクラックにより決定される。

7.4.2 強度

一軸圧縮強度の方向依存性を図-7-4に示す。ひずみ速度が $10^{-5}/s$ の場合、載荷軸は grain 面内で一周しているが、 $\theta=0^\circ$ および 45° に関してほぼ対称性が認められる。これは黒髪島花崗岩が直交異方性的性質を有することを示すものである。さらにこれは薄片の観察および弾性波速度測定結果からの結論と一致しており、他の花崗岩でも同様の結果が得られてい

る (Peng and Johnson, 1972 ; 佐野, 1988). またいずれのひずみ速度においても, 載荷軸と異方性軸が一致する場合に強度が極大値を示しており, θ がほぼ 30° で極小値を示す. この傾向は片理面の発達した岩石の強度特性 (Donath, 1964 ; McLamore and Grey ; 1967) で認められた傾向と類似しており興味深い. 圧縮強度の異方性は最大値の $8\sim 12\%$ 程度であり, 花崗岩で認められる引張強度の異方性 (Peng and Johnson, 1972 ; 工藤ほか, 1986) より小さい. このことは引張強度が材料の構造に敏感なのに対し, 圧縮強度が比較的鈍感なためと考えられる. またひずみ速度が遅いほど強度は低下するが, 載荷軸の傾きによる圧縮強度の変化状況はほぼ一定である. Sano et al. (1981) によるとひずみ速度以外の環境条件が一定の下で得られる圧縮強度 σ_{\max} とひずみ速度の間には

$$\log(\sigma_{\max}) \propto \log(\dot{\epsilon}) / (n+1) \quad (1)$$

という関係が成立する. ただし n は応力腐食指数であり, 応力腐食 (Anderson et al., 1979) によるクラックの伸長速度と応力拡大係数の関係を決定する物質定数である. 図-7-4 に示された結果は黒髪島花崗岩の n 値がほぼ 30 であること, および方向による差がほとんど認められないことを示している. これは従来の結果 (Sano et al., 1981 ; 佐野ほか, 1988) とよく一致している.

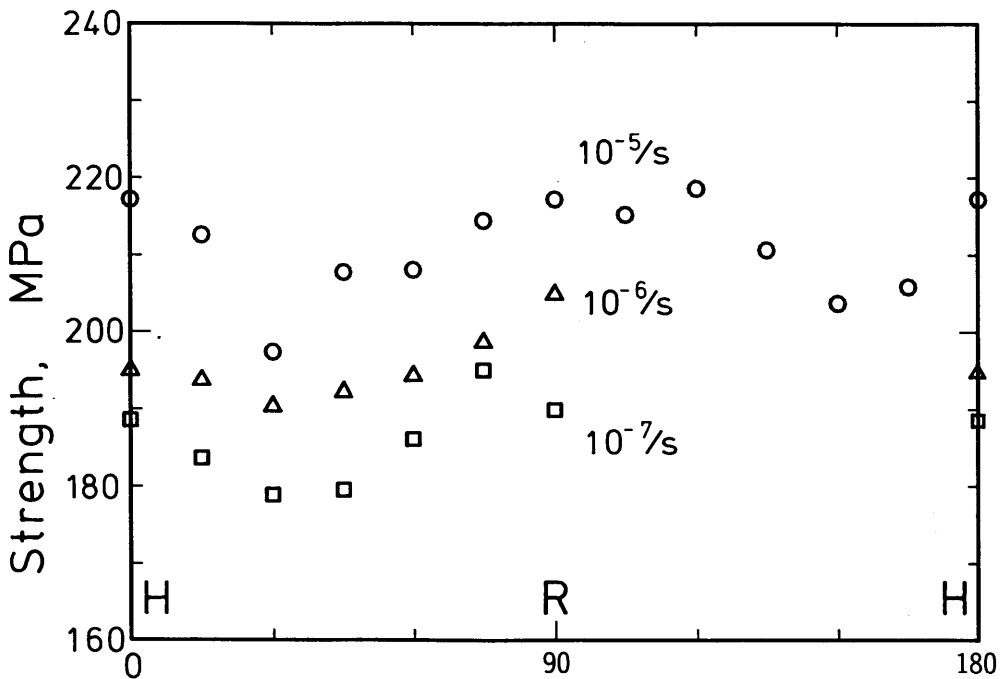


図-7-4 一軸圧縮強度の方向依存性

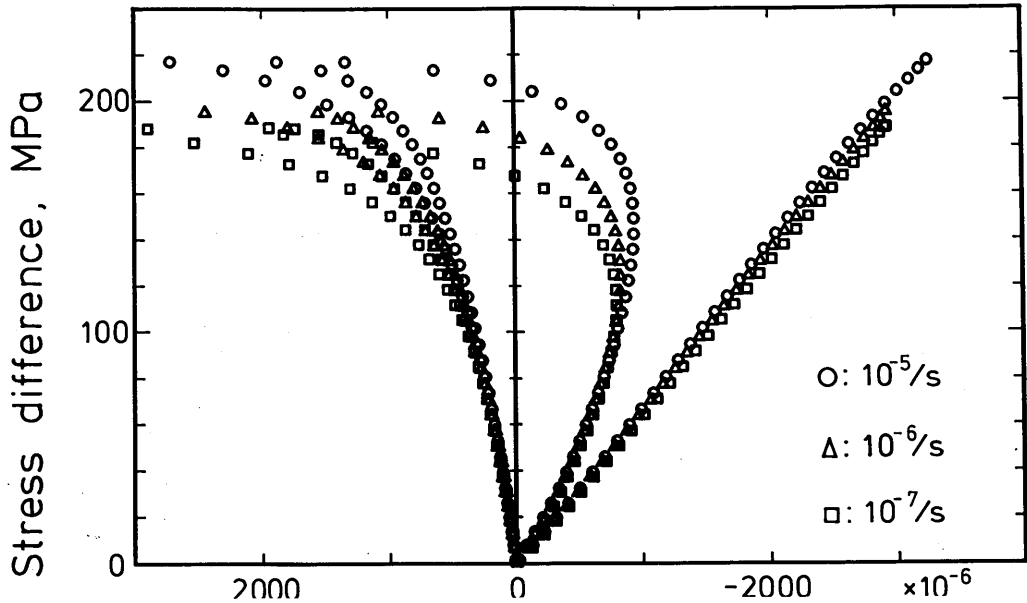


図-7-5 ひずみ速度の変化に伴う応力-ひずみ曲線の変化

7.4.3 ひずみおよび静的弾性率

試験時に得られた応力～ひずみ曲線の例を図-7-5に示す。図は載荷軸がH軸と一致する場合($\theta=0^\circ$)であり、応力～ひずみ曲線に及ぼすひずみ速度の影響が示されている。縦ひずみは前述の方法で45°間隔に貼られた4つのひずみゲージによる測定値の平均で、2つの横ひずみはそれぞれ向かい合う2つのひずみゲージの平均値である。低応力域の応力～ひずみ曲線はほぼ同一曲線上にあるが、荷重が高くなりダイラタンシーが認められるようになると、横ひずみは非線形となり、しかも2つの横ひずみに差が認められるようになる。またR軸方向のひずみがG軸方向より大きい。これはダイラタンシーに異方性があること、およびこの異方性がクラックなど岩石内部の微小欠陥に依存していることを示している。さらに Sano et al.(1981) で示されているように、ひずみ速度が遅くなるにつれて強度が減少するだけでなく、ダイラタンシー開始応力が減少し、同一応力レベルのダイラタンシー量が増加することが分る。

ひずみ速度一定(10^{-5} /s) で、載荷軸をG軸の周りに回転させた場合の応力～ひずみ曲線を図-7-6に示す。応力～ひずみ曲線は θ により顕著な異方性を示す。特に縦ひずみには大きな異方性が存在する。 $\theta=0^\circ$ (H軸)の場合には載荷初期の非線形量が比較的小さく、 $\theta=90^\circ$ (R軸)の場合には大きな非線形領域が生じる。載荷初期にはクラックの閉塞による非線形域が生じるが(Walsh, 1965; Brace, 1964; Brace, 1966), その程度は載荷軸がクラックの最

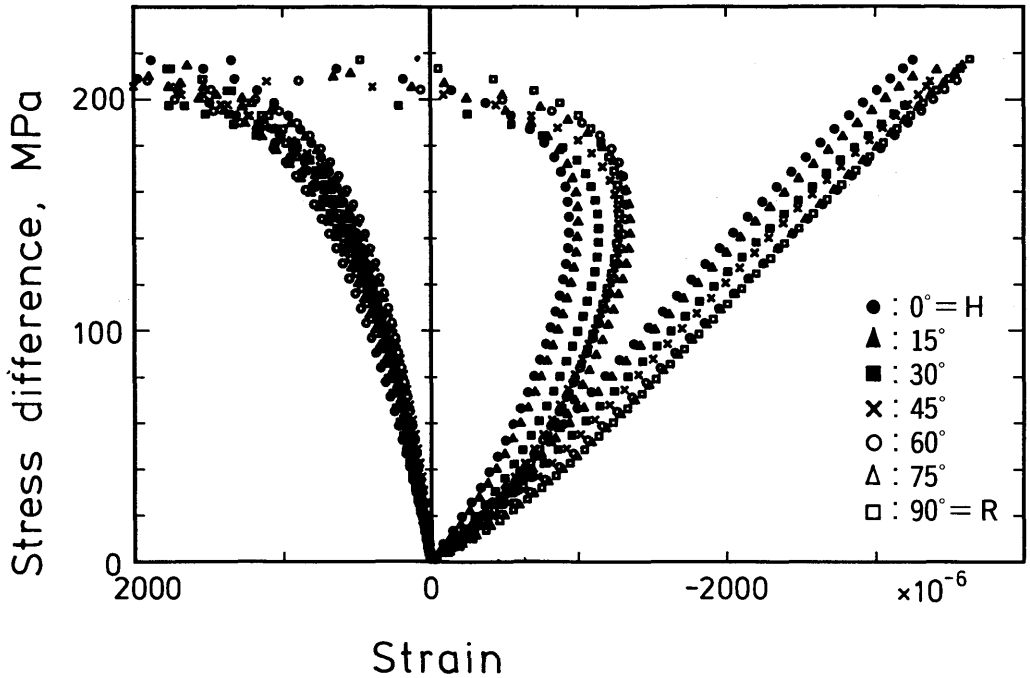


図-7-6 応力-ひずみ曲線の異方性

も多い rift 面に垂直な場合に最も大きく、平行な場合に最小となるためである。

荷重がさらに上昇すると縦ひずみには線形領域が認められるようになる。ここでは載荷初期に認められたような弾性率の著しい異方性は認められない。したがってクラックの閉塞により、岩石供試体の挙動がクラックを含まない本来の材料固有の値に近づくことが分る。ここで載荷初期に定義される接線ヤング率、線形領域から求まる値、および除荷時に定義される値をそれぞれ図-7-7に示す。前述のように載荷初期のヤング率は小さく異方性が大きい。以下順に線形領域のヤング率、除荷時のヤング率となる。材料内にクラックが

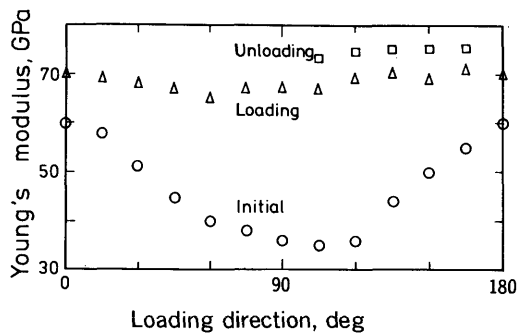


図-7-7 初期接線ヤング率、線形部分におけるヤング率、除荷時のヤング率の比較

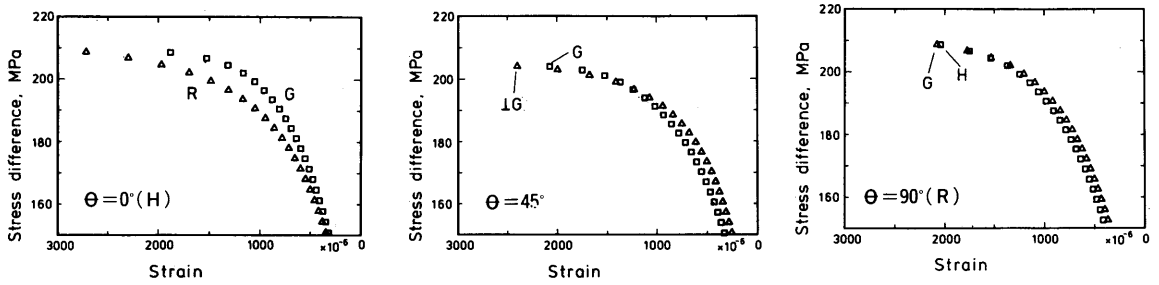


図-7-8 横ひずみの方向依存性

存在するとヤング率が低下し、開口型クラックは閉塞型クラックより大きな影響を及ぼす (Walsh, 1965)。これは剛性率、体積弾性率も含めた弾性率について一般に成り立つ。したがって多くのクラックが開口している荷重初期の弾性率が最も小さく、またその影響による異方性の程度も最も大きい。またこの弾性率の値は無荷重状態の弾性波速度から求めた弾性率 (佐野ほか, 1988) とよく一致している。荷重に伴いクラック面に垂直な応力成分によりクラックは閉塞する。その結果、弾性率は増加し、異方性も小さくなる。したがって無荷重状態の弾性波速度から求めた動的弾性率が応力～ひずみ線図の直線部分から求めた静的弾性率より小さいことは十分ありうることである。一方、線形領域でもクラック面での滑り (Walsh, 1965) や閉塞 (Lochner et al., 1977) は連続しているが、除荷時にはクラック面での滑りが拘束されるため (Walsh, 1965)、除荷時の弾性率が最も高く、構成鉱物から求まる本来の弾性率に近い。

荷重軸を G 軸の周りに回転させた場合に得られた横ひずみ計測結果の 3 例を図-7-8 に示す。 $\theta = 0^\circ$ の時には、十分高い応力状態の G 軸方向のひずみと R 軸方向のひずみの間に顕著な異方性が認められ、後者が大きい。すなわちダイラタンシーの異方性が認められる。 θ が増加するにつれて、G 軸方向のひずみとこれに垂直な横ひずみの差は減少し、 $\theta = 90^\circ$ 付近で大小関係は逆転する。したがって dilatant crack の生成方向は先在するクラックと関連した異方性があり、主破壊面の走向を決定する。

7.4.4 弾性波速度

平面配向するクラックを含む媒体内部を伝播する弾性波速度に関する理論によると (Anderson et al., 1974; Soga et al., 1978; Nishizawa, 1982; Paterson, 1986)、クラックに垂直に進行する縦波の速度は大きな影響を受け、平行に進行する場合も少し影響される。横波は進行方向と振動方向が (異方性体ではほぼ) 垂直なので、クラックに垂直に進行し平行に振動する場合、あるいは平行に進行し垂直に振動する場合に最も影響が大きく、その程

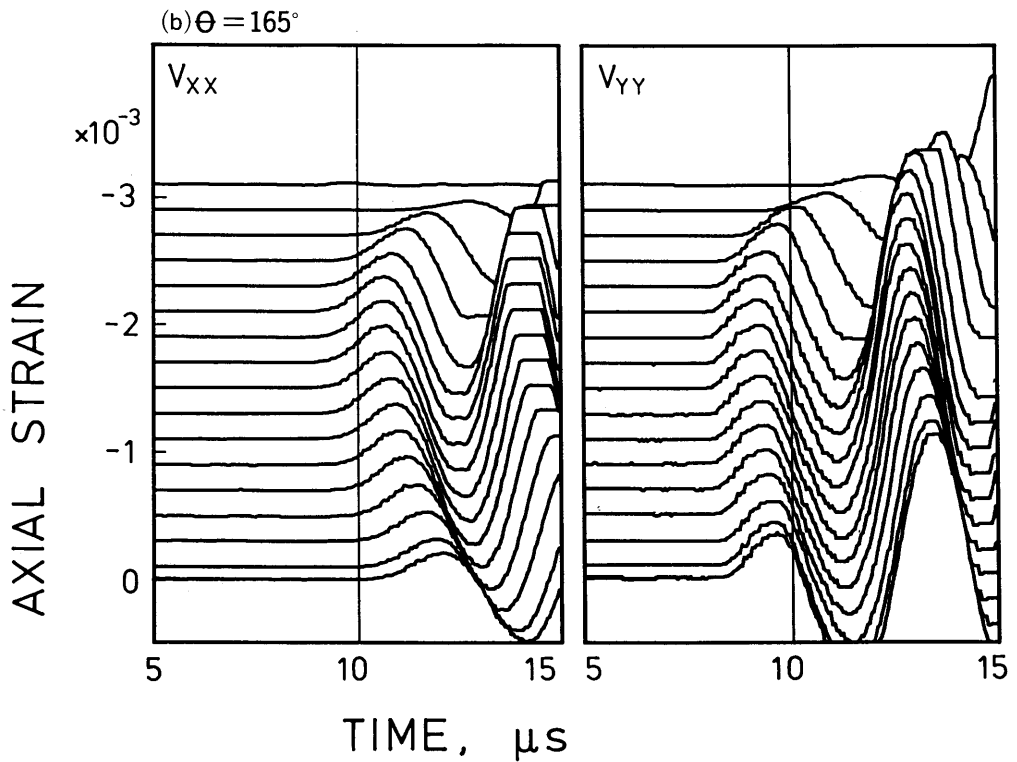
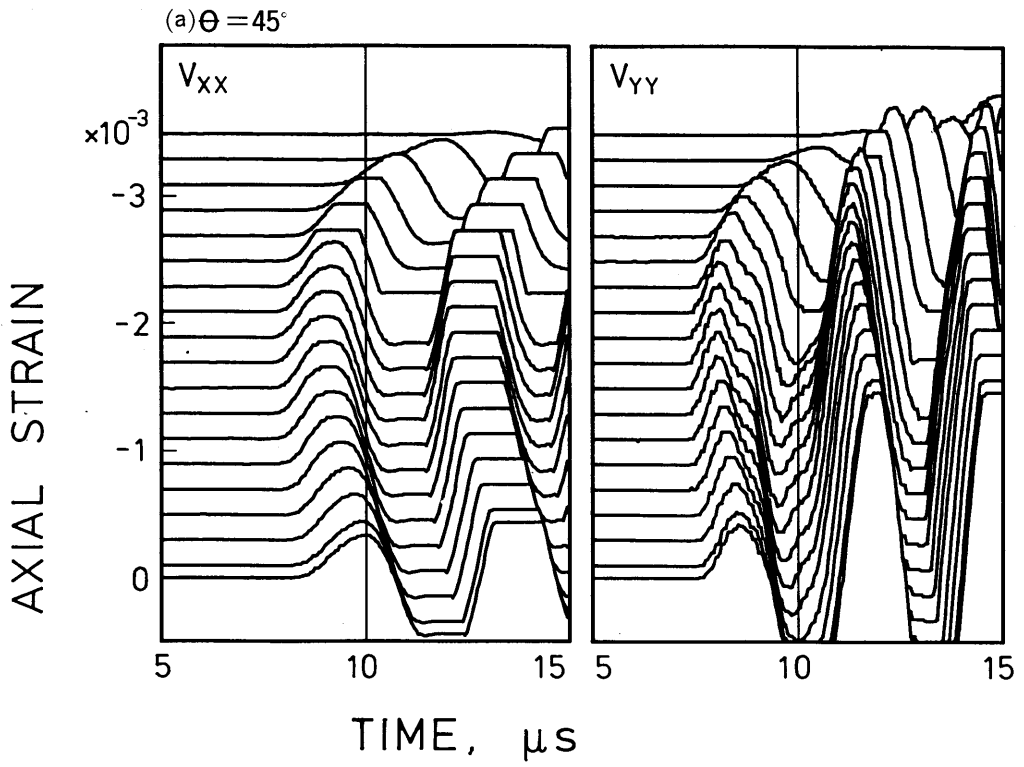


图-7-9 弹性波速度波形

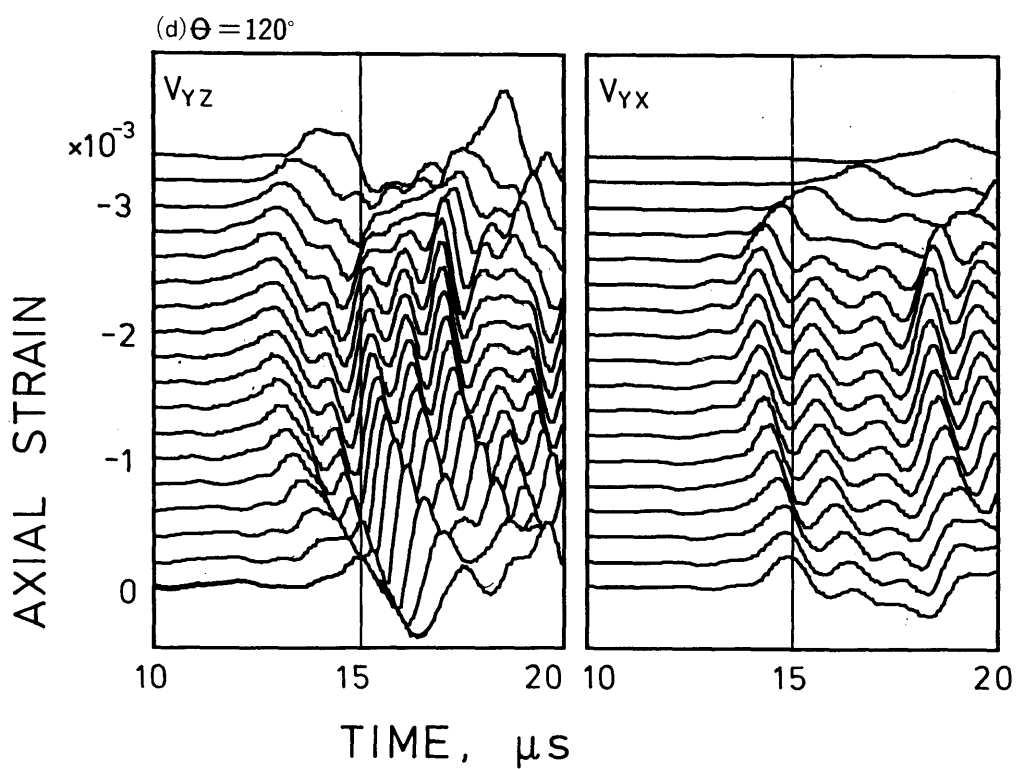
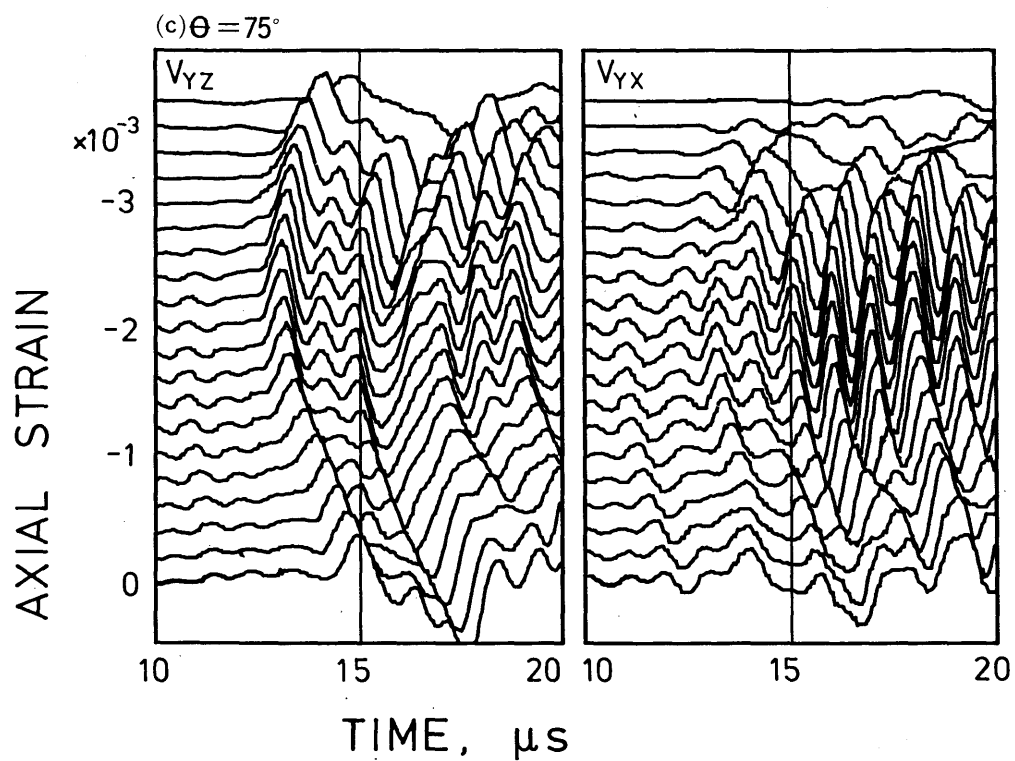


图-7-9 弹性波速度波形

度は等しい。平行に進行し平行に振動する場合はほとんど影響を受けない。

次に応力の増加に伴う弾性波受信波形の変化の4例を示す。 $\theta=45^\circ$ と 165° で得られた V_p 計測結果、および $\theta=75^\circ$ と 120° で得られた V_s 計測結果を示したものが図-7-9である(図-7-2参照)。先在クラックが閉塞すると弾性波の振幅や速度が増加するので、载荷初期の先在クラックの閉塞の程度と弾性波の進行方向や振動方向の関係によって受信波の振幅や速度の初期変化は大きく異なる。図-7-9a および bの V_{xx} はそれぞれ rift 面に 45° および 75° 傾斜しているが、 V_{yy} は rift 面に平行である。したがって载荷初期の速度上昇は V_{xx} で大きく、 V_{yy} はほとんど変化しない。 V_s の進行方向は rift 面に平行である。振動方向は図-7-9c および dの V_{yz} では rift 面とそれぞれ 75° および 60° をなしている。また V_{yx} の振動方向はそれぞれ rift 面と 15° および 30° をなしている。したがって図-7-9c、図-7-9dの順に V_{yz} の速度上昇が大きく、 V_p よりも著しい。一方 V_{yx} には初期変化がほとんど認められない。

荷重が増加しダイラタンシーが認められるようになると、全ての速度や振幅が減少する。 V_{yy} と V_{xx} にもダイラタンシー異方性の効果が認められ、 V_{xx} の速度低下は V_{yy} を上回る。しかし V_{yx} と V_{yz} にはいっそう顕著に異方性の効果が表れる。 V_{yx} の低下は最終強度のほぼ1/2から開始し、破壊に向かって進行する。一方 V_{yz} の低下は最終破壊の直前に初めて生じる。これはダイラタンシー異方性が先在クラック面に支配されていることを示す証拠であり、主破壊面の観察や横ひずみから得られた結論を補強するものである。またダイラタンシー形成段階で生じる dilatant crack の大部分が载荷軸にほぼ平行であることをも示している。最終段階で V_{yz} も低下するが、この段階に至って初めて载荷軸に斜交したクラックの生成が開始することを示しているものと考えられる。

7. 5 考察

異方性岩石の強度は Griffith 型の理論(Griffith, 1920) により説明されることが多いようである。開口クラックの場合 30° 付近に強度の最小値があるなど、定性的には観測結果と一致している。しかし 15° の強度と 30° の強度は理論的に約25%異なるはずであるが、これは観測結果より大きい。この問題点はクラック分布が配向面に正確に一致せず、その前後にある程度ばらついていると仮定すれば回避できる。しかし Griffith 型の理論は基本的に最弱リンク説であり、単一のクラックが破壊を支配するという観点に立っている。一方圧縮応力下では破壊に先立ち多数の微小破壊が生じ、これらの集積によって最終破壊に至ることが明らかとなっているので、最弱リンク説から導かれる理論の適用には問題が残っている(Matsushima, 1960; Brace et al., 1966; Paterson, 1986) . Sano et al. (1981) は多数の微小破壊の発生により最終破壊に至る過程を考慮した岩石破壊のモデルを提案した。载荷軸

とクラックのなす角によりクラック先端近傍の引張応力が異なることが強度に及ぼす効果はこの論文(1981)の式(25), (26)中の定数Aに含まれる。すなわち

$$\log(\sigma_{\max}) \propto \log [f(\theta)]^{n/(n+1)} \quad (2)$$

となる。ただし n は式(1)と同様に応力腐食指数であり、一軸圧縮応力下での $f(\theta)$ は岩石内のクラックを貫通型楕円クラックとみなした時、開口型クラックでは

$$f(\theta) = \sin^2 \theta - \sin \theta$$

となり(Griffith, 1920), 閉塞型クラックでは

$$f(\theta) = \sin \theta (\cos \theta - \mu \sin \theta)$$

となる(McIntock and Walsh, 1962)。ただし μ はクラック表面の摩擦係数である。Griffith型の理論を適用したモデルでは強度は $f(\theta)$ に直接依存する。これと異なり式(2)は多数の微小破壊が関与するため強度は $f(\theta)$ のべき乗に依存することが示されている。ただし指数 $-n/(n+1)$ は 1 に近いので最弱リンク説による結果と大きな差はない。

異方性の主軸に斜交して強制的に振動させた場合には、横波は異方性の主軸方向に分極

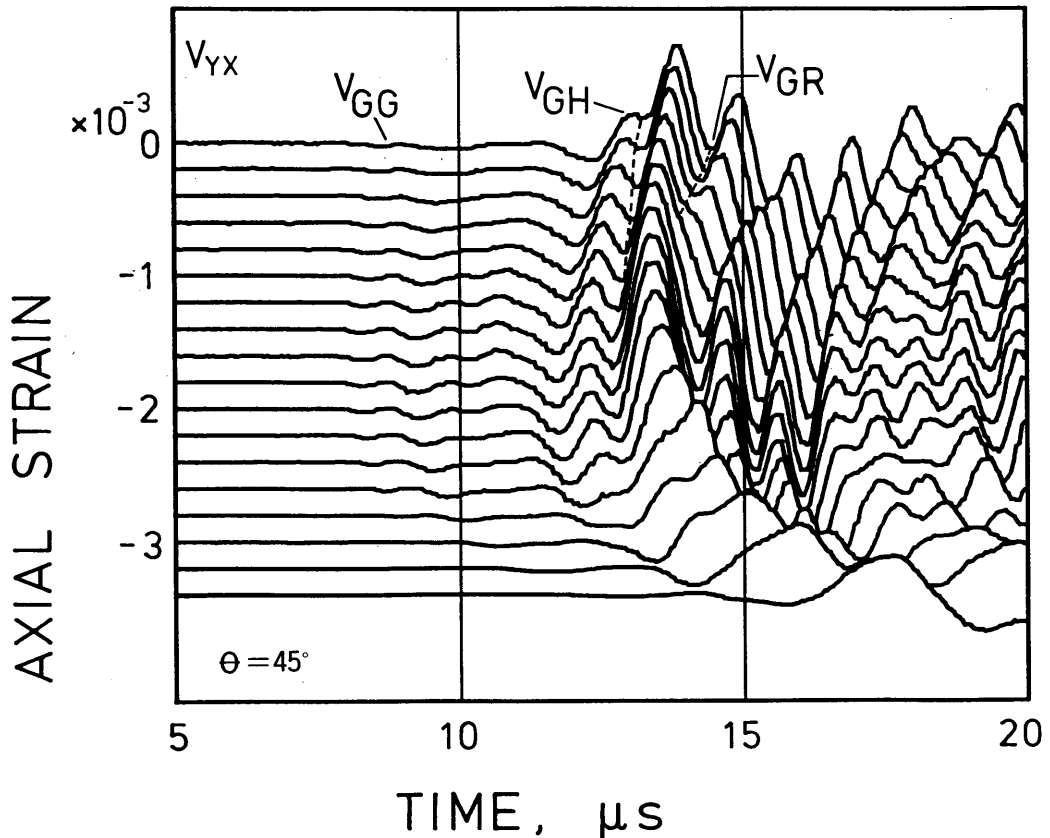


図-7-10 横波の複屈折

する (Musgrave, 1970; 佐野, 1988). したがって先在クラック面と斜交した軸をもつ供試体で計測した横波 V_{yx} と V_{yz} は, 軸に垂直にも平行にも一様に振動することはなく, 異方性の主軸方向に分極し, さらにその結果生じた2つの波の速度が異なる. 荷重の増加に伴い載荷軸にほぼ垂直な先在クラックが閉塞し, 前述のように載荷軸にほぼ平行な dilatant crack (Brace et al., 1966; Matsushima, 1960; Kranz, 1983)が増加すると, 新たにこのクラックによる異方性が生じる. その過程で異方性軸は回転し, 一つの異方性軸は載荷軸に平行になるものと考えられる. 他の二つの主軸は載荷軸に垂直で, 本来の異方性軸により決定されるダイラタンシー異方性軸の方向となる. 図-7-10に載荷軸と異方性軸が45°斜交する場合に得られた SH 波の波形を示す. 振幅の極めて小さい P 波に続いて S 波の到達を明瞭に認めることができるが, さらに注意深く観察するとこの S 波に遅れて別の S 波が到達していることが分る. SV 波および SH 波から得られた前者の速度はそれぞれ 3176m/s および 3128m/s であり, これは V_{SH} (G 軸方向に進行し, H 軸方向に振動する S 波速度) である. また後者の速度は同様に 2858m/s および 2860m/s であり, V_{GR} (G 軸方向に進行し, R 軸方向に振動する S 波速度) である. この2つの S 波の到達点を包絡線で図中に示す. この現象は載荷軸と異方性軸が斜交する場合に入射した波動が異方性軸方向に分極することを示す証拠である. なお図-7-9c ではセンサーの分極方向と異方性軸がほぼ一致しているのでこのような S 波の分極は見出せないが, 図-7-9d にはわずかに見ることができる. 一般に V_S のこうした分極は載荷初期から中期にかけて顕著であるが, ダイラタンシーが顕著となるといずれか一方の V_S のみが卓越する傾向にある. このことは異方性の主軸が載荷軸方向に回転し, センサーの分極方向(載荷軸に平行および垂直)と異方性軸が一致するようになることを示している.

AE の発生はクラック閉塞領域を除いて新たなクラックの生成を意味しているが, ひずみ成分には弾性変形も含まれるので, 測定量から dilatant crack に依存する成分を分離する必要がある. このためクラックの閉塞および弾性変形によるひずみ成分を計測された体積ひずみより差引き, 新たに生成したクラックの寄与分と考えられるひずみを求めた. 基本的には Brace et al.が行った方法 (Brace, 1964; Brace et al., 1966)と同様であるが, 具体的には Sano et al.(1981, 1982)に従った. ダイラタンシー開始応力が載荷軸と異方性軸がなす角 θ により変化する様子を示すと図-7-11のとおりである. ダイラタンシー開始応力の変化は主軸に対してほぼ対称となっており, 強度曲線とは若干異なった形状となっている. Griffith 理論(1920)が最終強度ではなく, ダイラタンシー開始応力に適用されるべきであるとする説 (Brace, 1964; Brace et al., 1966)に従えば, 30°付近で最もダイラタンシー開始応力が低下するものと考えられるが, そのような傾向は認められていない. これは体積

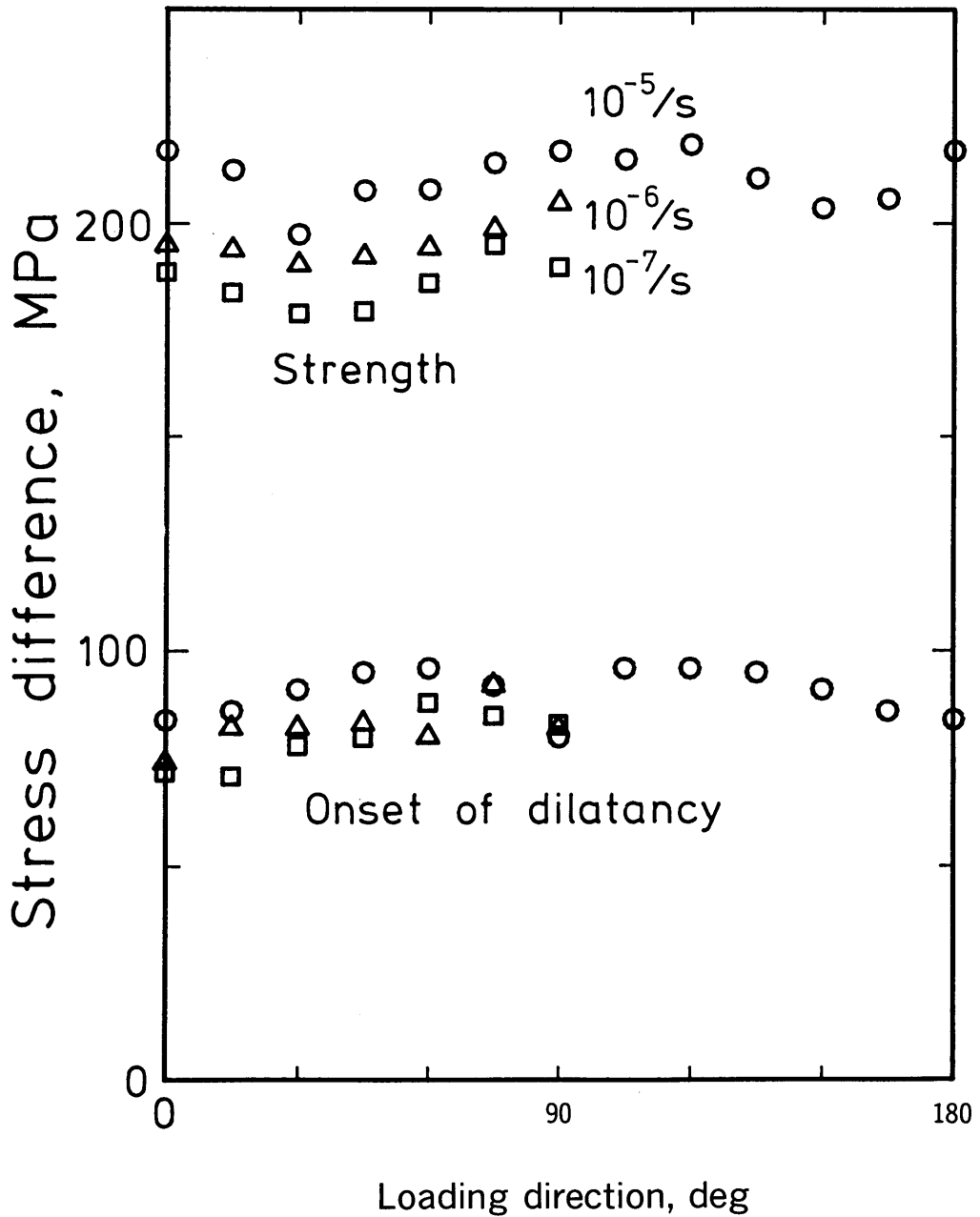


図-7-11 ダイラタンシー開始点の方向依存性

ひずみの線形部分が厳密に弾性的な挙動を示す領域ではなく、クラックの閉塞が連続しており (Lockner et al., 1977) , そのためダイラタンシー開始応力にある程度の誤差を生じさせるためと考える。

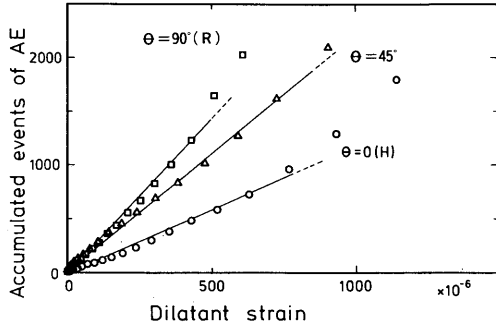


図-7-12 AE 累積数と dilatant strain の関係

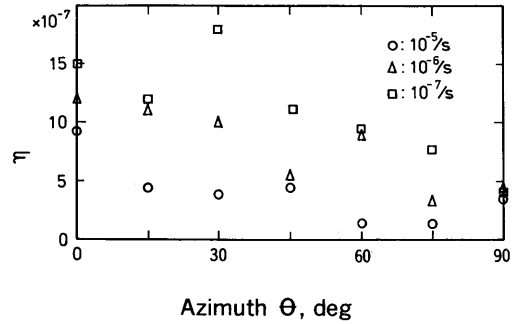


図-7-13 微小破壊に対する寄与率 η の方向依存性

ダイラタンシーにより生じる体積ひずみの線形挙動からの逸脱の大きさを示す dilatant strain と AE の発生頻度の関係を示すと図-7-12のとおりである。これらにはほぼ線形関係が成立している。したがって微小破壊の発生と dilatant strain には直接的な関係が認められる。また dilatant strain に及ぼす微小破壊一個あたりの寄与率 η (Scholz, 1968a; Sano et al., 1981) は図-7-13に示すように载荷軸の回転により系統的に変化しているが、これは先在クラックの配向面と载荷軸のなす角により dilatant crack の長さが変化するためと考えられる。さらにひずみ速度の低下に伴い η は増加する。これはひずみ速度の低下により微小破壊の大きさが拡大することを示しているが、または AE を伴わない dilatant crack の拡大率が増加することを示しているとも考えられる。

Anderson et al.(1974) の解を用いて、Soga et al.(1978) は破壊の進行に伴い生じる dilatant crack による弾性波速度の変化を定量化した。その際、クラックの効果は弾性波速度測定方向に関しベクトル的に分解したクラック長さによるクラック密度を用いて示されている。本研究では弾性波速度がダイラタンシーの主軸方向に測定されているので、dilatant crack によるクラック密度を直接求めることが可能である。また dilatant strain と比較することにより、クラックのアスペクト比(クラックを楕円で近似した時の短径/長径)が決定される(Soga et al., 1978)。4つの独立な波の速度をもとに求めた各主軸方向のクラック密度 ε の計算結果の一例を図-7-14に示す。 ε_z の低下は载荷初期に著しく後期段階まで進行する。x-軸はクラック配向面と斜交しているが、y-軸はクラック配向面と平行である。したがって ε_x はクラックの閉塞により载荷初期に低下するが、ダイラタンシー開始以後の増加量は ε_y を上回っており、主破壊面の走向、横ひずみの異方性および弾性波速度の異方性からの結論と同様の異方性が認められる。このことより x-軸に垂直な dilatant crack がより多く発生し、ダイラタンシー異方性をもたらすことがわかる。

地殻内部では岩石に封圧成分が作用するので先在クラックの多くは閉塞する。そのため

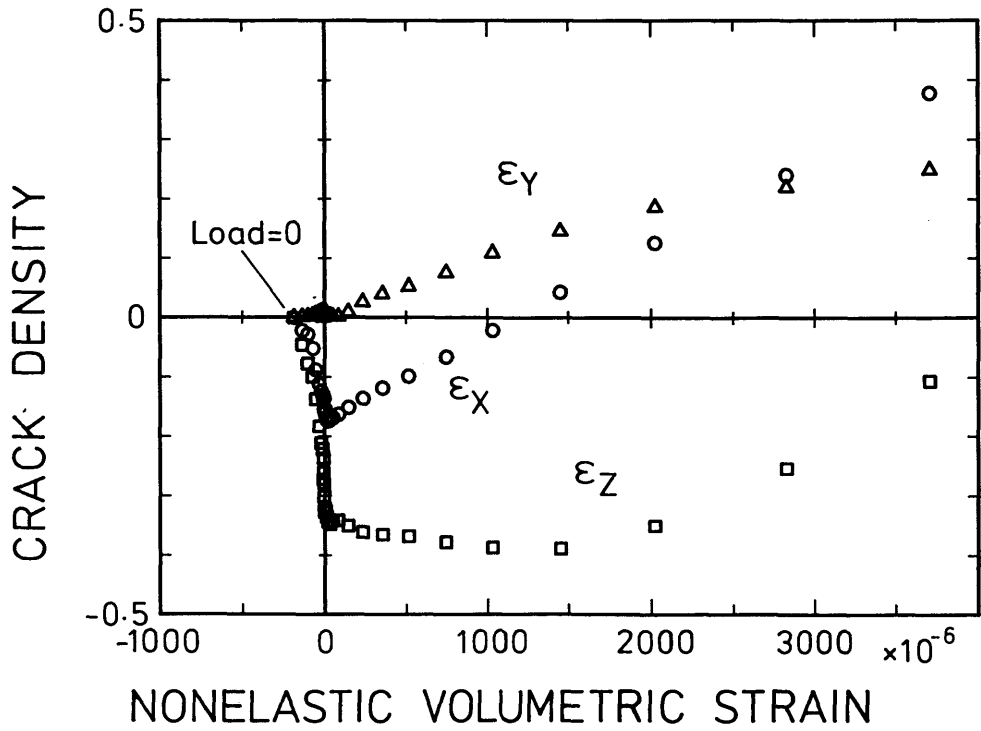


図-7-14 主軸方向のクラック密度の変化

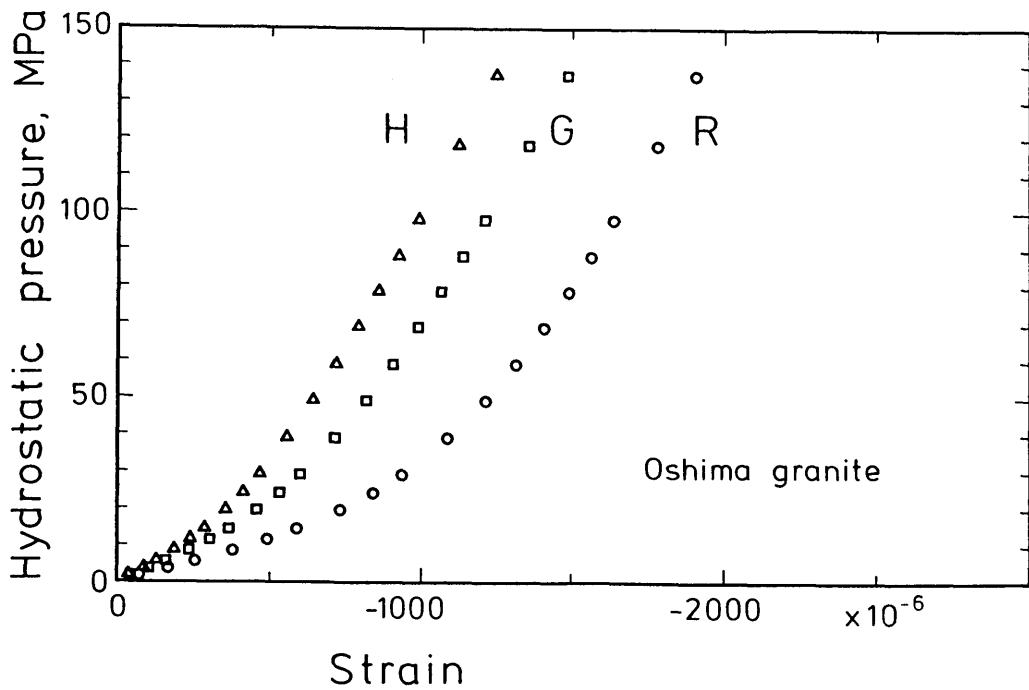


図-7-15 静水圧下における大島花崗岩のひずみ

地下深部では異方性の程度が低下するものと考えられる。大島花崗岩の異方性軸方向のひずみの静水圧下の挙動を計測した例を図-7-15に示す。これは花崗岩の一般的な挙動であり (Brace, 1964), 弾性波速度でも同様の結果が得られている (Todd et al., 1973)。この結果は被り圧が100MPa, 深さが4000m以上で多くの花崗岩が等方性的性質を示すようになることを示しており, 逆に工学的に対象となる深さでは異方性が存在することを示している。ただしこのような深さに存在する岩石にもクラックが存在するか否かはクラックの成因とも関わっており, 現時点では不明である。

これまでに示された結果は花崗岩で共通の現象と考えられるが, すべての岩石に共通のものとはいえない。大部分の岩石は厳密に見れば異方性を有するが, 等方性仮定に基づく誤差がそれほど大きくない場合も多い。またここで議論された異方性の効果は異方性をもたらす構造すなわちクラックと比較して十分大きなものの変形・破壊機構であり, 岩盤や地殻内の節理や断層構造が異方性をもつ場合にもその構造と比較して十分大きな領域を対象とする場合には類似性が考えられる。

7. 6 まとめ

本章では, 黒髪島花崗岩を用いて一軸圧縮応力下の花崗岩の変形, 破壊挙動について検討を行った。使用した岩石のクラックの発達程度は日本の花崗岩の中で一般的なものであり, 選択的に配向した先在クラックに支配される岩石の力学的性質を示している。すなわち強度, ひずみあるいは弾性波速度など, 岩石の変形・破壊挙動は異方性の主軸と载荷軸のなす角度に大きく依存する。圧縮試験で定義される3種のヤング率のうち, 载荷直後に定義されるヤング率は方向により大きく異なる。また载荷直後のヤング率は载荷軸と異方性の主軸が一致するときに極値となり, その値は無载荷状態の弾性波速度から求められるヤング率に近い。一方, 除荷時に定義されるヤング率は方向にほぼ無関係であり, 最も大きい。応力~ひずみ線図の線形部分により定義されるヤング率は方向によりわずかに変化するだけでその値は除荷時のヤング率よりわずかに低い。これらの違いは等方性岩石と同様にクラックの閉塞やすべりにより説明されるべきであろう。弾性波速度は異方性軸方向に極値をもつ。ただし本研究では触れられていないが, これが最大値でも最小値でもない場合があり得る (佐野ほか, 1988) ことに注意する必要がある。強度は異方性軸方向だけでなく, より多くの先在クラックが存在する面と载荷軸のなす角度がほぼ30°の場合にも極値をもつ。ひずみの測定結果および異方性を考慮して設定された4種の波 (2つの縦波と2つの横波) の速度の変化は, 先在クラックの閉塞がかなり高い応力状態まで続くこと, ダイラタンシー領域で生じるクラック密度に異方性があり, 先在クラックの異方性により支配され

ていることを示している。また上記の4種類の弾性波の受信波形の変化は異方性軸が主応力軸と斜交する場合に載荷の過程で異方性軸が回転することを示している。すなわち載荷の初期の異方性は先在クラックにより支配されているが、載荷の過程で載荷軸と大きく斜交する扁平なクラックが閉塞しさらにダイラタンシーが顕著になると、ダイラタンシーをもたらすクラックにより新たな異方性軸が決定される。したがってこの間に異方性軸の回転が生じ、一つの主軸が載荷軸と平行に、他の2つの主軸がダイラタンシー異方性の主軸となると考えられる。最終破断面の走行は異方性軸と載荷軸の角度 θ により決定されるが、この角度 θ がある範囲内では破壊面の走行は一定であり、この範囲を逸脱すると90°だけ回転する。このように異方性岩石の変形・破壊挙動は極めて複雑であるが、一方、先在クラックの閉塞に始まり、載荷による微小破壊の開始とその集積、およびダイラタンシーの局所化に伴う最終的な崩壊という過程には異方性による本質的な差はない。

【参考文献】

- Anderson D. L., B. Minster and D. Cole, 1974, The effect of oriented cracks on seismic velocities, *J. Geophys. Res.*, 79, 4011-4015.
- Anderson O. L. and P.C. Grew, 1979, Stress corrosion theory of crack propagation with applications to geophysics, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 15, 77-104.
- Bell J. F., 1936, The investigation of the cleavage of granites, *Econ. Geol.*, 31, 272-277.
- Brace W. F., 1964, Brittle fracture of rocks, In: W. R. Judd (ed.), *State of stress in the earth's crust*, Elsevier, 117-174.
- Brace. W. F., Paulding, B. W. Jr. and C. D. Scholz, 1966, Dilatancy in the fracture of crystalline rocks, *J. Geophys Res.*, 71, 3939-3953.
- Dale T. N., 1923, The commercial granites of New England, *Bull. U. S. Geol. Surv.*, 738, 488.
- Donath F. A., 1964, Strength variation and deformational behavior in anisotropic rock, In: W. R. Judd (ed.) *State of stress in the earth's crust*, Elsevier, 281-297.
- Douglass P.M. and B. Voigt, 1969, Anisotropy of granites, *Geotechnique*, 19, 376-398.
- Griffith A. A., 1920, The phenomena of rupture and flow in solids, *Phil. Trans. R. Soc.*, A221, 163-198.
- Hadley K., 1975, Azimuthal variation of dilatancy, *J. Geophys. Res.*, 80, 4845- 4850.
- Kranz R. L., 1983, Microcracks: A review, *Tectonophysics*, 100, 449-480.
- 工藤洋三, 橋本堅一, 佐野修, 中川浩二, 1986 a, 石工の経験則と花崗岩の力学的性質,

- 土と基礎, 34, 47-51.
- 工藤洋三, 橋本堅一, 佐野修, 中川浩二, 1986 b, 花崗岩の力学的異方性と岩石組織欠陥の分布, 土木学会論文集, 370/III-5, 189-198.
- 工藤洋三, 橋本堅一, 佐野修, 中川浩二, 1987, 瀬戸内地方の花崗岩採石場における花崗岩質岩石の異方性, 土木学会論文集, 382/III-7, 45-53.
- Lo., T.-W., K. B. Coyner and M. N. Toksoz, 1986, Experimental determination of elastic anisotropy of Berea sandstone, Chicopee shale, and Chelmsford granite, *Geophysics*, 51, 164-171.
- Lockner D. A., J. B. Walsh and J. D. Byerlee, 1977, Changes in seismic velocity and attenuation during deformation of granite, *J. Geophys. Res.*, 82, 5374-5378.
- Matsushima S., 1960, On the flow and fracture of igneous rocks and on the deformation and fracture of granite under high confining pressure, *Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Bull.*, 20.
- McLamore R. and K. E. Grey, 1967, The mechanical behaviour of anisotropic sedimentary rocks, *J. Eng. Ind.*, 89, 62-73.
- McIntock F. A. and J.B. Walsh, 1962, Friction on Griffith cracks in rocks under pressure, In: *Proc. 4th U. S. Nat. Congr. Appl. Mech.*, 2, 1015-1021.
- McWilliams J. R., 1966, The role of microstructure in the physical properties of rock, In: *Testing techniques for rock mechanics, ASTM., STP 402*, 175-189.
- Mogi K., 1962, Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relations to earthquake phenomena, *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, 40, 125-173.
- Musgrave M. J. P., 1970, *Crystal Acoustics*, Holden-Day, 288.
- Nishizawa O., 1982, Seismic velocity anisotropy in a medium containing oriented cracks, *J. Phys. Earth*, 30, 331-347.
- Nur A. and G. Simmons, 1969, The effect of saturation on velocity in low porosity rocks, *Earth Planetary Sci. Lett.*, 7, 183-193.
- Osborne F., 1935, Rift, grain, and hardway in some Pre-Cambrian granites, Quebec, *Econ. Geol.*, 30, 540-551.
- Paterson M.S. (荻野正二他訳), 1986, 実験岩石力学, 古今書院, 242.
- Peng S. S. and A. M. Johnson, 1972, Crack growth and faulting in cylindrical specimens of Chelmsford granite, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 9, 37-86.

- Sano O., I. Ito and M. Terada, 1981, Influence of strain rate on dilatancy and strength of Oshima granite under uniaxial compression, *J. Geophys. Res.*, 86, 9299-9311.
- Sano O., S. Ehara and M. Terada, 1982, A study on the time-dependent microfracturing and strength of Oshima granite, *Tectonophysics*, 84, 343-362.
- 佐野修, 工藤洋三, 古川浩平, 中川浩二, 1987, 岩石の一軸圧縮強度実験結果のばらつきに関する研究, *土木学会論文集*, 141-150
- 佐野修, 1988, ダブルトーション法による岩石内のクラック進展現象の異方性に関する実験的研究, *材料*, 37-413, 152-158.
- 佐野修, 1988, 応力腐食による岩石内のクラック伸長現象の異方性に関する理論的考察, *材料*, 37, 413, 159-165.
- 佐野修, 工藤洋三, 河嶋智, 水田義明, 1988, 異方性体としての花崗岩の弾性率に関する実験的研究, *材料*, 37, 418, 818-824.
- Scholz C. H., 1968a, Microfracturing and the inelastic deformation of rock in compression, *J. Geophys. Res.*, 73, 1417-1432.
- Scholz C. H., 1968b, Mechanism of creep in brittle rock, *J. Geophys. Res.*, 73, 3295-3302.
- Scholz C. H. and T. Koczyński, 1979, Dilatancy anisotropy and the response of rock to large cyclic loads, *J. Geophys. Res.*, 84, 5525-5534.
- Simmons G., T. Todd and W.S. Baldrige, 1975, Toward a quantitative relationship between elastic properties and cracks in low porosity rocks, *Amer. J. Sci.*, 275, 318-345.
- Sobolev G., H. Spetzler and B. Salov, 1978, Precursors to failure in rocks while undergoing anelastic deformations, *J. Geophys. Res.*, 83, 1775-1784.
- Soga N., H. Mizutani, H. Spetzler and R.J. Martin, , 1978, The effect of dilatancy on velocity anisotropy in Westerly granite, *J. Geophys. Res.*, 83, 4451-4458.
- Todd T., D. A. Richter and G. Simmons, 1973, Unique characterization of lunar samples by physical properties, *Proc. 4th Lunar Sci. Conf.*, 3, 2639-2662.
- Walsh J. B., 1965, The effect of cracks on the uniaxial compression of rocks, *J. Geophys. Res.*, 70, 399-411.
- Walsh J. B., 1965, The effect of cracks in rocks on Poisson's ratio, *J. Geophys. Res.*, 70, 5249-5257.
- 柳谷俊, 西山哲, 寺田孚, 1987, 花崗岩のダイレイタンスー異方性について, *土木学会論文集*, 382/III-7, 63-72.

第8章 結論

日本の地質構造と関連して花崗岩が岩石試験や岩盤試験に用いられる機会は特に多い。このため、花崗岩の岩石物性を正確に把握しておくことが岩石試験などの結果を有用なものにしていくために必要である。花崗岩の持つ構造上の異方性や力学的異方性もこのような岩石物性の一つであり、これまで比較的軽視される傾向の強い分野であった。本研究では個々の花崗岩の持つ構造上あるいは力学上の特性に留意しつつ出来るだけ多くの種類の花崗岩を調査することによって日本の花崗岩の異方性の諸特徴を把握するようしてきた。

第2章では、日本の花崗岩の組織・構造上の異方性を検討した。まず始めに日本の代表的な花崗岩地帯で、広島花崗岩帯を含む瀬戸内地方の花崗岩採石場について調査を行い、花崗岩の異方性を特徴づける構造が主に石英粒内に先在する微小欠陥の選択配向によってもたらされることを明らかにした。さらに調査範囲を日本列島全域に拡大して微小欠陥の配向性を検討した。こうした検討結果より花崗岩の微小欠陥の配向性がほぼ直交異方性を有すること、さらにこうした配向面の一つがほぼ水平面と一致すること、したがって他の2つの面がほぼ鉛直面であることなどが明らかにされた。

第3章では、日本の岩石のなかで岩石試験に用いられることの多い岩石について、それぞれの岩石の異方性を特徴づける構造について検討し、鉱物粒内に選択配向した微小欠陥によってその異方性が特徴づけられる花崗岩の特性を明らかにした。さらにニューイングランド地方の花崗岩に認められる組織・構造上の特徴について検討しその類似点と相違点を明らかにした。

第4章では一軸圧縮強度試験結果のばらつきについて論じた。従来岩石試験の実験結果にはかなりのばらつきがあるという考え方が示されてきたが、本研究では丁寧な実験を行うことにより実験結果のばらつきを大幅に減少させることができることを示した。そして従来岩石固有のばらつきであると考えられてきた実験結果のばらつきが、実験方法や実験技術に依存したものであることを明らかにした。さらに実験精度を向上させるための方法や実験技術についても詳述した。

第5章では圧裂強度実験結果のばらつきについて論じた。圧裂試験においても、一軸圧縮強度試験同様、従来岩石固有のばらつきと解釈されてきた実験結果が、試験方法や試験技術によることを明らかにした。特に異方性の考慮や載荷時の偏心の除去などが良好な実験結果を得る上で重要であることを明らかにした。

第6章では、第5章で述べた丁寧な実験を行うことにより花崗岩の圧裂荷重下における

強度異方性を明らかにした。強度特性はほぼ直交異方性を示し、この強度異方性を微小欠陥の配向面の直交性から説明した。さらに圧裂荷重下における供試体の破壊も、応力によって引き起こされた微小クラックの発生と集積の結果として生じることを岩石の変形・破壊挙動の検討により明らかにした。

第7章では、一軸圧縮応力下においてAEや弾性波速度の測定によって微小クラックのモニタリングを行い、異方性岩石としての花崗岩の変形・破壊挙動を明らかにした。ここでも一軸圧縮強度の異方性がほぼ直交異方性状を示すことを明らかにし、計測量の異方性のほとんどが選択配向した先在クラックに支配されることを明らかにした。また先在クラックの閉塞に始まり、载荷による微小破壊の開始とその集積、およびダイラタンシーの局所化に伴う最終的な崩壊という過程には異方性による本質的な差はないことも明らかにした。

以上本研究では、微小欠陥の選択配向に支配される花崗岩の異方性をいくつかの立場から明らかにしてきた。本研究で得られた結果は各種の岩盤試験や岩石試験ための基礎的資料として直接・間接に役立つものと確信している。一方微小欠陥の定量化や異方性体としての花崗岩の力学的モデル化は本研究の及ばなかったところである。これらの問題点については今後の課題としたい。

謝 辞

本論文をまとめるに当っては多くの方々にご指導、ご援助、ご協力をいただきました。山口大学工学部教授中川浩二先生には山口大学で助手として研究を始めた当時から今日まで、研究の方法論や論文の書き方など常に暖かいご指導とご援助をいただきました。広島大学名誉教授小島丈児先生には地質学的な方面でのご指導をお願いしました。本研究の一つのテーマである顕微鏡による微小欠陥の観察は先生のご指導によるところ大です。山口大学工学部の佐野修先生にはこの研究を始めた当時からおつきあいいただき常に適切で鋭い助言をいただきました。白紙の状態から突然岩石の世界に入った私にとって、先生方の岩石観に触れることができたのは幸運だったと思います。いずれにしてもこれらの先生方のご指導・ご援助がなければ今日こうして論文をまとめることができなかつたと思います。

山口大学土木工学科助教授古川浩平先生には折に触れて貴重な助言をいただきました。先生の研究室での語らいは有意義なものでした。また語らいの場所を提供していただいた同室の中尾絵理子技官に感謝します。

研究を進めるに当り、黒髪石材（山口県徳山市）、大島石協同組合（愛媛県宮窪町）、馬越石材店（岡山県北木島）には実験用の石材の提供をお願いしました。ニューイングランド地方の花崗岩の調査が効率的に行えたのは New York 州立大学の T.-F. Wong 教授と Penn-sylvania 州立大学の R. Hardy Jr. 教授に情報の提供や現地での便宜を図っていただいたためです。

徳山高専の橋本堅一先生には共同研究者として常にご協力をいただきました。また徳山高専の山本秀喜技官には実験の補助や実験データの整理などのご援助・ご協力をいただきました。

徳山高専卒業生の長沼徳司、徳本耕二、宇多村智則、内木博信、大久保博明、藤岡浩二、町田敏樹、山崎俊夫、藤井宏征、市川秀之、藤井明宏の各君には卒業研究を通じて実験の援助やプログラムの開発をお願いしました。

最後に本論をまとめるにあたり、名古屋大学教授川本眺万先生、植下協先生、および市川康明先生には懇切なご指導、ご教示をいただきました。ありがとうございました。