

地熱地域の地質構造とフラクチャー形成 のメカニズム

structure of geothermal field and mechanism of flucturing

佐藤 浩*
Hiroshi SATO

I. ま え が き

地熱流体は地下温度の高い場所における開口したフラクチャーに貯留されている。したがって、地熱探査では温度とともにフラクチャーの探査が重要である。フラクチャーを探査する場合、フラクチャーの形式メカニズムを知り、その規則性を把握しないと、秩序のない探査になる恐れがある。

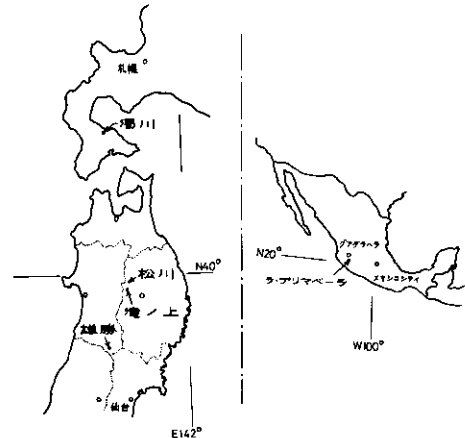
地熱地域のフラクチャーの特製については数多くの研究が行われているが、フラクチャーの形式メカニズムまで言及した例は少ない。SATO (1982) は岩手県滝ノ上（葛根田）地域のフラクチャーの形式機構を褶曲と関連させて述べた。一方、安藤ほか（1985）は八幡平北部地熱地域の地質構造発達過程をモデル化し、数値実験によってフラクチャーの卓越しやすい部分を検討した。フラクチャーの形式メカニズムをこのような地質学手段によって解明する一方、個々のフラクチャーについてミクロ的に追求することも必要と考えられる。

本文では、特に後者の立場から、破壊力学に基づいてフラクチャーの形式および進展のメカニズムを検討した。検討は、理論のみならず、実際の地熱地域における現場（*in situ*）計測および実験にまで及んだ。これらの結果は、単に地熱地域におけるフラクチャー形式の解明の

みならず、構造地質学の本質にせまるものと思われる。

II. 地熱地域の地質構造の特徴

第1表は筆者がこれまでに実際に踏査し、かつ、掘さくにより地下構造が確認されている地熱地域の地質構造の特徴をとりまとめたものである（第1表に示した地域の位置は第1図に示す）。



第1図 5つの地熱地域の位置図

* 日本重化学工業(株) 地熱事業部

Geothermal Exploration Division, Japan Metals and Chemicals Co., Morioka, 020-01, Japan

		地熱地域の 地質構造的な位置	地熱地域を支配 する構造	地熱地域内部の 構造要素	地熱流体を規制 する構造要素
岩 手 県	滝ノ上(葛根田)	日詰-気仙沼構造線や 早池峰構造帯等 NNW~NW性先第三系 構造帯の延長部 八幡平depression地域 (直径約30Km) 内、瀧ノ沢隆起帯 (巾15Km)	NW性陥没構造 (巾1~2Km) とその後隆起	NS性、EW性断層系 (地下浅部) NW性、NE性断層系 (地下深部) 間隔100~500m	褶曲に伴なう節理 断層の一部の浸透性の よい部分 特定の岩相 (変質安山岩等) に発達する開口性 フラクチャー
岩 手 県	松川	同上	ENE性陥没構造 (巾3Km)	ENE性、NW性断層 (長さ数100m) 貫入岩体	断層の一部(高浸透部) 貫入岩体縁辺部 玉川溶結凝灰岩類下部 の孔隙に富む岩相 (不整合面も含む)
北 海 道	滝川(森)	函館、上磯からのびる NNW性構造 北海道駒ヶ岳からのびる NW性構造 (長さ数10Km)	“クレーターレイク”型 カルデラ (直径約3Km)	カルデラ周辺の先第三 系中の共役断層と 扇切断層 カルデラ壁 (長さ、間隔数100m)	上礫層群中の 断層の一部(高浸透部) カルデラ壁 の一部 石灰岩中および不整合面 直下のチャートの断層
秋 田 県	雄勝(秋ノ宮)	NW性松島一本荘 構造帯内	NW性秋ノ宮 陥没帯 (巾約5Km)	地塁、地溝を画する NW性、NE性、 NS性、EW性の 断層 (200m~1Kmの ブロック間隔)	断層の一部(高浸透部) 凝灰岩、花崗岩中 の節理
メ キ シ コ	ラ マ シ バ イ ラ	メキシコ中央火山帯、 コリマ地溝帯および コルディーリエラン 構造帯の交差点	ハイアス型 カルデラ (直径約12Km)	カルデラ内隆起部 におけるNE、NW性 断層、断裂 (長さ、間隔 数100m~2Km)	resurgent 時の断層と extensional fracture 溶結凝灰中の 節理

第1表 5つの地熱地域の地質構造の特徴

滝ノ上地域では、地表地質および数100mまでの地下浅部の地質は、南北性正断層、東西性 strike slip 断層および北西—南東方向の褶曲構造によって特徴づけられているが (SATO, 1982), 2,000m級の坑井資料が蓄積されるにつれ、地下深部では南北性や東西性の断層は顕著でなくなり、北西—南東および北東—南西方向のつフラクチャーが卓越する傾向であることが明らかになっている。これら地下深部の構造方向は元来先第三系の構造方向であり、第三系下部の構造が先第三系の動きに支配されていたことを示している。さらに、2,000m以上掘さくしてもなお国見峠層 (村井, 1962) 中であり、本地域約 6 km 西方での掘さく資料では2,200mで先第三系のチャートに遭遇していることを併せ考えると、標高差を考慮したとしても、本地域にはもともと大きな陥没構造があったことを物語っている。この事は、本地域が低重力異常帯に含まれている (SATO, 1982) ことと調和している。

松川地域の地熱流体は、主に地下1,000m付近の“山津田層”に存在すると考えられていた (中村, 1967) が、現在までのその後の研究や掘さく資料によれば、本地域西部には大規模な玢岩の貫入岩体が存在し、地熱流体を規制しているフラクチャーは、この貫入岩体の縁辺部や東北東—西南西方向および北西—南東方向の断層であることが明らかになっている。

濁川地域は“クレイターレイク”型カルデラと言われてきたが、掘さく資料を基にカルデラの構造を描くと、従来の“クレイターレイク”型とは違った小規模なカルデラであることが判明した (安藤, 1983)。また、地熱流体は、カルデラ構造とあまり関係なく、カルデラ周辺に分布する先第三系上礫層群中の断層に賦存していることも明らかとなっている。

以上の3地域の他に、第1表には雄勝およびラ・プリマベラ地熱地域の地質の特徴をも記載した。これら5地域に共通する特徴は次の2点である。

- ① 陥没あるいはカルデラのような凹型構造。
- ② 地熱流体の存在を規制する構造要素は、

高浸透性の引張り型フラクチャーである。

これらのうち、①については、すでに中野ほか (1983 a, 1983 b) が指摘しており、熱対流型地熱地域の形成が、陥没構造等の凹地構造と第四紀マグマ活動による凸構造の複合でなされたと考え、日本および外国の地熱地域の地質構造を総括し、その特性を分析している。

地熱流体の存在を規制する高浸透性の引張り型フラクチャーを区分すると、おおよそ次のようになる。

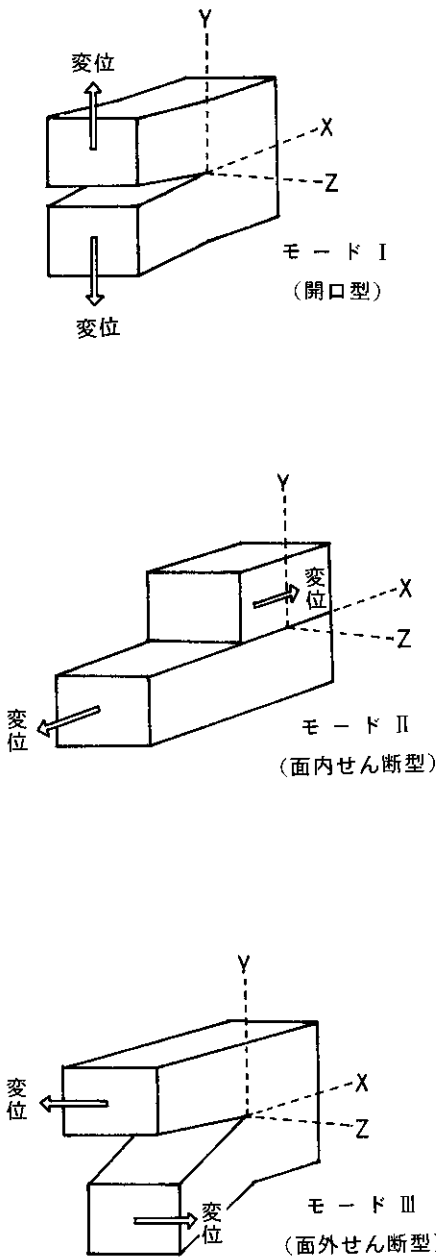
- ① 断層およびこれに伴うフラクチャー
- ② 褶曲に伴って発達するフラクチャー
- ③ 地層境界 (例えばカルデラ壁、貫入岩体縁辺部、不整合面など) に沿うフラクチャー
- ④ 特定の岩相に発達するフラクチャーそこで、次節以降では、これらのフラクチャーの形式および進展のメカニズムに焦点を絞って述べることにする。

III. フラクチャー形式のメカニズム

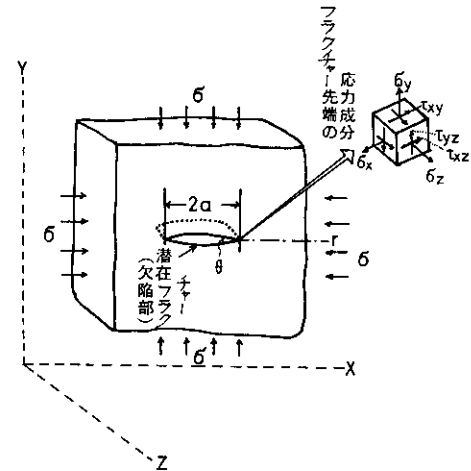
1. 破壊の条件

地質線形弾性体の無限構造物中に X-Z 平面 (第2図) に平行な欠陥部 (潜在フラクチャー) が存在した時、欠陥先端部の変形様式は基本的にモード I, II, IIIの3つの型にわけられる。系外からの応力 σ の状態で、モード I における欠陥先端部の局所応力 ($\delta x, \delta y, \delta z, \tau xy, \tau xz, \tau yz$) は、先端部を原点とし、極座標、 r, θ を x-y 局面にとり、平面応力状態とすると (第3図)、次式で示される。

$$\left. \begin{aligned} \delta x &= \delta \sqrt{\frac{a}{2r}} \cos \frac{\theta}{2} \left(1 - \sin \frac{\theta}{2} \sin \frac{3\theta}{2} \right) + \dots \\ \delta y &= \delta \sqrt{\frac{a}{2r}} \cos \frac{\theta}{2} \left(1 + \sin \frac{\theta}{2} \sin \frac{3\theta}{2} \right) + \dots \\ \tau xy &= \delta \sqrt{\frac{a}{2r}} \sin \frac{\theta}{2} \cos \frac{\theta}{2} \cos \frac{3\theta}{2} + \dots \\ \delta z &= \tau xz = \tau yz = 0 \end{aligned} \right\} (1)$$



第2図 基本的な3つのフラクチャー変形様式



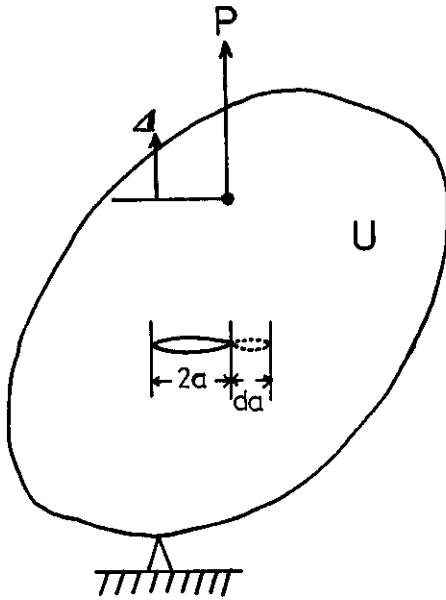
第3図 潜在フラクチャーの局所座標と応力成分。 δ : 公称応力 (系外からの応力), $2a$: フラクチャーの長さ, θ : フラクチャー先端部の角度

ここで α は潜在フラクチャー長さの半分, θ はフラクチャー内の角度である。欠陥先端からの距離 r が α に比べて小さく ($r \ll \alpha$), $\theta \approx 0$ とすると, (1) 式は,

$$\left. \begin{aligned} \delta x = \delta y = \tau_{xy} &= \frac{K_I}{\sqrt{2\pi r}} \text{ (ただし } K_I = \delta \sqrt{\pi a} \text{)} \\ \delta z = \tau_{xz} = \tau_{yz} &= 0 \end{aligned} \right\} (2)$$

と書き表わせる。 K_I はモード I の状態での系外からの応力 (δ) とフラクチャーの形状 (α) に依存する係数であり, 応力拡大係数と呼称されている。このように, フラクチャー先端での応力は, K_I が一定であれば, フラクチャー先端からの距離の関数 ($\sqrt{2\pi r}$) のみに依存すると考えられる。なお, 応力拡大係数の単位は $\text{Kgf}/\text{m}^{3/2}$ である。

一方, 構造物中のフラクチャーが進展する場合には, フラクチャーの進展に必要なエネルギー解放率 (G) ——新しいフラクチャー面を形成するのに必要な単位当りのエネルギー——を考慮する必要がある。フラクチャーを da だけ進展させめるに必要なエネルギーは, 進展させる間に外力のなした仕事 $P \cdot d\Delta$ (第4図) お



第4図 集中力を受けた潜在フラクチャーを含む材料。P：外力，Δ：変位，2a：フラクチャーの長さ，U：弾性ひずみエネルギー

よび物体中に貯えられている弾性ひずみエネルギー（U）の変化の双方から供給される。すなわち、

$$G = \frac{P \cdot d\Delta}{da} - \frac{dU}{da} \dots\dots\dots(3)$$

となる。外力の作用点での変位が固定されていればGは $-du/da$ に左右される。そして、平面応力状態では、

$$\frac{dU}{da} = -\frac{\delta^2 \pi a}{E} \dots\dots\dots(4)$$

なので、(2)式を(3)、(4)式に代入すると、

$$G = \frac{K_I^2}{E} \dots\dots\dots(5)$$

となる。もし、平面ひずみ状態なら(5)式は、

$$G = \frac{K_I^2(1-\nu^2)}{E} \dots\dots\dots(6)$$

となる。(4)～(6)式において、Eはヤング率、(6)式における ν はポアソン比である。

このように、フラクチャーのエネルギー解放率と応力拡大係数は破壊に関して等価である。解放時のエネルギーは、フラクチャー進展時の表面エネルギー、格子の破壊仕事、フラクチャー先端での小規模塑性仕事など破壊に抵抗する仕事に費されるので、エネルギー解放率の限界値を越えた時に、フラクチャーは進展することになる。この限界値を、破壊靱性値(fracture toughness, G_c)と呼んでいる。一方、フラクチャーの進展開始について応力拡大係数を用いて表現すれば、「フラクチャー先端部の応力拡大係数(K)がその限界値(K_c)を越えた時に、フラクチャーは進展し始める」ということになる。すなわち、弾性ないし弾塑性状態での破壊では、応力と強度に代って応力拡大係数と破壊靱性値が破壊のパラメーターになることを示している。厳密には、 G_c と K_c は異なる単位を持つ値であるが、通常 K_c をモードIにおける破壊靱性値と呼んでいる。なお、 G_c の単位は、 Kgf/m である。

破壊力学では、フラクチャー近傍の応力拡大係数は厳密解あるいは数値計算によって求めるが、破壊靱性値は物質固有の値なので実験によって求めなければならない。すなわち、従来の破壊強度の試験に代って破壊靱性試験を実施する必要がある。

2. 破壊靱性値に影響を与える各種要素について

岩石の破壊靱性値の測定結果については、すでに ATKINSON (1982)、高橋ほか(1984)および佐藤ほか(1986)らによってとりまとめられている。その要点は次のとおりである。

① 破壊靱性試験において荷重-変位曲線は多くの場合非線形になるが、この非線形は岩石の場合粒子自体が延性を示すのではなく、微視フラクチャーの増加によってみかけ上非線形を示すだけである。

② 非線形挙動をする場合のフラクチャー形成時の破壊靱性値としては、J積分とアコース

ティック・エミッション (AE) の累積エネルギー急増点によって定義した J_{iAE} が最適である。

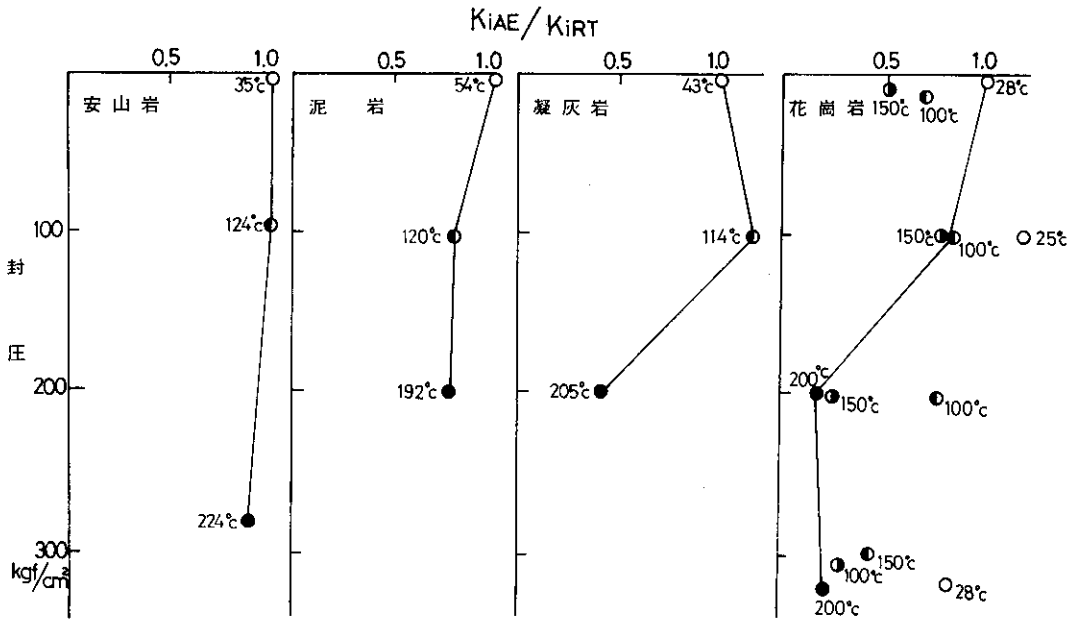
③ 高温高压の環境になるほど破壊靱性値は低下するが、この原因は高温高压になるほど応力腐食割れが促進されるためと考えられる。

そこで今回は、地熱地域の地下でのフラクチャー形成と対応するために、高温高压下での破壊靱性試験を花崗岩 (阿武隈新期花崗岩) のみならず、安山岩 (九州豊肥火山岩類に属する)、泥岩 (八幡平地域第三系山津田層) および凝灰岩 (同、国見峠層) でも実施した。試験方法は佐藤ほか (1986) で述べた方法と全く同じであり、この AE 特性については鷹崎ほか (1984) および TAKANOHASHI *et al.* (1984) で詳細に述べた。以下、温度・封圧依存性について考察する。

第2表および第5図に示すように、高温高压環境下において温度・封圧依存性の著しい岩石は花崗岩である。すなわち、200°C 200Kgf/

岩石名	封圧 (kg/cm ²)	温度 (°C)	L (mm)	K _{iAE} (kg/mm ^{3/2})	K _{iAE} /K _{iRT}
安山岩	1	35	6.45	4.03	1.00
	95	124	6.15	3.90	0.97
	279	224	5.50	3.55	0.88
泥岩	1	54	7.10	0.94	1.00
	103	120	7.57	0.74	0.79
	201	192	6.75	0.71	0.76
凝灰岩	1	43	5.68	1.42	1.00
	102	114	6.80	1.64	1.16
	200	205	6.56	0.58	0.41
花崗岩	1	50	6.10	2.45	1.00
	1	28	6.08	2.26	1.00
	12	100	5.78	1.71	0.69
	10	150	5.90	1.26	0.51
	100	25	5.68	2.87	1.17
	100	100	6.75	2.03	0.83
	100	150	5.75	1.93	0.79
	200	100	6.03	1.90	0.78
	200	150	5.55	0.44	0.26
	200	200	6.08	0.45	0.19
	319	28	5.73	1.68	0.74
306	100	5.97	1.03	0.45	
305	150	5.87	0.68	0.31	
322	200	6.55	0.55	0.25	

第2表 各種岩石の破壊靱性値
L: 既存フラクチャー (切欠き) の長さ, K_{iAE}: 破壊靱性値, K_{iRT}: 常温常圧下の K_{iAE}

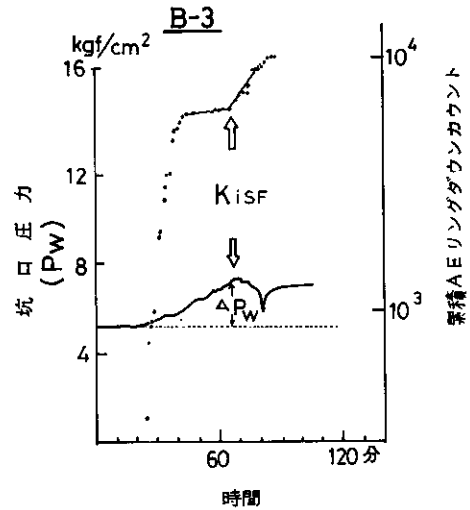


第5図 各種岩石の温度・封圧依存性図
横軸は常温常圧下での破壊靱性値 (K_{iRT}) で規格無次元化した破壊靱性値 (K_{iAE}) で示してある

cm²でのK_{IAE} (AE の累積エネルギー急増点で定義した破壊靱性値)は、常温常圧下での破壊靱性値 (K_{IRT}) の約20%まで低下している。また同じ封圧下では温度が上昇するにつれてK_{IAE} が低下している。これに対し、安山岩の224°C、279Kgf/cm²でのK_{IAE} は、K_{IRT} の約90%であり、この範囲内では温度・封圧にあまり依存しない。高温高圧下での破壊靱性値の低下が微視フラクチャー形式とこれに伴う応力腐食割れに起因すると考えると、花崗岩と安山岩の組織の違いが、破壊靱性値の低下割合の違いに反映しているものと推定できる。すなわち、安山岩の持つインターサタル組織は、花崗岩の完品質組織より高温高圧下の微視フラクチャー形式に対して安定であると言える。泥岩および凝灰岩における K_{IAE} の温度・封圧依存性は安山岩と花崗岩の中間であり、200°C 200 Kgf/cm² 付近の K_{IRT} に比べ泥岩で76%、凝灰岩で41%に低下している。

以上の高温高圧下の試験において注目すべき点は、花崗岩と凝灰岩で、100°C、100Kgf/cm²と200°C、200Kgf/cm²の間でK_{IAE} が著しく低下する遷移点が認められることである。この事を調べるために、実際の地熱地域における *in situ* 破壊靱性値の評価を試みた。

滝ノ上地域は熱水卓越型の地熱貯留層で特徴づけられ、高温高圧水がフラクチャーを満たしているので、生産井のビルドアップ・テスト (生産している坑井の坑口を急に閉止するテスト) を実施すると、坑内の圧力上昇の影響がフラクチャー先端に達し、フラクチャーを進展させると考えられる。そこで、フラクチャー進展が予想される地域に三軸 AE ソンデを設置し AE 計測を実施した。AE の計測システムは、NIITSUMA et al (1983, 1985, 1985) に準拠した。第6図には、1984年に実施した生産井B-3の坑口圧と検出した AE 累積リングダウンカウンットの経時変化を示した。ここで、地下における破壊靱性値を AE 活性度の急増点で定義し、K_{ISF} とすれば、K_{ISF} は (2) 式に基づき、次式で与えられる。



第6図 1984年ビルドアップ・テストにおける生産井B-3の坑口圧力と AE 計測による累積リングダウンカウンント (基準値を越えた AE の和) の関係図

K_{ISF}: AE 活性度の急増点 (文中参照)

$$K_{ISF} = 2 (P - S) \sqrt{\gamma / \pi} \dots \dots (7)$$

ここで、

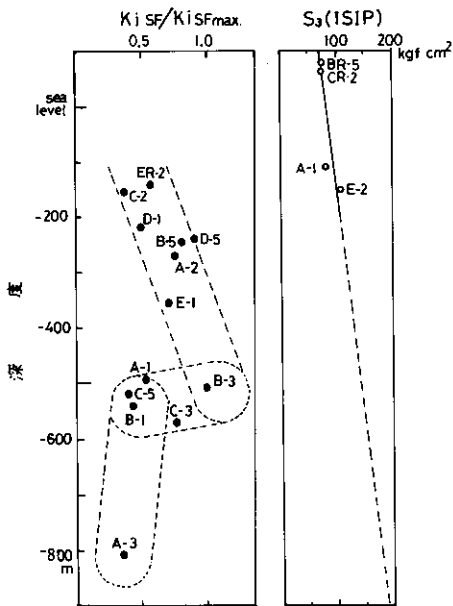
P: フラクチャー進展開始時の坑底圧

S: 地殻応力

r: 既存フラクチャー (円盤状フラクチャーと仮定) の半径である。

P-Sを坑口圧の上昇分に対応するとし、rを蒸気生産時における1時間当りの総流量および水圧破碎時の AE 計測から推定すると (鷹嘴ほか, 1984), K_{ISF} が求まる。滝ノ上地域の各坑井で求めた K_{ISF} を、その最大値で規格化して図示すると第7図のようになる。第7図における各坑井のフラクチャー深度は、堀さく時の逸泥位置によって決め、図右端の地殻応力は本地域で実施した水圧破碎時の ISIP (instantaneous shut-in pressure) から求めた。

第7図からわかるように、海抜-500~-600 m付近に K_{ISF} が急激に低下する“遷移帯”が認められる。この遷移帯が存在する個所の封圧



第7図 深度別 K_{ISF} 分布および封圧分布図。
 A-1, A-3, ……: 地熱井名,
 K_{ISF}/K_{ISFmax} : フィールドにお
 ける破壊靱性値(最大値で規格化),
 S_3 (ISIP): 水圧破砕から求めた地
 殻応力(封圧)。

は、第7図から約 $140Kgf/cm^2$ であり、坑井内温度測定から得られた遷移帯近傍の地層温度は $200\sim 260^{\circ}C$ であった。また、各坑井のフラクチャーが存在する位置の岩石は、主として前出の国見峠層の凝灰岩である。したがって、第7図は、凝灰岩の破壊靱性値の、地下原位置 (*in situ*) における温度・封圧依存性を示していると考えられる。

第6図と第7図を比較してみると、フラクチャーを含む国見峠層の凝灰岩は、高温高圧水環境下において、室内での破壊靱性試験時および地下原位置における推定結果ともに、同じような温度・封圧依存性を示していることが明らかになった。また、破壊靱性値の急激な低下は、佐藤ほか(1986)が述べたように、応力腐食割れによる微視フラクチャー形成に起因するものと考えられる。

滝ノ上地域において地熱井の掘さくを行うと、

海拔 $-500\sim -600m$ までは多くの全量逸泥が発生するが、それ以降になると全量逸泥は極端に少なくなるという現象を経験している。全量逸泥が高浸透性のフラクチャーによるものであり、平面的な分布や岩質に左右されないと仮定すれば、第7図のうちの破壊靱性値の高い部分で、高浸透性のフラクチャーが発生していることになる。破壊靱性値が高いという事は、破壊に対する抵抗があるものの、造構過程の間に一旦破壊すれば巨視フラクチャーを生じやすいことを意味している。

破壊靱性値に影響を与える要素として、以上述べた高温高圧水環境の他に次のような要素がある。

(1) せん断型破壊——地下には必ず微小欠陥部が存在するので、この欠陥部では局部的にモードI(第2図)の引張り応力集中が生ずる。したがって、多くのフラクチャー形成メカニズムはモードIの破壊機構で説明できる。しかし、地質現象をマクロ的にみればせん断型(モードII・III型)破壊で主体をなしているようにみえる。和田ほか(1982)および小林ほか(1982)は、せん断型破壊靱性試験を実施し、その値はモードIに比べて大きいことおよびせん断型破壊はモードIとII(III)の混合型破壊であることを指摘した。

(2) ひずみ速度——これまでに述べた破壊靱性試験のひずみ速度は $10^{-6}\sim 10^{-7}/sec$ に相当している。一方、地質現象を説明するに足るひずみ速度は $10^{-14}\sim 10^{-15}/sec$ と推定されている(UEMURA, 1965; 伊藤ほか, 1976)。西松ほか(1983)は破壊靱性値に対する変位速度の影響を調べた結果、変位速度が遅くなるほど K_{IC} (K の最大値で定義)の値が低下することを示した。この実験はひずみ速度に換算すると $2\times 10^{-4}\sim 2\times 10^{-9}/sec$ の条件で行われている。地質現象を説明するに足るひずみ速度で行われた実験はないので、 $10^{-10}/sec$ より遅い状態での破壊靱性値は不明である。しかし、西松ほか(1983)の実験結果を外挿して考えるなら、遅いひずみ速度では、より低い破壊靱性値でもフ

ラクチャーは形成しやすいと推定される。もちろん、この推測は、差応力が小さく継続して応力が働いている場合に成り立つ。

(3) 応力腐食割れ、疲労および腐食疲労—腐食物質と応力の同時作用で生じるフラクチャー形成過程を応力の同時作用で生じるフラクチャー形成過程を応力腐食割れ、繰り返し応力がフラクチャー先端に加わりひずみが蓄積されてフラクチャーが伝播する現象を疲労、そして応力腐食割れと疲労との混合を腐食疲労と呼んでいる。これらの状態での破壊は、環境と材料で定まる安定き裂伝播 (sub-critical crack growth) であり、小島ほか (1984)、和田・高橋 (1986) らの実験によれば、これらの状況下に置かれると、 K_{Ic} よりもはるかに低い破壊靱性値でも容易にフラクチャーは形成しやすいことが判明した。すなわち、造構運動を繰り返し受け、化学物質を含む水環境下に置かれるような地質状況下では、フラクチャーは容易に形成しやすいと考えられる。

以上、フラクチャー形成のメカニズムにおいて破壊靱性値を検討することの重要性を指摘した。

IV. フラクチャー進展のメカニズム

前節では、フラクチャーの形成 (厳密には、既存フラクチャー近傍での微小な進展; 初生) について述べた。次に、本節では形成されたフラクチャーがどのような規則性で進展するかについて述べる。

1. 地熱地域の水圧破碎等による

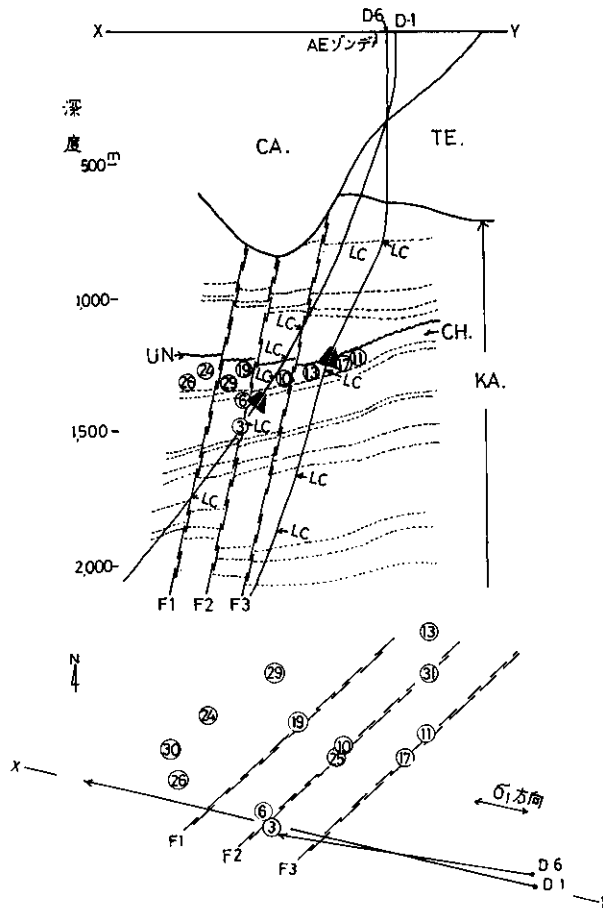
フラクチャー進展例

近年、地下1~数kmの岩石を水圧で破碎してフラクチャーを作り、これを人工的な熱交換面として熱エネルギーを抽出する試みが各国で行われている (例えば MURPHY *et al.*, 1981; RUMMEL and KAPPELMAYER, 1983)。また、地熱井の能力を増すために水圧破碎を行って地下の浸透性を大きくする試みも行われてきた

(KATAGIRI *et al.*, 1980; PYE, 1983)。これらの試みで最も重要な点は、水圧破碎によって形成されたフラクチャーがどのような規則性で進展するかにある。ここでは、実際の水圧破碎時の例でこの規則性を考察する。

1980年北海道濁川地熱地域で行われたD-1井の水圧破碎時には、III-2で述べた方法と同じようにして三軸 AE ゾンデを用い、フラクチャーの進展をモニタリングした。その詳細は中塚ほか (1982) および NITSUMA *et al.* (1985a) に述べられているが、そのうち特にフラクチャーの進展結果を第8図に示した。D-1井は掘さく深度1,502mまでケーシングされていて、その下の大きな逸泥 (既存フラクチャーを示す) は、1,520mおよび1,887mにあった。AEの発生源がフラクチャー先端における破壊によるものと考えると、フラクチャーはまずケーシング直下の1,520mの逸泥箇所から断層F2に沿って上昇し、次に先第三系上礫層群 (IDB, 1982) 内の不整合面直下のチャート層に沿って水平的に進展していることがわかる。このチャート層はおそらく風化等により他の岩石より“弱く”なっているために、フラクチャーは上方に伸びず、この層内を行き来している。その進展方向を水面的にみると NAKAMURA (1977) が火山側火口から求めた北海道南の水平最大圧縮応力軸 (δ_1) 方向に略々一致している。以上述べた AE 源の把握によるフラクチャー進展の考え方は、実際にD-1とD-6井 (第8図におけるD-1K隣の坑井) 間のトレーサーテストおよび圧力干渉によって、互いの坑井間の導通が確認されたことによって検証されている。

以上は、筆者が経験した水圧破碎によるフラクチャー進展の例であるが、同様な例は数多く報告されている (例えば MURPHY *et al.*, 1981; PINE, 1983, TEUFEL and WARPINSKI, 1983)。これらのうち、TEUFEL and WARPINSKI (1983) が、U. S. A. ネバダ州のフィールドで実験した例は直接フラクチャーの進展を目で見ることが出来る例として注目に値する。すなわち、彼らは地下420~430mにトンネルを掘り、これを利用した水圧破碎によってフラクチャー進展



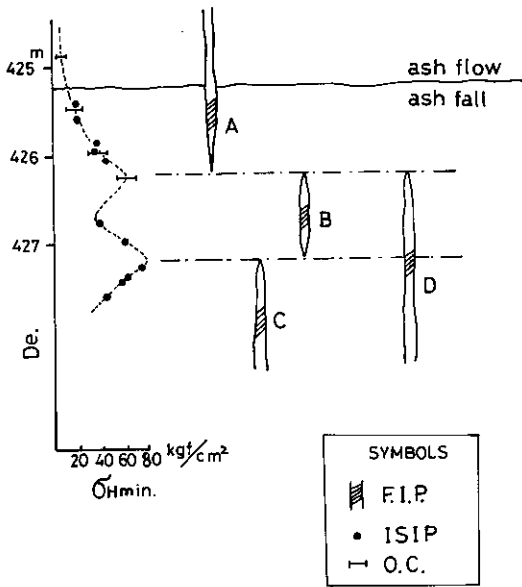
第8図 濁川地域D-1水圧破壊時のAE発生源分布図(上:断面;下:平面)。○印中の番号は発生源が明瞭なAEの位置で、番号順は発生順である、D-1、D-6:坑井番号、LC:逸泥箇所、X-Y:断面の位置、F1~F3:断層の番号、CA.:カルデラ内堆積物、FE.:第三系、KA.:先第三系上礫層群、UN:不整合面、CH:チャート層、黒面三角印:最終ケーシング位置、点線:地層境界、断面図中のAE番号は平面の投影であり、②⑤、③⑩、③⑩は投影しない

の観察を行っている。その結果の一部を第9図に示す。第9図によれば、フラクチャーの進展は、最小水平主応力 (σ_{hmin}) に左右され、ash flow と ash fall の違い等による岩質には依存していないことが判明している。

III-2で述べたように、滝ノ上地熱地域では生産井のビルドアップ・テスト時にAEを計測し、フラクチャー先端のマッピングを行っている。ビルドアップ・テストに伴うAEの発

生については、生産井の坑口閉止が地下の応力拡大係数を増加させるため、および subcritical crack growth によって地下の岩石の破壊靱性値が低下しているためと考えられる。第10図にAE発生源分布を示した。この図からわかるようにAE発生源は明らかに断層沿いに分布し、かつ時間が進むにつれて、フラクチャーは上方へと進展していく。

以上3例から、フラクチャーは、① 既存フ



第9図 最少水平主応力 ($\delta Hmin.$) とフラクチャー進展との関係図 (TEUFEL and WARPINSKII, 1983から引用)。De.: 深度, F. I. P.: フラクチャー初生点, ISIP: フラクチャー閉口圧から求めた地殻応力, O. C.: オーバーコアリングから求めた地殻応力, A~D: フラクチャーの進展例 ($\delta Hmin.$ の頂点で止まっている)

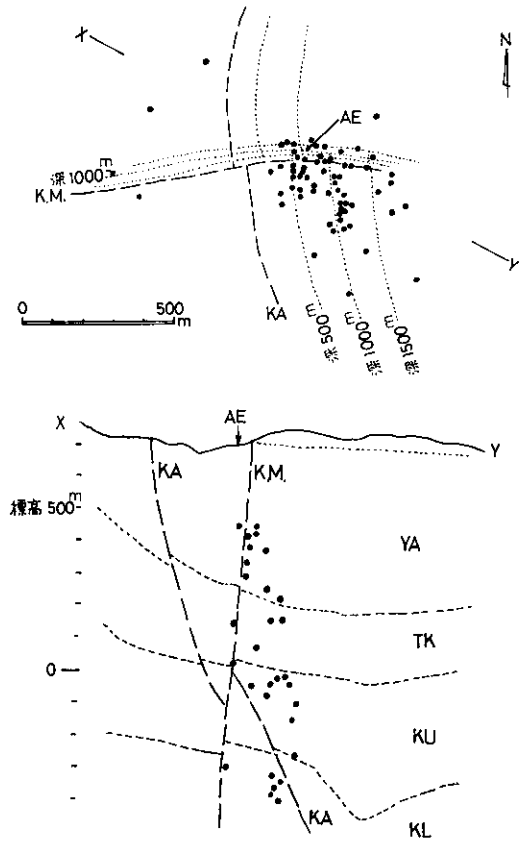
ラクチャー, ② 地下の応力状態に左右されて進展することが推定された。

破壊力学によれば, フラクチャーの進展は基本的に次式にしたがう (阿部・高橋, 1980)。

$$P \geq S + \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\pi}{R}} K_I \dots \dots \dots (8)$$

ここで, P: 破壊圧力, S: 一様な地圧, R: 既存フラクチャーの長さ, K_I : モード I の応力拡大係数である。

(8) 式は (2) 式を基本としており, (7) 式と類似している。(8) 式によれば K_I が K_{Ic} を超えた時にフラクチャーは形成し, S, R および K_I に左右されてフラクチャーは進展すると考えられる。ここで問題となるのは, S, R および K_{Ic} の相互の関係である。これらの

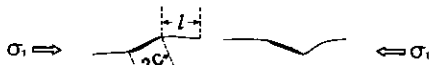
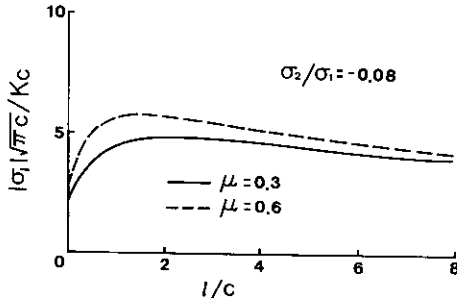


第10図 滝ノ上地域, 1982年ビルドアップ・テスト時の AE 分布図 (上: 平面, 下: 断面)。黒印: AE 発生源, 平面図における鎖線: 地表における断層の位置, 平面図における点線: 地下における断層の位置, 断面図における鎖線: 断層, 断面図における点線: 地層の境界, AE AE ソンプの位置, K. M.: 黒滝沢位一松沢断層, KA: 葛根田断層, YA: 山津田断層, TK: 滝ノ上温泉層, KU: 国見峠層下部, KL: 国見峠層下部, 深500~深1,500m: 地表からの深度 (m), 断面における AE 点は X-Y 断面から $\pm 50m$ 幅で分布しているものを投影している

関係については, NEMAT - NASSER and HORII (1982) の研究がある。

彼らはコロンビア樹脂 CR 39を二軸圧縮下

におき、その中に任意の欠陥部を作り、フラクチャー進展のアナログ実験および数値解法を試みている。第11図にその結果の一部を示す。第11図から次のような結論が得られる。



第11図 二軸圧縮下におけるフラクチャー進展の関係図 (NEMAT - NASSER and HORII, 1982から引用)。 δ_1 : 最大圧縮主応力, δ_2 : 最小圧縮主応力, Kc : 応力拡大係数の限界値, μ : まさつ係数, C : 既存フラクチャーの半長, l : 進展したフラクチャーの長さ

① フラクチャーは水平最大圧縮主応力軸 (δ_1) 方向に進む。

② フラクチャーの安定性 (l/c) については, K_{Ic} が小さく δ_1 および C (既存フラクチャーの半長) が大きいほどフラクチャーは進展しやすい。しかし, フラクチャーがある一定の長さに達するとその傾向はなくなる。

以上の結果と先に述べたフラクチャー進展の実験例から, 地下におけるフラクチャー進展のメカニズムとして次の事が考えられる。

① フラクチャーは既存フラクチャーに左右され進展する。この事は, 断層の発達過程等を考える際, “古傷” がきいてくる事を意味する。

② フラクチャーはその場所の応力状態にも左右されて進展する。既存フラクチャーと応力状態のどちらがよりきくかは, 個々のフィールドで異なり, 現状では統一した見解はない。フラクチャーの破壊様式と応力状態との関係につ

いてはIV-2で述べる。

③ フラクチャーの進展を規制する岩石物性値として破壊靱性値があげられる。破壊靱性値が小さいほどフラクチャーは進展しやすい。

2. 地下における破壊の様式

地下において岩石が破壊した時の様式については, 星野 (1970), 垣見 (1971) および平野 (1971) らの研究がある。しかし, これらの研究は実際の地下の応力測定とその解析に基づいたものではない。

地下の応力測定には種々の方法がある (例えば, 鈴木, 1973; 林・阿部, 1984) が, 深い深度までの応力を考えるなら坑井を使用した水圧破碎法による方法が最も良いと考えられる。坑井で水圧破碎を行った時のフラクチャー閉口圧 (P_{ISIP}) とフラクチャー閉口圧 ($P_{b(T=0)}$) を測定すれば, 次式によって最大水平圧縮応力 (S_H 又は δ_{Hmax}), 最小水平圧縮応力 (S_h 又は δ_{Hmin}) および垂直方向の応力 (S_v) が得られる (HUBBERT and WILLIS, 1957; ZOBAK *et al.*, 1977)。

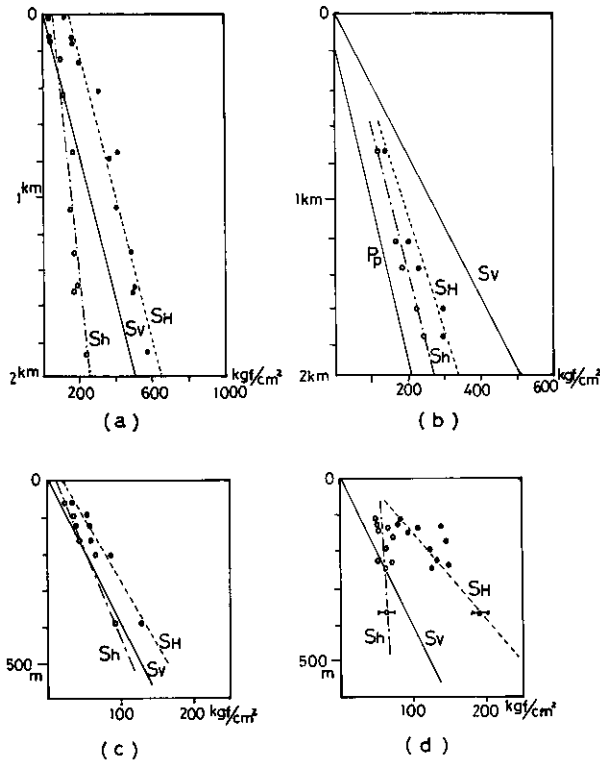
$$\left. \begin{aligned} S_h &= P_{ISIP} \\ S_H &= 3S_h - P_{b(T=0)} \\ S_v &= \rho D \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (9)$$

ここで, ρ は岩石の密度, D は応力測定深度である。このような方法で求めた現場 (*in situ*) における地下の応力測定例を第12図に示した。第12図から次の事がわかる。

- ① 地域によって応力状態が異なる。
- ② 実測の応力値は, 深度と共に直線状に増加するのではなく, 段階的に増加する傾向にある。

これまでの考え方によると, 第12図に示すような応力状態において破壊が起き, テラクチャーが進展したとすると, 次のような断層が生じると考えられている。

(a) の深部では走向移動断層



第12図 地殻応力測定例。(a) イギリス南西部コーンウォール地域(庄子, 1983から引用), (b) 北海道濁川地域, (c) 銚子市犬吠崎地域(塚原ほか, 1981から引用), (d) 岩手県零石地域(伊藤ほか, 1984から引用), SH: 最大水平圧縮応力(点線, 黒丸, 実測値), Sh: 最小水平圧縮応力(鎖線, 白丸, 実測値), Sv: 垂直方向の応力, Pp: 孔隙圧(静水柱圧測定値)

(b) では正断層

(c) の浅部では逆断層, 深部では走向移動断層

(d) の浅部では逆断層, 深部では走向移動断層

しかし, (9) 式によれば, $P_b(T=0)$ は Sh より大きいので, SH は Sh の2倍以下となる。ZOBACK (1983) はこの点に着目し, もしせん断型の破壊が起き摩擦係数 (μ) が0.6~0.8なら,

$$\delta \max = \delta \min [(\mu^2 + 1)^{1/2} + \mu]^2 \dots (10)$$

を満たす必要があることを指摘している。

ここで, $\delta \max$: 最大圧縮応力, $\delta \min$: 最小圧縮応力である。

(10) 式によれば, $0.6 > \delta \min / \delta \max > 0.53$ となるので, 正断層は, $0.6 > Sh / Sv > 0.53$, 逆断層は, $0.6 > Sv / SH > 0.53$, 走向移動断層は $0.6 > Sh / SH > 0.53$ の時生ずることになる。第12図において, これらの条件下で破壊が起きたと考えると,

(a) の深部では正断層

(b) の深部でも正断層

(c) の浅部で走向移動断層

が生じ, 他の状態では(10)式によるせん断性の破壊条件には適合しない。

以上の考察では, 次に掲げるような検討は行

わなかった。今後の課題として残る。

(1) 孔隙圧がきくような破壊

(2) せん断型ぜい性破壊以外のフラクチャー進展様式

(3) 公称応力場と局所応力場との区別——破壊力学では(1)式や第2図に示したように構造物への応力場(公称応力, nominal stress)とフラクチャー近傍の応力場(局所応力)を明確に区別して破壊を論じている。地質学においても, どの場での応力かを区別する必要がある。例えば, ある地域の局所応力場を直ちに広域応力場に結びつけるには, 物性条件の相似性を確認する必要がある。

V. 結 論

1. 滝ノ上, 松川, 濁川, 雄勝およびラ・ブリマーベラ各地熱地域に共通する地質の特徴は, 陥没あるいはカルデラのような凹型構造と高浸透性を持つ引張り型フラクチャーの存在である。

2. フラクチャー形成(初生)のメカニズム

(1) フラクチャーの形成を破壊力学に基づいて考察すると, 破壊靱性値と応力拡大係数が重要なパラメーターとなる。

(2) 高温高压水環境下で, 花崗岩, 安山岩, 泥岩, 凝灰岩の破壊靱性値を測定した結果, 花崗岩は 200°C , $200\text{Kgf}/\text{cm}^2$ を境に急激に破壊靱性値は低下し, 安山岩は温度・封圧の依存性が少ない。泥岩と凝灰岩は両者の中間的性質を持つ。これらの違いは, それぞれの岩石の持つ組織の違いに起因している。

(3) 高温高压になると急激に破壊靱性値が低下している例は, 滝ノ上地域のフィールドAE計測からも確認された。その変化にする遷移帯は, 約 $140\text{Kgf}/\text{cm}^2$, $200\sim 260^{\circ}\text{C}$ 付近にある。

(4) 破壊靱性値に影響を与える要素として, 高温高压水の他, せん断型破壊, ひずみ速度, 応力腐食割れ, 疲労および腐食疲労等がある。

3. フラクチャー進展(伝播)のメカニズム

(1) 水圧破壊等におけるフラクチャー進展

の計測から判断すると, フラクチャーの進展は, 既存フラクチャーの存在, 地下の応力状態および破壊靱性値に左右される。

(2) 水圧破碎時のフラクチャー閉口圧および閉口圧を測定すると, 地下の *in situ* における最大水平圧縮応力(S_H), 最小水平圧縮応力(S_h)および垂直方向の応力(S_v)が測定できる。これらの応力値の相互関係を検討すると, $0.6 > S_h/S_v > 0.53$ の時に正断層, $0.6 > S_v/S_H > 0.53$ の時逆断層, $0.6 > S_h/S_H > 0.53$ の時走向移動断層ができる条件となる。これらの条件は, 従来考えられていた破壊の様式とは異なっている。

文 献

- 阿部博之・高橋秀明(1980)地熱エネルギー採取と破壊力学. 機械の研究, 32, 19-23.
- 安藤重幸(1983)ボーリング結果からみた濁川カルデラの構造. 地球, 5, 116-121
- 安藤斌・臼井泉・静川賢次郎・松山一夫・児玉喜三郎・前田孝雄・小関武宏・北沢修二郎(1985)数値実験による地熱貯留層の裂か系解析の試み. 地熱, 22, 261-275.
- ATKINSON, B. K. (1982) Subcritical crack propagation in rocks: theory, experimental results and applications. *Jour. Struct. Geol.*, 4, 41-56.
- 林一夫・阿部博之(1984)地熱地帯における地殻応力計測, 地熱学会誌, 2, 203-212.
- 平野昌繁(1971)側圧をうけた花こう岩中に奇異される断裂系・地質雑, 77, 141-182.
- 星野一男(1970)石油地質学と岩石物性学——堆積盆地の静岩圧分布について——. 石油技誌, 35, 179-186.
- HUBBERT, M. K. and WILLIS, D. G. (1957) Mechanics of hydraulic fracturing, *AIME Trans.*, 210, 153-168.
- IDE, T. (1982) Geology in the Nigorikawa geothermal field, Mori machi, Hokkaido, Japan. *Geother. Res. Coun. Jtrans.*, 6, 31-33.
- 伊藤英文・岡行俊・藤田和夫(1976)縮みゆく日本列島——実験と実測とフィールドからみた岩石の力学——. 科学, 46, 745-754.
- 伊藤久男・菊地恒夫・杉原光彦(1984)高温下に

- おける水圧破壊実験. 地熱学会59年度講演要旨, 49.
- 岩田峻・竹内律夫 (1986) 上の岱地区における水圧破碎の実例について. 鉱業会秋季大会資料, [C], 11-14.
- 垣見俊弘 (1971) 断裂の発生する場所について. 地質雑, 77, 237-242.
- KATAGIRI, K., OTT, W. K. and NUTLEY, B. G. (1980) Hydraulic fracturing aids geothermal field development. *World Oil.*, 191, 75-88.
- 小林良二・松木浩二・曾根好徳 (1982) せん断試験における岩石の破壊過程に関する研究. 鉱業会57年春季大会要旨集, 123-124.
- 小島隆・庄子哲雄・高橋秀明 (1984) 花崗岩の高温高压水中における応力腐食割れ挙動. 第6回岩の力学国内シンポジウム講演論文集, 397-402.
- 村井貞允 (1962) 岩手賢零意石盆地の地質 (その3) 零石西縁部の地質. 岩手大工学部研報, 15, 51-63.
- MURPHY, H. D., TESTER, J. W. GRIGSBY, C. O. and POTTER, R. M. (1981) Energy extraction from fractured geothermal reservoirs in low permeability crystalline rock. *J. Geophys. Res.*, 86, 7145-7158.
- 中村久由 (1967) 松川地熱地域の地下構造——松川における探査・開発の歴史——. 地熱, 13-34.
- NAKAMURA, K. (1977) Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation — principle and proposal. *J. Volc. Geother. Res.*, 2, 1-16.
- 中野啓二・松山一夫・泉浩一 (1983 a) 地熱地域の地質構造論試論 (上) ——地熱レザバーの裂か系解析・評価へのアプローチ——.
- (1983 b) 地熱地域の地質構造論試論 (上) ——地熱レザバーの裂か系解析・評価へのアプローチ——. 地熱, 20, 23-42.
- 中塚勝人・新妻弘明・玉川欣治・高橋秀明・阿部博之・鷹齋守彦 (1982) 地熱エネルギー開発のための水圧破碎におけるき裂進展の AE 現地計測. 日鉱誌, 98, 1129, 209-214.
- NEMAT-NASSER, S. and HORII, H. (1982) Compression induced nonplanar crack extension with application to splitting, exfoliation, and rock burst. *J. Geophys. Res.*, 87, 6805-6821
- NIITSUMA, H., NAKATSUKA, K., TAKAHASHI, H., CHUBACHI, N., ABE, M., YOKOYAMA, H. and SATO, R. (1983) *In situ* AE measurement of hydraulic fracturing at geothermal fields. *Hydraulic fracturing and geothermal energy, Martinus Nijhoff Publishers*, 357-371.
-
- YKKOYAOA, H. and SATO, K. (1985) Long distance Acoustic Emission monitoring of hydraulically induced subsurface cracks in Nigorikawa geothermal field, Japan. *Geothermics*, 14, 539-551.
-
- ・CHUBACHI, N., YOKOYAMA, H. and TAKANOHASHI, M. (1985) Downhole AE measurement of a geothermal reservoir and its application to reservoir control. *4th Confer. AE/MA in geol. struc. mater. Penn State Univ.*, 1-15.
- 西松裕一・大久保誠介・新孝一・小泉昇三 (1983) 三誠目安山岩の破壊靱性値に対して変位速度が及ぼす影響. 鉱業会58年春季大会要旨集, 23-24.
- RINE, R. J. (1983) Pressure transient analysis for large scale hydraulic injections in the Carnmenellis Granite, England. *9th workshop geother. reservir eng., Stanford Univ.*
- PYE, D. S. and ALLEN, W. C. (1982) Hydraulic fracturing at the Baca project, New Mexico. *Geother. Res. Coun. special rep. no. 12, Fractures in geother. reservoirs* 127-136.
- RUMMEL, F. and KAPPEMEYER, O. (1983) The Falkenberg Geothermal Frac Project : Concepts and experimental results. *Hydraulic fracturing and geothermal energy, Martinus Nijhoff Publishers*, 59-74
- SATO, K. (1982) Analysis of geological structure in the Takinove geothermal area. *J. Geother. Res. Soc. Japan*, 3, 135-148.
- 佐藤浩・鷹齋守彦・宮崎真一 (1986) 岩石の破壊靱性値測定とその地質学的意義. 地質雑, 92, 675-690.
- 庄子哲雄 (1983) 英国における HDR プロジェクトの概要. 鉱業会58年秋季大会資料, [A] 地熱開発のため水圧破碎技術, 1-4.
- 鈴木光 (1973) 石盤力学と計測. 内田老鶴園新社.
- 高橋秀明・橋田俊之・玉川欣治・湯田周二・鈴木正彦 (1984) AE 法による花崗岩の三点曲げ破壊靱性試験法の提案. 日鉱誌, 100, 17-21.
- 鷹齋守彦・宮崎真一・高橋秀明 (1984) AE 法による各種岩石の高温高压水環境下における破壊

- 靱性評価. 第6回岩の力学国内シンポジウム論文集, 391-396.
- TAKANOHASHI, M., MIYAZAKI, S. and TAKAHASHI, H. (1984) Evaluation of rock fracture toughness in the presence of pressurized water at elevated temperature by means of AE technique. *Proc. 7th Internat. AE Symp.* 624-631
- TEUFEL, L. W. and WARPINSKII, N. R. (1983) An assessment of the factors affecting hydraulic fracture containment in Layered rock : observations from a mineback experiment. *Hydraulic fracturing and geothermal energy, Martinus Nijhoff Publishers*, 251-265.
- 塚原弘昭・池田隆司・佐竹洋・高橋博 (1981) 銚子市犬吠崎における水圧破壊法による地殻応力測定・地震・第2輯, 34, 13-20.
- UEMURA, T. (1965) Tectonic analysis of the boudin structure in the Muro Group, Kii Peninsula, Southwest Japan, *J. Earth Sci Nagoya Univ.*, 13, 99-114.
- 和田千春・橋田俊之・庄子哲雄・玉川欣治・高橋秀明 (1982) 花崗岩の混合負荷 (開口型およびせん断型) における破壊発生条件. 鉱業会57年春季大会講演要旨集, 121-122.
- ・高橋秀明 (1986) 花崗岩の腐食疲労き裂伝播挙動. 日鉱誌, 120, 65-70.
- ZOBACK, M. D. (1983) Measurements of in situ stress, fracture distribution, permeability, and sonic velocity. *Hydraulic fracturing and geothermal energy, Martinus Nijhoff Publishers*, 205-217,
- ・HEALY, J. H. and ROLLER, J. C. (1977) Preliminary stress measurements in Central California using the hydraulic fracturing technique. *Pure and Appl. Geophys.*, 115, 135-152.