低温で熱サイクルを受ける岩石の弾性定数について†

江原 昭次* 柳 谷 俊** 寺 田 孚**

The Changes of Elastic Constants of Rocks during Thermal Cycling between 110K and 370K

by

Shoji EHARA*, Takashi YANAGIDANI** and Makoto TERADA**

The dynamic moduli of three kinds of dry and saturated rocks were determined during thermal cycling between 110K and 370K at a slow heating rate (0.5K/min.). In the dry condition, the moduli of both Murata basalt and Ogino tuff increased linearly with decreasing temperature. The temperature coefficients of bulk and shear moduli were expected to be the same as those free from the effect of microcracks. On the other hand, the temperature coefficients of the bulk and shear moduli of Westerly granite were affected by both thermal cracking and the opening and closure of the pre-existing microcracks. They showed a sharp decrease when the granite was heated above 330K in the first cycle. A permanent decrease in the moduli was observed after both heating and cooling. During the second thermal cycling where few cracking presumably occurred, the coefficients of the moduli were almost positive. In the saturated condition, the moduli of the basalt, tuff, and granite increased rapidly when the rocks were cooled below room temperature. These changes coincided with those observed in thermal expansion down to 230K. Below 230K, the moduli, however, gradually increased with no change in thermal expansion. These observations suggest that the increase in the moduli is due to freezing of water within pores and microcracks between 270K and 230K, and that stiffening of absorbed water in the surface of pores and microcracks has an effect on the increase in the moduli below 230K.

キー・ワード：岩石の弾性定数，低温，マイクロクラック，熱サイクル

1 緒 言

岩盤に空洞を開削して，LNG の地下備蓄をおこなう際，空洞の周辺岩盤は，常温から LNG の沸点（約 110K）までの熱サイクルを受けるので，低温での岩石の性質と熱サイクルの効果をしておく必要がある。

このため，筆者等は 110K から 370K までの温度範囲で，岩石の熱サイクル実験をおこない，熱膨張，AE，および岩石内を伝ばする P 波速度を測定した。その結果，花崗岩質岩石や大理石に代表される肉眼で十分に識別できるほど大きな鉱物粒子で構成されている岩石の熱膨張と P 波速度は，先在するマイクロクラックと加熱・冷却によって新たに発生するマイクロクラックにおおきな影響をうけることが明らかになった。すなわち，最初の加熱時には，マイクロクラックが発生し，それが原因となって熱膨張率は大きくなる。また，熱膨張に起因する P 波速度の変化より，1 けたから 2 けた大きく減少することも，マイクロクラックの発生によって説明できる。

ひきつづいて，逆に冷却されると，270K 以下でマイクロクラックが発生し，熱膨張率と P 波速度はとも

に減少する。しかし，2 回目以降の加熱・冷却サイクルではマイクロクラックは発生しない。このときには，熱膨張率は減少し，P 波速度の温度係数はほぼ正になる。このような挙動は，花崗岩質岩石のマイクロクラック（先在マイクロクラックと最初の加熱・冷却時に発生したマイクロクラック）のアスペクト比（クラックの長さに対する幅の比）が小さいことを考えればよく説明できる。すなわち，先在マイクロクラックと新たに発生したマイクロクラックは，周囲の鉱物・粒子の熱膨張を緩和するので，熱膨張率を減少させるとともに，加熱時には閉塞して P 波速度を増加させ，冷却時には開口して P 波速度を減少させる。

一方，玄武岩や凝灰岩などの肉眼では識別できないほど微細な鉱物粒子で構成されている岩石（熱膨張や P 波速度の温度変化が互いに似ており，また花崗岩質岩石と対照的であるので，これらの岩石を総称して，便宜上，非花崗岩質岩石と呼んできた）では，アスペクト比の小さな先在マイクロクラックが存在せず，また，新たなマイクロクラックがほとんど発生しないので，加熱・冷却時には熱膨張率と P 波速度は直線的に

† 原稿受理 昭和 61 年 2 月 17 日 Received Feb. 17, 1986

* 正会員 丸尾カルシウム(株) 明石市魚住町, Maruo Calcium Co., Ltd, Uozumi-cho, Akashi

** 正会員 京都大学工学部 京都市左京区吉田本町, Faculty of Engineering, Kyoto University, Yoshida-hommachi, Sakyo-ku, Kyoto

変化する。

同様な測定が、岩石を含水させた条件下でおこなわれた。その場合には、花崗岩質岩石と非花崗岩質岩石ともに共通して、空げき内の水が凍結すると熱膨張率とP波速度の増加が観察された。さらに、熱膨張とP波速度の温度変化には、ヒステリシスがあらわれた。特に、花崗岩質岩石では、熱膨張率とP波速度が著しく増加することが明らかになった。これは、空げき内の水が凍結すると、マイクロクラックの見かけアスペクト比が増加し、また、マイクロクラックの発生も抑制され、マイクロクラックに起因する熱膨張率とP波速度の減少が起らなくなるからである。

以上に述べたマイクロクラックの挙動や空げき内の水の凍結は、岩石の弾性定数にも大きな影響をおよぼすと予想される。したがって、常温での弾性定数から、低温での弾性定数を推定できない。

弾性定数を求めるには、密度（この温度特性は熱膨張から求める）、P波速度、ならびにS波速度を測定する必要がある。これまでの筆者等の研究で、熱膨張とP波速度は既に測定されているので、ここではS波速度を測定して、岩石の動的弾性定数（剛性率 G と体積弾性率 K ）を求めた。さらに、 G と K の温度変化をもとに、マイクロクラックの発生と空げき内の水の凍結・融解が、弾性定数におよぼす影響について検討した。

2 実験方法

この研究では、既報と同じ種類の岩石（村田玄武岩、荻野凝灰岩、と Westerly 花崗岩）を使用した。既報で使用した試料を採取した同じブロックから、同一方向に近接して新たな試料を採取した。これらを直径15 mm 長さ約 60 mm に整形し、既報でのべた同じ手順で乾燥試料と含水試料を作成した。

S波速度は、既報でのP波速度の測定⁴⁾に使用した同じ装置を用いて、パルス透過法により測定した。試料の両端面に角板形の圧電磁器 すべり 振動子（PZT-7, $4 \times 6 \times 1$ mm, セン断共振振動数 2 MHz）を接着し、S波の送波・受波用トランスデューサーとした。

このシステムのS波速度の測定精度も、P波の場合と同様の手順で、溶融石英を用いてチェックした。その結果を Fig.1 にしめす。S波速度は273Kで $3680 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、温度係数は $0.22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ である。溶融石英のS波速度は Anderson⁵⁾ によって高精度で測定されており、273Kで $3753 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、その温度係数 $0.21 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ である。この測定値と比較して、S波速度の測定精度は $\pm 2\%$ 、温度係数は $\pm 5\%$ 以内であることがわかる。P波速度の場合に比べて測定精度が少し劣るのは、S波の初動の読み取り精度が劣るからである。

Fig. 1. S-wave velocity vs. temperature plot for fused silica.

熱サイクルの温度範囲は既報と同じで、乾燥試料では110~370 K、含水試料では110~300 Kで、加熱・冷却速度は 0.5 K/min とした。なお、加熱・冷却の熱サイクルは2回繰り返した。

ここでは、前回測定したP波速度と今回測定したS波速度から、以下の式(1)、(2)を用いて、 G と K を求めた。

$$G = \rho V_s^2 \quad (1)$$

$$K = \frac{\rho(3V_p^2 - 4V_s^2)}{3} \quad (2)$$

ここで、 ρ は密度、 V_p はP波速度、 V_s はS波速度である。

3 実験結果と考察

3.1 乾燥した岩石の弾性定数

乾燥した村田玄武岩の熱膨張率とP波速度は、ヒステリシスのない直線的な温度変化をしめす。S波速度も、P波速度と同様に、マイクロクラックの密度とそのアスペクト比に大きく依存する⁶⁾。したがって、村田玄武岩のS波速度（したがって、 G や K も）は、ヒステリシスのない直線的な温度特性をしめすことが予想される。

Fig. 2 に乾燥した村田玄武岩のS波速度の温度変化

Fig. 2. S-wave velocity vs. temperature plot for dry Murata basalt.

Fig. 3. The temperature dependence of dynamic moduli for dry Murata basalt.

Fig. 4. The temperature dependence of dynamic moduli for dry Ogino tuff.

Fig. 5. The temperature dependence of dynamic moduli for dry Westerly granite.

をしめす。予想どおり、村田玄武岩のS波速度は、温度の上昇に対して直線的に減少し、その温度変化にはヒステリシスが認められなかった。GとKの温度変化をFig.3にしめす。GとKは負の温度係数を持ち直線的に変化した。Gは273Kで30GPa、その温度係数は $-7.8 \times 10^6 \text{Pa} \cdot \text{K}^{-1}$ である。Kは55GPa、その温度係数は $-6.5 \times 10^6 \text{Pa} \cdot \text{K}^{-1}$ である。

乾燥した荻野凝灰岩のGとKの温度特性をFig.4にしめす。村田玄武岩と同様に、GとKの温度変化には

ヒステリシスが認められなかった。ところで、180Kから270Kの間で、GとKは、大きな温度変化をしめた。これは既報で考察したように、荻野凝灰岩の沸石中の水分(沸石水)が凍結したり、凍結による膨張をしめさないままに固化して、試料全体のGやKを増加させるためと考えられる。

つぎに、乾燥したWesterly花崗岩のGとKの温度特性をFig.5にしめす。熱サイクルをうけるとGとKは減少した。すなわち、290KでのGとKは、加熱

サイクル後(〜370 K)には、それぞれ7%と13%減少した。つぎの冷却サイクル後(〜110 K)には、それぞれ17%と32%減少した。熱膨張とP波速度の測定結果から、Westerly 花崗岩の場合は、村田玄武岩や荻野凝灰岩と異なり、加熱・冷却されるとマイクロクラックが発生することが明らかにされている。したがって、GとKの減少はマイクロクラックの発生による。

3・2 含水岩石の弾性定数

含水した岩石が冷却されると、空げき内に含まれる水が凍結しP波速度が増加する。また、P波速度の温度変化に、含有水の凍結と融解の温度が異なることに起因すると考えられるヒステリシスがあらわれる。空げき内に含まれる水が凍結すると、P波速度と同様にS波速度も変化し、ひいては弾性定数も変化することが予想される。

含水した村田玄武岩のGとKの温度特性をFig. 6にしめす。290 KでのGとKは、31 GPaと58 GPaで、270 Kから180 Kまで冷却される間に16%と12%増加した。そして、230 Kから270 Kの間でヒステリシスが観察された。ところで、270 K以下ではP波速度が急激に増加した。これは、低温になればなるほど、空げき内で凍結する水の量が増加して、弾性率が増加するた

(a) Shear modulus.

(b) Bulk modulus.

Fig. 6. The temperature dependence of dynamic moduli for saturated Murata basalt.

めであると説明されている。⁸⁾しかし、温度が同じでも、冷却時と加熱時とで空げき内で凍結している水の量が異なれば、弾性率に違いが生じるはずである。含水した村田玄武岩のGとKを見ると、ヒステリシスが観察される温度範囲では、加熱時のほうが冷却時よりも大きな値をしめしている。つまり、加熱時のほうが冷却時よりも空げき内で凍結している水の量が多いと考えられる。このことは、熱膨張の測定結果から推論されるヒステリシスのメカニズム(凍結温度は融解温度より低くなる)と一致する。

含水した荻野凝灰岩のGとKの温度特性をFig. 7にしめす。GとKは、270 K以下に冷却されると急激に大きくなり、260 Kでは約2倍になった。GとKには、村田玄武岩と同様に、230 Kから270 Kの間でヒステリシスが観察された。

(a) Shear modulus.

(b) Bulk modulus.

Fig. 7. The temperature dependence of dynamic moduli for saturated Ogino tuff.

含水したWesterly花崗岩のGとKの温度特性をFig. 8にしめす。270 Kから260 Kまで冷却すると、Gは15%、Kは20%増加した。さらに冷却すると、GとKは180 Kまでは増加したが、180 K以下になると反転して急激に減少した。冷却サイクル後には、GとKは、熱サイクル前の値より4.4%と4.6%減少した。これ

Fig. 8. The temperature dependence of dynamic moduli for saturated Westerly granite.

までの研究で、含水した Westerly 花崗岩が 180 K 以下に冷却されると、熱膨張率と P 波速度が低下した。筆者等は、この現象はマイクロクラックの発生に起因すると考えた。一般にマイクロクラックが発生すると G と K が低下する。したがって、含水した Westerly 花崗岩が 180 K 以下に冷却されると、 G と K が低下するのは、マイクロクラックの発生によると考えられる。

4 考 察

4.1 マイクロクラックの発生と弾性定数の変化

よく知られているように、多くの金属や鉱物の弾性波速度は直線的な温度変化をしめす。岩石の場合も、マイクロクラックが存在しなければ、その弾性波速度の温度特性は直線的になることが予想される。Kern and Richter⁹⁾ は、岩石中を伝ばする弾性波速度の温度変化を 600 MPa の静水圧下で測定した。その結果、290 K から約 600 K まで、弾性波速度は直線的に減少することが明らかにされた。これは、高静水圧により先在マイクロクラックが閉塞し、新たなマイクロクラックの発生も抑制されるからである。その結果、弾性波速度に対するマイクロクラックの影響が無視できるので、弾性波速度は岩石を構成する鉱物粒子の弾性的性質の重量平均で直接的に決り、直線的に変化する。

これまでの研究で、村田玄武岩や荻野凝灰岩には先在マイクロクラックがほとんど含まれず、しかも熱サイクルにともなう新たなマイクロクラックの発生も観測されないことが明らかになっている。したがって、村田玄武岩や荻野凝灰岩の弾性定数は、マイクロクラックの影響がなく、直線的な温度変化を示すと考えられる。すでに述べたように今回の測定では、 G と K は直線的に温度変化した。ただし、荻野凝灰岩の G と K が直線的な温度変化をしめすのは 270 K 以上の温度範囲に限られる。すなわち、前章で述べたように、荻野凝灰岩では、乾燥状態であっても、冷却されると沸石中の水分の凍結や体積変化を伴わない固化のため、 G と K の増加率が大きくなる。

ところで、Westerly 花崗岩には先在マイクロクラックが多数含まれ、しかも熱サイクルをうけると多数のマイクロクラックが発生することが明らかにされている。マイクロクラックが発生すれば、弾性定数に大きな影響があらわれる。そこで、まず乾燥した Westerly 花崗岩について、マイクロクラックが G と K の温度係数におよぼす効果を検討する。

Westerly 花崗岩は 330 K 以上に加熱されたり、270 K 以下に冷却されるとマイクロクラックが発生する。Westerly 花崗岩の G と K は約 320 K で最大値をしめし、さらに加熱すると徐々に減少した。マイクロクラックが発生すると弾性定数は減少するので、約 320 K 以上に加熱されたときの低下はマイクロクラックの発生によると考えられる。

しかし、冷却サイクルでは、マイクロクラックの発生しはじめる温度 (270 K) で、弾性定数の変化には変曲点が観測されない。また、2 回目のサイクルでは、 K と G は、ほぼ一定、または正の温度係数 (常温以上) で変化している。

これは、最初のサイクルで冷却されると、新たなマイクロクラックの発生他に、加熱時に発生したクラックと先在マイクロクラックの開閉がおこるからである。2 回目のサイクルでは、熱サイクル後に残留ひずみの発生も弾性定数の低下も認められなかったので、新しいマイクロクラックは発生しなかったと推定される。このため、先在マイクロクラックとこれまでに発生したマイクロクラックの開閉だけがおこるので、 K と G は、ほぼ一定、または正の温度係数 (常温以上) で変化する。

4.2 空けき内の水の凍結・融解と弾性定数の変化

含水した岩石がしめす顕著な特徴は、270 K 以下に冷却すると G と K が急激に増加することである。これまでに、含水した岩石では、270 K から 140 K あるいは 110 K までヤング率が増加する例が報告されている。¹¹⁾ また、含水した岩石の弾性定数は、270 K から 250 K ま

で急増するが、250 Kから230 Kまでは温度に対してほぼ一定であるとの報告もある。¹³⁾筆者等が測定した3種の岩石とも、含水した場合 200 K以下まで弾性定数は増加した。特に270 Kから230 Kで、顕著な弾性定数の増加がみられた。このことは過去の研究とほぼ一致している。

270 K以下で弾性定数が増加するメカニズムを考えるには、ヒステリシスの有無を考慮する必要がある。まず、ヒステリシスのある270 Kから230 Kの間の冷却時において、熱膨張には下に凸の温度変化が認められる。つまり、この間では試料の収縮が緩和されている。試料の収縮を緩和するものには、マイクロクラックの発生と空げき内の水の凍結が考えられる。マイクロクラックの発生は弾性定数を減少させるが、空げき内の水の凍結は弾性定数を増加させる。この場合は、270 Kから 230 Kの間で弾性定数が増加したのであるから、空げき内の水の凍結に起因すると考えられる。

つぎに、P波速度の温度変化にヒステリシスの認められなかった 230 Kから 200 Kまでの間のP波速度の増加について検討する。空げき内で水が凍結したりマイクロクラックが発生すると、それにとまなう体積変化(膨張)が試料の熱膨張に現れるはずである。しかし、熱膨張には大きな変化は観察されなかった。このことは、230 K以下では、マイクロクラックの発生と空げき内での水の凍結が起らなかったことをしめしている。ただし、Westerly 花崗岩ではこの温度範囲にもGとKのヒステリシスとGとKの減少が観察されるが、これは、180 K以下でマイクロクラックが発生することによる。²⁴⁾

つぎに、230 Kから200 Kの冷却時のGとKの増加に、空げき内で凍結した水の弾性定数の増加がどの程度寄与しているか検討する。3種類の岩石の含水試料のGとKの温度係数は、230 Kから200 Kの間で、 $-13 \sim -64 \times 10^6 \text{ Pa} \cdot \text{K}^{-1}$ と $-15 \sim -77 \times 10^6 \text{ Pa} \cdot \text{K}^{-1}$ である。一方、この間の氷のGとKの温度係数は、 $-6 \times 10^6 \text{ Pa} \cdot \text{K}^{-1}$ と $-10 \times 10^6 \text{ Pa} \cdot \text{K}^{-1}$ である。¹⁴⁾つまり、この間での岩石の弾性定数は、氷の弾性定数よりも大きく

増加する。このことから、230 Kから200 Kまでの間の弾性定数の増加には、空げき内での氷の弾性定数の増加以外にも原因があると考えられる。

含水した多孔質 ガラスやセメントペーストでは、180 Kから200 Kを中心⁷⁾に吸着水の固化が起ることを、Sellevolt and Radjy と Radjy and Sellevolt¹⁵⁾が報告しているが、岩石でも同じ現象がおこることが予想される。空げきの壁面においては、水が吸着されており、岩石が 230 K以下に冷却されると、吸着された水は、凍結のような体積変化をとまわずに固化するため、GとKが増加するものと考えられる。

参 考 文 献

- 1) 江原昭次, 柳谷 俊, 寺田 孚, 材料, **34**, 857 (1985).
- 2) 江原昭次, 柳谷 俊, 寺田 孚, 材料, **34**, 864 (1985).
- 3) 江原昭次, 柳谷 俊, 寺田 孚, 材料, **35**, 490 (1986).
- 4) 江原昭次, 柳谷 俊, 寺田 孚, 材料, **35**, 1291 (1986).
- 5) O. L. Anderson, "Progress in Very High Pressure Research" (1961) Bundy, Hibbard, and Strong ed., 225, John Wiley and Sons.
- 6) R. J. O'Connell and B. Budiansky, J. Geophys. Res., **79**, 5412 (1974).
- 7) E. J. Sellevold and F. Radjy, J. Mater. Sci., **11**, 1927 (1976).
- 8) A. Timur, Geophysics, **33**, 584 (1968).
- 9) H. Kern and A. Richter, J. Geophys., **49**, 47 (1981).
- 10) W. F. Brace, A. S. Orange and T. R. Madden, J. Geophys. Res., **70**, 5669 (1965).
- 11) 松永 烈, 厨川道雄, 木下直人, 日本鉱業会誌, **97**, 431 (1981).
- 12) Y. Inada and K. Yokota, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., **21**, 145 (1984).
- 13) S. Takeuchi and G. Simmons, J. Geophys. Res., **78**, 3310 (1973).
- 14) G. Simmons and H. Wang, "Single Crystal Elastic Constants and Calculated Aggregate Properties: A Handbook" (1971) MIT Press, Cambridge.
- 15) F. Radjy and E. J. Sellevold, Nature, **241**, 133 (1973).