

热力耦合作用下花岗岩流变模型的本构关系研究

邵保平¹, 赵阳升^{1, 2}, 万志军², 赵金昌¹, 王毅¹

(1. 太原理工大学 采矿工艺研究所, 山西 太原 030024; 2. 中国矿业大学 能源与安全工程学院, 江苏 徐州 221008)

摘要: 热力耦合作用下岩石的微观结构的变化是引起宏观力学变化的主要原因, 从热力耦合作用下花岗岩的流变机制研究出发, 建立热力耦合作用下花岗岩的流变模型, 从而推导流变本构方程是一种可行的方法。通过热力耦合作用下花岗岩的流变机制研究可知: (1) 花岗岩是一种由多种成分构成的具有多晶复合介质特点的脆性坚硬岩石, 具有很大的非均质性, 内部微观结构可分为晶粒、晶粒边界、晶间胶结物及晶间孔隙, 这样的组分和结构将决定花岗岩在热力耦合作用下的流变特性。(2) 热力耦合作用下花岗岩流变现象主要是热力耦合作用下岩体内晶间胶结物及晶粒内部产生的位错及微破裂过程, 即温度产生的热破裂和应力产生损伤破裂的复合破裂过程, 微观结构上的变化使得标志着热力耦合作用下宏观力学特性的力学参数成为温度的函数。因此, 将岩石现象流变学与物理流变学结合起来, 提出热力耦合作用下岩石热黏弹塑性流变元件力学元件, 在广义西原模型的基础上建立热力耦合作用下花岗岩流变模型, 推导出可描述 150 MPa 及 600 °C 以内花岗岩的流变本构方程, 用试验结果验证了其适用性和合理性。热力耦合作用下花岗岩流变模型的本构方程的建立为高温岩体地热开发钻井施工及其稳定性研究提供了依据。

关键词: 岩石力学; 热力耦合作用; 花岗岩; 流变机制; 流变模型; 本构方程

中图分类号: TU 45

文献标识码: A

文章编号: 1000 - 6915(2009)05 - 0956 - 12

STUDY OF CONSTITUTIVE EQUATION OF GRANITE RHEOLOGICAL MODEL WITH THERMO-MECHANICAL COUPLING EFFECTS

XI Baoping¹, ZHAO Yangsheng^{1, 2}, WAN Zhijun², ZHAO Jinchang¹, WANG Yi¹

(1. Institute of Mining Technology, Taiyuan University of Technology, Taiyuan, Shanxi 030024, China;

2. School of Mining and Safety Engineering, China University of Mining and Technology, Xuzhou, Jiangsu 221008, China)

Abstract: The change of rock microstructure with thermo-mechanical coupling effects is the main cause for transformation of macroscopic mechanics of rock. The rheological mechanism of granite with thermo-mechanical coupling effects; and rheological model of granite are researched. As a result, it is a kind of feasible way for building rheological constitutive equation. According to the research on rheological mechanism of granite with thermo-mechanical coupling effects, it knows: (1) Granite is a sort of brittleness and hardness rock constituted with multi-ingredient; it is provided with polycrystal multiple medium and prodigious anisotropic. Microstructure inside of granite can be divided into grain, boundary of grain, intercrystalline cement and intercrystalline pore; such ingredient and structure determine the rheological properties of granite with thermo-mechanical coupling effects. (2) The rheological phenomenon is induced by dislocation and cracking of grain and cement of grain with thermo-mechanical coupling effects, which is a compound rupture process with thermal cracking by temperature

收稿日期: 2008 - 11 - 03; **修回日期:** 2009 - 02 - 01

基金项目: 国家自然科学基金重点项目(50534030); 山西省基础研究计划项目(2008021032)

作者简介: 邵保平(1976 -), 男, 2000年毕业于太原理工大学建筑工程专业, 现为博士研究生, 主要从事岩石力学及地下工程方面的研究工作。
E-mail: masterxbp@yahoo.com.cn

and damage cracking by stress. So macro-mechanical properties of mechanical parameters become a function of temperature. Therefore, the viscoelasto-plastic rheological elements of mechanical model combining the phenomenon of rock rheology and physical rheology are proposed; and the rheological model of granite with thermo-mechanical coupling effects on the basis of generalized Nishihara rheological model is constructed. The evolution model is deduced, which can describe 150 MPa and 600 °C granite within the evolution of the constitutive equation; and experimental results show its application and rationality. Granite model of the constitutive equation with thermo-mechanical coupling effects provides a basis for the establishment of high-temperature geothermal development drilling rock of stability.

Key words: rock mechanics; thermo-mechanical coupling effects; granite; rheological mechanism; rheological model; constitutive equation

1 引言

流变本构方程是指在不同物理场(如温度、应力、湿度、辐射、电磁场)作用下,以应力、应变和时间的物理变量来定量描述所研究的材料状态的方程,这种方程将由具体材料的本质与结构决定,有时也称它为流变状态方程^[1]。目前,流变本构方程的研究主要从力学模型和物理模型出发进行研究,进而发展为现象流变学和物理流变学。岩石现象流变学以岩石的流变试验为基础建立力学模型,它主要用 3 种基本元件(弹性元件、黏性元件及塑性元件)的串联、并联、串并联及其组合成为某种更复杂的网络来近似地建立所研究岩石的本构关系,用以预测在任意应力作用史和变化的物理环境条件下的岩石的变形与破坏性质。岩石物理流变学是从机制学出发,以岩石的结构本质为基础,建立物理模型,考虑岩石内部的物理化学特性,目的在于建立岩石在外力场作用下的材料内部的物理力学过程与亚微观或宏观力学现象之间的关系,找出岩石在一定的力场作用下引起的变形与时间的本构关系,以预测岩石在不同环境下的力学特性,所以它从物质的微观、亚微观、细观和宏观的结构特性分层次的研究。由此可见,这 2 种流变本构方程的研究方法出发点虽然不同,但各有侧重点,殊途而同归,本质是相同的。

岩石是颗粒或晶体相互胶结或黏结在一起的聚集体,在热力耦合作用下其宏观力学效应是一种从微观结构的变化而导致其宏观力学性质改变的过程,岩石的内部结构会发生明显的热破裂及各种物理和化学变化^[2];随着时间的延长(即考虑时间效应),这些在热力耦合作用下产生的微观结构变化将直接影响到岩石的变形,直到岩石发生流变破坏。所以岩石的流变变形实质是由于岩石的非均质性

热力耦合作用下产生的结构缺陷和微裂隙长期损伤累计的过程。因此,研究热力耦合作用下岩石的流变本构方程,必须从岩石的物理流变学出发,研究岩石在热力耦合作用下的流变机制,同时从岩石现象流变学分析流变过程中岩石宏观力学参数的变化规律,建立合理的流变模型,求得流变本构关系。

对于岩石的流变机制及流变本构关系研究,国内外很多著名学者做了大量的研究工作。许多学者都认为应综合流变学、晶体微观理论和岩石学建立岩石流变物理模型,江燕和臧绍先^[3]有目的地进行大量的高温高压岩石试验来检验并修正理论模型;M. R. Handy^[4]从岩石微观结构出发,分析了岩石的流变机制及流变行为;赵永红等^[5]对铁橄榄石高温高压流变特性进行了试验研究,从微观结构出发对其流变方程参数进行拟合;杨圣奇等^[6]对饱和状态下硬岩三轴流变变形与破裂机制进行了研究,认为岩石流变破坏的实质是由于材料结构的缺陷及非均质性和微裂隙长期损伤累积破坏综合作用的结果;邓广哲和王广地^[7]对北山花岗岩热黏弹性流变特性进行了研究,得出了流变模型参数随温度变化的规律;徐卫亚等^[8]建立了岩石非线性黏弹塑性流变模型(河海模型)并对其进行了试验验证等。这些研究大都是常温下岩石的流变机制或流变本构模型研究,但对热力耦合作用下岩石的流变机制及流变模型研究很少。

为了能建立反映热力耦合作用下花岗岩的流变模型及与其对应的流变本构方程,本文依托中国矿业大学“211 工程”重点建设项目自主研发的“20 MN 伺服控制高温高压岩体三轴试验机”系统深入的对 600 °C 及 150 MPa(6 000 m 埋深静水应力)以内的 ϕ 200 mm×400 mm 的花岗岩的流变特性进行了试验研究,继而从花岗岩热力耦合作用下的流变机制出发,建立流变模型,求得热力耦合作用下花岗岩流变本构方程,根据各个温度、应力状态的蠕变曲

线对其参数进行识别，建立热力耦合作用下花岗岩的流变本构方程，为开发高温高压下岩体工程流变数值模拟软件提供本构关系。

2 热力耦合作用下花岗岩流变机制研究

热力耦合作用下，花岗岩的流变现象主要是热力耦合作用下岩体内晶间胶结物及晶粒内部产生的位错及微断裂过程，即温度产生的热破裂和应力产生的损伤破裂的复合破裂，随时间的累积而使岩体劣化的过程，因而反映花岗岩流变特性的流变模型参数必然随温度的变化而发生改变，即花岗岩的热膨胀系数、弹性模量及黏滞系数是温度的函数。对于热力耦合作用下花岗岩的流变机制从以下几个方面进行分析。

2.1 花岗岩的主要成分和显微 CT 细观结构

花岗岩试样采自山东平邑，灰白色、致密、无裂纹，商品名“鲁灰”。直接取自工程现场，原始状态保持较好。从花岗岩试样上取少部分样品，对其主要成分及细观结构作进一步研究。

表 1 给出了花岗岩矿物含量表。由分析可知，花岗岩是一种由多种成分构成的具有多晶复合介质特点的脆性坚硬岩石^[9~13]，主要由长石、石英、伊利石等晶体结构胶结于岩体中。岩石的均质度是衡量岩石均质性的主要指标，它包括岩石矿物质量均质度和岩石矿物体积均质度。根据表 1 花岗岩矿物含量，经计算可得质量均质度 $k_n = 32.64$ ，体积均质度 $k_v = 33.14$ ，所以花岗岩具有很大的非均质性^[14]。因此，花岗岩在高温度高应力状态下的物理力学性质不可避免地要受到多种组岩矿物、结构的影响。

表 1 花岗岩矿物含量表

Table 1 Contents of minerals for granite samples

矿物名称	质量百分比/%
伊利石	25
石英	28
长石	43
方解石	1
菱铁矿	1
其他	(余量)

图 1 为应用太原理工大学与中国工程物理研究

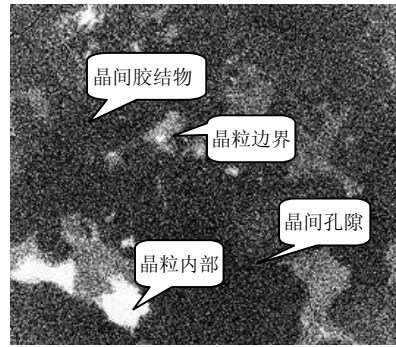


图 1 常温下花岗岩显微 CT 细观结构图

Fig.1 Meso-images of granite structure at normal temperature

院应用电子研究所共同研制的 μ CT225kVFCB 型高精度显微 CT 观测到的常温下花岗岩显微 CT 细观结构图，可以明显地分辨出晶粒、晶粒边界、晶间胶结物及晶间孔隙。由于花岗岩是一种多晶复合介质，所以内部空间可划分为晶粒内部、晶粒介面、晶粒间隙 3 种类型，这 3 种空间区域的力学性质及对岩石力学性态响应所起的作用有较大的差异，将直接从物理流变学这一层面决定花岗岩在热力耦合作用下的流变特性及流变机制。

2.2 温度作用下花岗岩流变过程中的热破裂

岩石中所含成岩矿物种类差异、成岩矿物含量的多少构成了形态、结构、组成各不相同的岩石类别。对于非均质性岩体来说，无论在任何力学状态下，只要温度发生变化就会在岩体内部产生热应力，当热应力超过岩体内部颗粒与颗粒所能承受的最大强度时，岩石内部就会产生热破裂现象。

由于花岗岩是一种由多种成分构成的具有多晶复合介质特点的脆性坚硬岩石，具有很大的非均质性。在温度作用下，组成岩石的各种矿物结晶颗粒各自具有不同的热膨胀系数，岩石受热后各种矿物颗粒的变形也不同，但岩石是一种固体结构性连续体，在温度作用下为了保持其变形连续性，其内部各种矿物颗粒不能按各自固有的热膨胀系数随温度而自由变形，从而导致矿物颗粒之间产生约束，变形大的受压缩，变形小的受拉伸，由于它们热膨胀或冷收缩的相互牵制会产生热应力，同时，由于热膨胀失配机制，线膨胀系数不同而导致样品内部变形不协调使原生微裂纹变得更大。

假设花岗岩体内存在相邻的两类矿物颗粒，其热应力可表达为

$$\sigma_{\Delta T} = (\alpha_1 - \alpha_2) \Delta T E_1 E_2 / (E_1 + E_2) \quad (1)$$

式中： α_1, α_2 为相邻两类不同矿物颗粒的热膨胀系

数; ΔT 为从常温加热到某一温度的温差; E_1, E_2 为相邻两类不同矿物颗粒的弹性模量。

因此, 由于花岗岩的非均质性而在其内产生的热应力是引起花岗岩破裂的一个重要因素, 由热应力引起的岩石破裂称为热破裂。由上述因素引起的热应力很容易导致岩石中弱介质的破坏, 从而改变岩体力学性质和力学行为。

图 2 为应用美国物理声学公司(PAC)生产的 DISP 型 24 通道声发射仪监测到的 500 °C, 125 MPa 花岗岩蠕变过程中声发射事件, 各个温度、应力状态下花岗岩蠕变过程中声发射现象表明; 热力耦合作用下花岗岩流变过程中存在着热破裂现象。

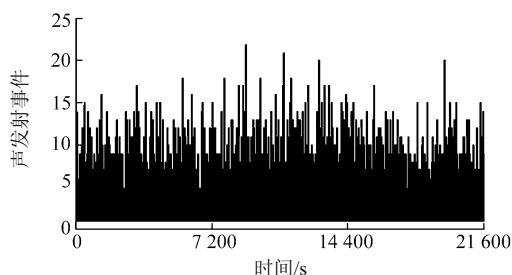
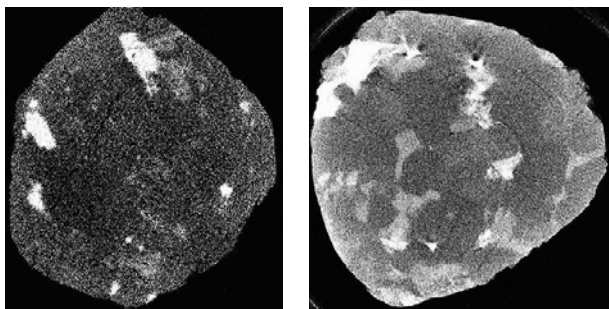


图 2 500 °C, 125 MPa 花岗岩蠕变过程中声发射事件
Fig.2 AE count during creeping process of granite is creeping at 500 °C 125 MPa

图 3 为采用太原理工大学与中国工程物理研究院应用电子研究所共同研制的 μ CT225kVFCB 型高精度显微 CT 所观测到的不同温度下花岗岩显微 CT 细观结构图。试验发现, 花岗岩在加热过程中, 原生裂隙进一步发育, 新生裂纹起源于矿物晶体颗粒边界和晶体颗粒内部, 并在晶体颗粒边界和晶体颗粒内部发育, 新生的微小裂纹基本上不受矿物颗粒影响, 在样品区域整体形成。大裂纹在其逐步发育过程中受到矿物晶体形状、排列及胶结物的影响, 裂纹的初始角呈现随意性。



(a) $V=80\text{ kV}, M=157, T=200\text{ }^\circ\text{C}$ (b) $V=80\text{ kV}, M=105, T=500\text{ }^\circ\text{C}$

图 3 不同温度下花岗岩显微 CT 细观结构图
Fig.3 Meso-images of granite structure at different temperatures

当温度达到 70 °C~80 °C 时, 小裂纹迅速增多, 原有的小裂纹逐步汇聚、沟通形成较大的裂纹形成裂纹增长的第一次高峰; 随后, 随着温度的增大, 一些小裂纹逐渐闭合不可见, 而另外一些小裂纹则逐步形成大裂纹。当温度达到 230 °C~300 °C 时, 裂缝网络有一个突变现象, 裂纹数量急剧增长, 众多小裂纹逐步汇聚、沟通, 同时伴随有明显的破坏区产生, 裂缝的长度逐渐增长, 宽度的变化较长度滞后, 这是花岗岩的第二次热破裂。随着温度的进一步升高, 裂纹的数量开始呈现下降趋势, 这是因为花岗岩内矿物晶体发生了热熔效应, 使裂纹闭合重结晶。

综上分析, 花岗岩在流变过程中, 由于温度的变化内部必然产生热破裂, 从而微观结构发生变化, 宏观力学性质也随之改变, 导致流变过程中力学模型参数随着温度的变化而不同。

2.3 温度对花岗岩的热膨胀系数、弹性模量及黏滞系数的影响

应用“20 MN 伺服控制高温高压岩体三轴试验机”对 600 °C, 150 MPa(6 000 m 埋深静水应力)以内不同温度、不同应力下花岗岩的热膨胀系数、弹性模量及黏滞系数进行了认真细致的试验研究。600 °C, 25 MPa(1 000 m 埋深静水应力状态)试验结果^[15]如表 2 所示。

表 2 1 000 m 埋深静水应力不同温度下各参数试验结果^[15]
Table 2 Results of parameters of granite at different temperatures and hydrostatic state of stresses in 1 000 m depth^[15]

温度 /°C	热膨胀系数 / $(10^{-6}\text{ }^\circ\text{C}^{-1})$	弹性模量 /GPa	黏滞系数 / $(10^4\text{ MPa}\cdot\text{h})$
常温	-	59	2.927
50	1.35	-	-
100	3.30	56	1.969
200	7.00	55	1.447
300	8.87	45	1.312
400	13.30	40	1.100
500	6.93	41	1.000
600	2.50	40	0.950

根据表 2 中 1 000 m 埋深静水应力、600 °C 以内不同温度下花岗岩的热膨胀系数、弹性模量及黏滞系数的试验结果, 可得花岗岩的力学参数与温度的关系如下:

(1) 热膨胀系数

图 4 为不同温度下花岗岩的热膨胀系数($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 = 25 \text{ MPa}$)。常温~120 °C属于低温缓慢变形阶段,花岗岩热膨胀变形较小,热膨胀系数为 $0.5 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$; 120 °C~450 °C属于中高温快速变形阶段,花岗岩的热膨胀变形持续增加,由 200 °C时的 $7.10 \times 10^{-6} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ 增大到 450 °C时的 $14.40 \times 10^{-6} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$; 450 °C以上属于高温平缓变形阶段,花岗岩的热膨胀系数急速减小,热膨胀变形减小。

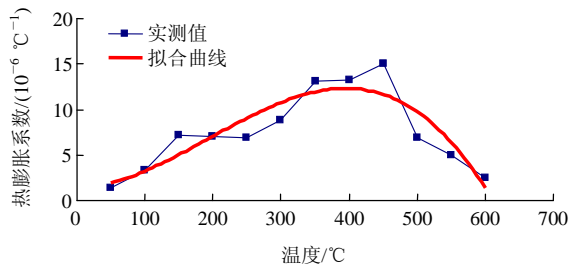


图 4 不同温度下花岗岩的热膨胀系数($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 = 25 \text{ MPa}$)
Fig.4 Linear thermal expansion coefficients of granite samples with different temperatures($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 = 25 \text{ MPa}$)

对其试验数据进行多项式曲线拟合,可得花岗岩的热膨胀系数随温度升高的表达式为

$$\alpha(T) = 5 \times 10^{-11} T^4 - 4 \times 10^{-7} T^3 + 0.000 2 T^2 + 0.000 7 T + 1.404 4 \quad (R^2 = 0.819) \quad (2)$$

因此,将花岗岩体看作为热弹性体时,热膨胀系数是温度的函数,即某一温度下热弹性体的热膨胀系数 $\alpha_T = \alpha(T)$ 。

(2) 弹性模量

图 5 为在各个不同的设定温度和固定围压(25 MPa)条件下,对花岗岩试件轴向加载,载荷增量为 500~600 kN,获得的不同温度下花岗岩的弹性模量($\sigma_c = 25 \text{ MPa}$)。常温~200 °C的低温阶段,花岗岩体的弹性模量随温度升高而下降缓慢; 200 °C~400 °C的中低温阶段,随着温度的进一步升高,花岗岩体弹性模量减小速率大大增加; 400 °C~600 °C的高温阶段,花岗岩体的弹性模量随温度的升高基本保持不变。

对其试验数据进行曲线拟合,可见花岗岩的弹性模量随温度升高呈负指数函数规律下降,其表达式为

$$E(T) = 59.816 \exp(-0.000 8 T) \quad (R^2 = 0.886) \quad (3)$$

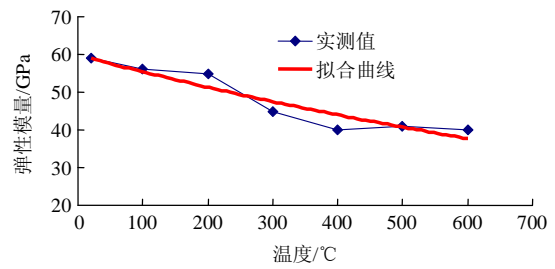


图 5 不同温度下花岗岩的弹性模量($\sigma_c = 25 \text{ MPa}$)
Fig.5 Elastic moduli of granite samples with different temperatures($\sigma_c = 25 \text{ MPa}$)

因此,对于热弹性体来说,其弹性模量随温度升高呈负指数函数规律下降,弹性模量是温度的函数,即某温度状态花岗岩的弹性模量 $E_T = E(T)$ 。

(3) 黏滞系数

图 6 为不同温度下花岗岩黏滞系数计算值($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 = 25 \text{ MPa}$),由图可见,随着温度的升高,花岗岩的黏滞系数逐渐降低,且降低的速度较快,当达到 300 °C时,黏滞系数降低的速度逐渐减缓,这说明温度在 300 °C以上时,花岗岩的黏性达到一定程度后,温度对其影响不大。从整个过程来看,花岗岩在高温下的力学性质在逐渐由弹性向黏性转变,其流动性在逐渐增强。黏滞系数 η 越小,岩石的黏性表现的越明显。

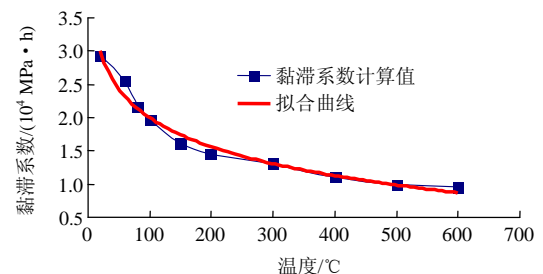


图 6 不同温度下花岗岩黏滞系数计算值($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 = 25 \text{ MPa}$)
Fig.6 Calculated values about coefficients of viscosity with different temperatures($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 = 25 \text{ MPa}$)

对花岗岩不同温度下黏滞系数的计算值进行拟合,可见黏滞系数与温度成负对数关系,其表达式为

$$\eta(T) = -0.627 5 \ln T + 4.886 7 \quad (R^2 = 0.976 4) \quad (4)$$

所以,对于热黏性体来说,黏滞系数随温度升高成负对数关系,即某一温度状态下 $\eta_T = \eta(T)$ 。

2.4 热力耦合作用下花岗岩的流变机制

花岗岩是一种由多种成分构成的具有多晶复合介质特点的脆性坚硬岩石,具有很大的非均质性。

通过显微 CT 可以清晰地分辨出晶粒、晶粒边界、晶间孔隙及晶间胶结物。在温度作用下, 首先在晶间胶结物或胶结界面处产生热破裂, 裂隙增多, 这是因为晶粒的相对熔点及强度较高, 而晶间的胶结物或胶结面处的熔点和强度较低, 因此温度升高时, 在热应力的作用下, 晶间胶结物及胶结界面处首先破裂, 且晶间胶结物及胶结界面处的几何形状更易于应力集中, 也是其首先破裂的原因之一; 当温度继续升高时, 晶间胶结物发生熔融, 晶粒内部产生破裂, 花岗岩内部矿物颗粒之间的黏结力降低, 岩体趋向软化。同时, 随着时间的延长, 散布在花岗岩中的结晶物晶体结构, 如石英晶体、长石晶体等, 由于内部缺陷的存在产生位错, 内部组织结构发生变化, 岩体内部微破裂逐渐产生、发展。随着微破裂互相连通, 岩体逐渐失去强度, 岩体突然间发生破坏。

因此, 热力耦合作用下, 花岗岩的流变现象主要是热力耦合作用下岩体内晶间胶结物及晶粒内部产生的位错及微破裂过程, 即温度产生的热破裂和应力产生的损伤破裂的复合破裂过程, 这些由于热力耦合作用产生的裂隙、裂纹, 随着时间的延长, 破裂越来越严重, 微观结构上表现为晶格缺陷的位错及扩散、孔隙裂隙的张合、粒间协调变形及微观裂纹的产生、扩展贯通, 宏观上就表现为花岗岩岩体的流变特性及流变破坏现象。

综上所述, 正是由于不同温度时刻花岗岩流变变形过程中内部微观结构产生的热破裂, 随着温度、时间的变化, 使花岗岩体内部结构发生了很大的变化, 表现为花岗岩体在宏观物理学特性发生变化, 标志着花岗岩体在热力耦合作用下力学特性的力学参数成为温度的函数, 即随着温度的变化而改变。因此, 在考虑温度应力耦合作用下岩石的流变特性时, 特别是通过建立流变模型来求得对应的流变本构方程时, 反应流变特性的参数, 如热膨胀系数 α 、弹性模量 E 及黏滞系数 η 必然成为温度 T 的函数。

3 热力耦合作用下花岗岩流变模型的本构关系研究

岩石流变模型是以能尽可能反映这些岩石流变现象为前提, 利用弹性元件(Hooke 体)、黏性元件(Newton 体)、塑性元件(Saint-Venant 体)通过串并联关系形成的组合介质模型。如一个弹性元件与一个

黏性元件相串联形成 Maxwell 模型, 而一个弹性元件与一个黏性元件相并联形成 Kelvin 模型^[16]。在热力耦合状态下, 根据花岗岩流变机制, 选用热弹性元件、热黏性元件及塑性元件通过串并联来构成热力耦合作用下花岗岩的流变模型, 这些被选用的流变模型元件必须具有热力耦合状态下岩石的热物理及力学特性。通过建立热力耦合作用下花岗岩的流变模型, 求得与其对应的本构方程。

3.1 热力耦合作用下的流变元件

(1) 热弹性元件

热弹性元件用一弹簧表示, 它是热弹性体(见图 7)。

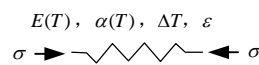


图 7 热弹性元件(热弹性体)

Fig.7 Thermal elastic model(thermal elastic body)

热弹性体本构关系为

$$\sigma = E(T)\epsilon - E(T)\alpha(T)\Delta T \quad (5)$$

式中: σ 为作用载荷, $E(T)$ 为该元件在温度 T 时的弹性模量, ϵ 为应变, $\alpha(T)$ 为温度 T 时的热膨胀系数。

(2) 热黏性元件

热黏性元件是热力耦合作用下的牛顿体(见图 8)。

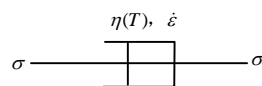


图 8 热黏性元件(热力耦合作用下的牛顿体)

Fig.8 Thermoviscoplastic model(Newton body with thermo-mechanical coupling effects)

热黏性牛顿体在该温度 T 时应力和应变服从黏性定律, 即应力和应变速率成正比关系:

$$\sigma = \eta(T)\dot{\epsilon} \quad (6)$$

式中: $\eta(T)$ 为与材料特性、外界载荷和温度有关的黏滞系数。

对于热黏性牛顿体, 在某温度下, 若保持应力不变, 应变会随时间变化而发生蠕变现象; 若保持应变不变, 应力会随时间变化而减小发生松弛现象。

(3) 塑性元件

塑性元件是 Saint-Venant 体, 它是理想塑性体, 不受温度的影响, 只受作用其上的应力的影响(见

图 9)。



图 9 塑性元件(Saint-Venant 体)
Fig.9 Plastic model(Saint-Venant body)

该模型认为, 当应力小于屈服极限 σ_s 时, 岩石不发生变形; 当应力达到屈服极限 σ_s 时, 应力不再增加, 变形可无限增加, 其本构关系为

$$\sigma_p = \begin{cases} 0 & (\sigma_p < \sigma_s) \\ \sigma_s & (\sigma_p \geq \sigma_s) \end{cases} \quad (7)$$

式中: σ_p 为作用于塑性体的载荷, σ_s 为温度 T 时塑性体的屈服极限。

3.2 热力学耦合作用花岗岩流变模型及本构方程

1961 年西原正夫将 Kelvin 体和 Bingham 体各作为一个整体与 Hooke 体串联, 该模型就是著名的西原体, 它是能够描述岩石 I, II 阶段稳定与不稳定 2 种情况的比较完善的流变模型。后来许多学者在西原体的基础上串联若干 N|StV 体而构成广义西原模型, 该模型可以分别或完整地描述岩石 I, II, III 阶段的稳定与不稳定 2 种情况的蠕变现象, 是迄今性能比较完善, 适应性强, 应用比较完善的一种模型^[17]。根据花岗岩钻孔围岩的流变特性试验研究^[18], 热力学耦合作用下花岗岩蠕变特性存在应力阈值与温度阈值, 因此采用广义西原模型来研究热力学耦合作用下花岗岩的流变行为, 建立热力学耦合作用下花岗岩的流变模型比较切合实际情况(见图 10), 式(8)为与图 10 相对应的热力学耦合作用下应力 - 应变关系。

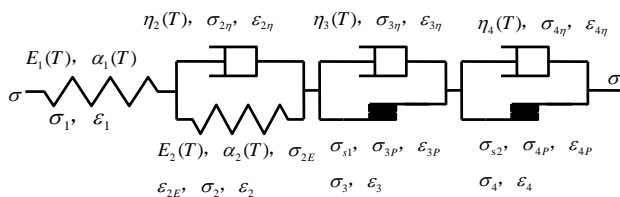


图 10 热力学耦合作用下广义西原模型

Fig.10 Generalized Nishihara rheological model with thermo-mechanical effects

热力学耦合作用下该模型应力 - 应变关系表示为

$$\left. \begin{aligned} \sigma &= \sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 = \sigma_4 \\ \varepsilon &= \varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3 + \varepsilon_4 \end{aligned} \right\} \quad (8a)$$

其中,

$$\left. \begin{aligned} 0 &< \sigma_{s1} < \sigma_{s2} \\ \sigma_1 &= E_1(T)\varepsilon_1 - E_1(T)\alpha_1(T)\Delta T \\ \sigma_2 &= \sigma_{2\eta} + \sigma_{2E} \\ \varepsilon_2 &= \varepsilon_{2\eta} = \varepsilon_{2E} \\ \sigma_{2\eta} &= \eta_2(T)\dot{\varepsilon}_{2\eta} \\ \sigma_{2E} &= E_2(T)\varepsilon_{2E} - E_2(T)\alpha_2(T)\Delta T \\ \sigma_3 &= \sigma_{3\eta} + \sigma_{3P} \\ \varepsilon_3 &= \varepsilon_{3\eta} = \varepsilon_{3P} \\ \sigma_{3\eta} &= \eta_3(T)\dot{\varepsilon}_{3\eta} \\ \sigma_{3P} &= \begin{cases} 0 & (\sigma_{3P} < \sigma_{s1}) \\ \sigma_{s1} & (\sigma_{3P} \geq \sigma_{s1}) \end{cases} \\ \varepsilon_{3P} &= \begin{cases} 0 & (\sigma_{3P} < \sigma_{s1}) \\ \varepsilon_{3P} & (\sigma_{3P} \geq \sigma_{s1}) \end{cases} \\ \sigma_4 &= \sigma_{4\eta} + \sigma_{4P} \\ \varepsilon_4 &= \varepsilon_{4\eta} = \varepsilon_{4P} \\ \sigma_{4\eta} &= \eta_4(T)\dot{\varepsilon}_{4\eta} \\ \sigma_{4P} &= \begin{cases} 0 & (\sigma_{4P} < \sigma_{s2}) \\ \sigma_{s2} & (\sigma_{4P} \geq \sigma_{s2}) \end{cases} \\ \varepsilon_{4P} &= \begin{cases} 0 & (\sigma_{4P} < \sigma_{s2}) \\ \varepsilon_{4P} & (\sigma_{4P} \geq \sigma_{s2}) \end{cases} \end{aligned} \right\} \quad (8b)$$

式中: σ 为外部载荷; $E_1(T)$, $\alpha_1(T)$, σ_1 , ε_1 分别为第一个热弹性元件在温度状态 T 时的弹性模量、热膨胀系数、应力和应变; $\eta_2(T)$, $\sigma_{2\eta}$, $\varepsilon_{2\eta}$ 分别为 Kelvin 体中热黏性元件在温度状态 T 时的黏性系数、应力和应变; $E_2(T)$, $\alpha_2(T)$, σ_{2E} , ε_{2E} 分别为 Kelvin 体中热弹性元件在温度状态 T 时的弹性模量、热膨胀系数、应力和应变; σ_2 , ε_2 分别为 Kelvin 体在温度 T 时的总应力和应变; $\eta_3(T)$, $\sigma_{3\eta}$, $\varepsilon_{3\eta}$ 分别为第一个热黏塑性体中热黏性元件在温度状态 T 时的黏滞系数、应力和应变; σ_{s1} , σ_{3P} , ε_{3P} 分别为第一个热黏塑性体中塑性元件的屈服极限、应力和应变; σ_3 , ε_3 为第一个热黏塑性体的总应力和应变; $\eta_4(T)$, $\sigma_{4\eta}$, $\varepsilon_{4\eta}$ 分别为第二个热黏塑性体中热黏性元件在温度状态 T 时的黏性系数、应力和应变; σ_{s2} , σ_{4P} , ε_{4P} 分别为第二个热黏塑性体中塑性元件的屈服极限、应力和应变; σ_4 , ε_4 分别为第二个热黏塑性体的总应力和应变。

对于式(8)分以下 3 种情况进行讨论^[19-21]:

- (1) $0 < \sigma < \sigma_{s1} < \sigma_{s2}$

当 $0 < \sigma < \sigma_{s1} < \sigma_{s2}$ 时, 由以上关系分析可知: $\sigma_{3p} < \sigma_{s1}$, 同时 $\sigma_{4p} < \sigma_{s2}$, 即 2 个塑性元件都不起作用。所以, 广义西原模型就成为广义 Kelvin 体, 由式(8)可得本构关系为

$$\varepsilon + \frac{\eta_2(T)}{E_2(T)} \dot{\varepsilon} = \frac{E_1(T) + E_2(T)}{E_1(T)E_2(T)} \sigma + \frac{\eta_2(T)}{E_1(T)E_2(T)} \dot{\sigma} + \frac{\eta_2(T)}{E_2(T)} \alpha_1(T) \Delta \dot{T} + (\alpha_1(T) + \alpha_2(T)) \Delta T \quad (9)$$

根据式(9)求蠕变方程, 所谓蠕变就是在常应力条件下, 变形随时间增长而发展的现象。保持应力恒定, 即 $\sigma = \sigma_0 = \text{const}$, 则式(9)简化为

$$\varepsilon + \frac{\eta_2(T)}{E_2(T)} \dot{\varepsilon} = \frac{E_1(T) + E_2(T)}{E_1(T)E_2(T)} \sigma + \frac{\eta_2(T)}{E_2(T)} \alpha_1(T) \Delta \dot{T} + (\alpha_1(T) + \alpha_2(T)) \Delta T \quad (10)$$

根据升温过程可以写为多种形式, 但考虑到热力耦合作用下花岗岩流变试验实际升温过程, 将温度变化定义为 $\Delta T = kt + b$ (k 为温度变化的线性常数, t 为时间, b 为某状态 $t = 0$ 时刻时已经变化了的温度差, 也是常数), 即温度随时间线性变化。则式(10)等价于下式:

$$\varepsilon + \frac{\eta_2(T)}{E_2(T)} \dot{\varepsilon} = \frac{E_1(T) + E_2(T)}{E_1(T)E_2(T)} \sigma + \frac{\eta_2(T)}{E_2(T)} \alpha_1(T) k + (\alpha_1(T) + \alpha_2(T))(kt + b) \quad (11)$$

对式(11)进行积分可得

$$\varepsilon = c \exp\left(-\frac{E_2(T)}{\eta_2(T)} t\right) + \frac{E_1(T) + E_2(T)}{E_1(T)E_2(T)} \sigma_0 + (\alpha_1(T) + \alpha_2(T))(kt + b) - \frac{\eta_2(T)}{E_2(T)} \alpha_2(T) k \quad (12)$$

式中: c 为积分常数, 由初始条件来确定。当 $t = 0$ 时, 流变模型只有弹性变形, 即 $\varepsilon = \frac{\sigma_0}{E_1(T)} + \alpha_1(T) b$,

将其代入式(12)可得

$$c = \frac{\eta_2(T)}{E_2(T)} \alpha_2(T) k - \alpha_2(T) b - \frac{\sigma_0}{E_2(T)} \quad (13)$$

所以, 热力耦合作用下蠕变方程为

$$\varepsilon = \left[\frac{\eta_2(T)}{E_2(T)} \alpha_2(T) k - \alpha_2(T) b - \frac{\sigma_0}{E_2(T)} \right] \exp\left(-\frac{E_2(T)}{\eta_2(T)} t\right) + \frac{E_1(T) + E_2(T)}{E_1(T)E_2(T)} \sigma_0 + [\alpha_1(T) + \alpha_2(T)](kt + b) - \frac{\eta_2(T)}{E_2(T)} \alpha_2(T) k \quad (14)$$

当处于恒定温度状态时, 即 $\Delta \dot{T} = k = 0$, $b = 0$ 时, 广义 Kelvin 体在某一温度状态 T 时蠕变方程为

$$\varepsilon = \frac{\sigma_0}{E_1(T)} + \frac{\sigma_0}{E_2(T)} \left[1 - \exp\left(-\frac{E_2(T)}{\eta_2(T)} t\right) \right] \quad (15)$$

(2) $0 < \sigma_{s1} < \sigma < \sigma_{s2}$

当 $0 < \sigma_{s1} < \sigma < \sigma_{s2}$ 时, 由式(8)关系分析可知: $\sigma_{3p} > \sigma_{s1}$, 而 $\sigma_{4p} < \sigma_{s2}$, 即只有第一个塑性元件起作用, 而第二个塑性元件不起作用。此时, 广义西原模型就成为热力耦合作用下的西原模型。

保持恒定应力, 即 $\sigma = \sigma_0 = \text{const}$, 对热力耦合作用西原模型求蠕变方程, 由常温下西原模型可知, 模型的总应变为各个元件应变之和, 即 $\varepsilon = \varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3$ 。这里依然根据此原理求热力耦合作用西原模型的总应变。

由 $\sigma_1 = E_1(T) \varepsilon_1 - E_1(T) \alpha_1(T) \Delta T$ 可以得出热弹性元件的应变方程, 假设 $\Delta T = kt + b$, 则有

$$\varepsilon_1 = \frac{\sigma_0}{E_1(T)} + \alpha_1(T)(kt + b) \quad (16)$$

由热力耦合作用下 Kelvin 体的应力 - 应变关系:

$$\left. \begin{aligned} \sigma_2 &= \sigma_{2\eta} + \sigma_{2E} \\ \varepsilon_2 &= \varepsilon_{2\eta} = \varepsilon_{2E} \\ \sigma_{2\eta} &= \eta_2(T) \dot{\varepsilon}_{2\eta} \\ \sigma_{2E} &= E_2(T) \varepsilon_{2E} - E_2(T) \alpha_2(T) \Delta T \end{aligned} \right\} \quad (17)$$

可以得出其蠕变方程为

$$\varepsilon_2 = \left[\frac{\sigma_0}{E_2(T)} + \alpha_2(T) b - k \alpha_2(T) \frac{\eta_2(T)}{E_2(T)} \right] \left[1 - \exp\left(-\frac{E_2(T)}{\eta_2(T)} t\right) \right] + \alpha_2(T) kt \quad (18)$$

由热黏性体与塑性体并联关系可知其具有如下应力 - 应变关系:

$$\left. \begin{aligned} \sigma_3 &= \sigma_{3\eta} + \sigma_{3p} \\ \varepsilon_3 &= \varepsilon_{3\eta} = \varepsilon_{3p} \\ \sigma_{3\eta} &= \eta_3(T) \dot{\varepsilon}_{3\eta} \\ \sigma_{3p} &= \sigma_{s1} \\ \varepsilon_{3p} &= \varepsilon_{3p} \end{aligned} \right\} \quad (19)$$

由式(19)可得热黏塑性体蠕变方程

$$\varepsilon_3 = \frac{\sigma_0 - \sigma_{s1}}{\eta_3(T)} t \quad (20)$$

热力耦合作用下西原模型体的蠕变方程为

$$\varepsilon = \varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3 = \frac{\sigma_0}{E_1(T)} + \alpha_1(T)(kt + b) + \alpha_2(T)kt + \left[\frac{\sigma_0}{E_2(T)} + \alpha_2(T)b - k\alpha_2(T) \frac{\eta_2(T)}{E_2(T)} \right] \left[1 - \exp\left(-\frac{E_2(T)}{\eta_2(T)}t\right) \right] + \frac{\sigma_0 - \sigma_{s1}}{\eta_3(T)}t \quad (21)$$

(3) $0 < \sigma_{s1} < \sigma_{s2} < \sigma$

当 $0 < \sigma_{s1} < \sigma_{s2} < \sigma$ 时，由式(8)关系分析可知： $\sigma_{3p} > \sigma_{s1}$ ，且 $\sigma_{4p} > \sigma_{s2}$ ，即 2 个塑性元件均起作用。则在热力耦合作用下西原模型的应变基础上增加一个热黏塑性体的蠕变应变。有如下关系：

$$\left. \begin{aligned} \sigma_4 &= \sigma_{4\eta} + \sigma_{4p} \\ \varepsilon_4 &= \varepsilon_{4\eta} = \varepsilon_{4p} \\ \sigma_{4\eta} &= \eta_4(T)\dot{\varepsilon}_{4\eta} \\ \sigma_{4p} &= \sigma_{s2} \\ \varepsilon_{4p} &= \varepsilon_{4p} \end{aligned} \right\} \quad (22)$$

其中，

$$\varepsilon_4 = \frac{\sigma_0 - \sigma_{s2}}{\eta_4(T)}t \quad (23)$$

热力耦合作用下广义西原模型蠕变方程可写为

$$\varepsilon = \varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3 + \varepsilon_4 = \frac{\sigma_0}{E_1(T)} + \alpha_1(T)(kt + b) + \alpha_2(T)kt + \left[\frac{\sigma_0}{E_2(T)} + \alpha_2(T)b - k\alpha_2(T) \frac{\eta_2(T)}{E_2(T)} \right] \left[1 - \exp\left(-\frac{E_2(T)}{\eta_2(T)}t\right) \right] + \frac{\sigma_0 - \sigma_{s1}}{\eta_3(T)}t + \frac{\sigma_0 - \sigma_{s2}}{\eta_4(T)}t \quad (24)$$

3.3 模型参数识别

(1) 热力耦合作用下花岗岩蠕变试验

采用中国矿业大学“211 工程”重点建设项目自主研发的“20 MN 伺服控制高温高压岩体三轴试验机”，运用分步加载加温蠕变试验的方法，深入细致的对 600 °C 及 150 MPa(6 000 m 埋深静水应力)以内花岗岩的流变特性进行了试验研究，花岗岩典型的蠕变全程曲线如图 11 所示，图中：(1) A 表示 500 m 埋深静水应力状态(12.5 MPa)，常温至 300 °C 升温阶段；(2) B 表示 1 000 m 埋深静水应力状态(25 MPa)，300 °C~400 °C 升温阶段；(3) C 表示 1 000 m 埋深静水应力状态(25 MPa)，400 °C 蠕变阶段；(4) D 表示 2 000 m 埋深静水应力状态(50 MPa)，400 °C 蠕变阶段；(5) E 表示 2 000 m 埋深静水应力状态(50 MPa)，400 °C~500 °C 升温阶段；(6) F 表示 2 000 m 埋深静水应力状态(50 MPa)，500 °C 蠕变阶段；(7) G 表示 2 000 m 埋深静水应力状态(50 MPa)，500 °C~600 °C 升温阶段；(8) H 表示 3 000 m 埋深静水应力状态(75 MPa)，600 °C 蠕变阶段；(9) I 表示 4 000 m 埋深静水应力状态(100 MPa)，600 °C 蠕变阶段；(10) J 表示 5 000 m 埋深静水应力状态(125 MPa)，600 °C 蠕变阶段；(11) K 表示破坏阶段。

由图 11 可知，由一个温压状态到另一个温压状态时，升高温度，花岗岩体发生热膨胀，试件伸长，升高压力试件被压缩。比较各恒温恒压状态下花岗岩的蠕变结果，相同加载应力状态下，随着温度的升高，花岗岩内由于温度产生的拉应力使颗粒之间产生热破裂，另一方面花岗岩内各种晶体物质逐渐软化，宏观上就表现为花岗岩的软化，流变性逐渐增强；相同温度下逐渐加大加载应力，花岗岩的流变特性逐渐增强，蠕变率增大。试验过程中发现加载应力对花岗岩的蠕变率起主要控制作用。

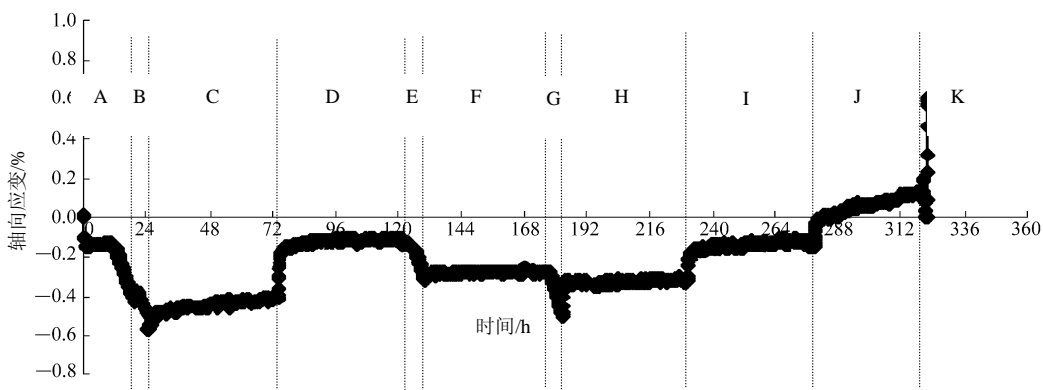


图 11 600 °C 及 6 000 m 埋深静水应力以内花岗岩典型的蠕变全程曲线

Fig.11 Typical complete curve of creep behavior for granite at high temperature and hydrostatic state of stress

(2) 参数识别结果

基于流变试验结果, 采用合理的方法对流变模型中的参数进行识别, 得到精确的模型参数, 使流变模型模拟的曲线与试验资料能更加吻合, 这是流变研究中不可缺少的一部分。目前, 确定岩石流变模型参数的主要方法有: 回归反演法, 最小二乘法以及流变曲线分解法等^[22, 23]。其中, 用最小二乘法来拟合曲线, 从而确定相关参数的方法是最为普遍的方法, 该方法能够快速准确地识别出流变模型中的参数, 拟合效果好。

最小二乘法的基本原理^[24, 25]: 设有 n 组试验数据 $(X_k, Y_k)(k=1, 2, \dots, n)$, 因变量 Y 是自变量 X 和待定系数 A 的已知函数, $Y = f(X, A)$, 其中有 p 个自变量, 即 $X = \{x_1, x_2, \dots, x_p\}$, 有 q 个待定系数, $A = \{a_1, a_2, \dots, a_q\}$; 要求出 q 个待定系数的拟合值, 就要使得相应的残差平方和 Q (最小二乘法的目标函数)达到最小值, 则应满足以下条件:

$$Q = \sum_{k=1}^n [Y_k - f(X_k, A)]^2 \quad (25)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial a_i} = 0 \quad (i=1, 2, \dots, q) \quad (26)$$

在求待定系数时, 需要设定初始值 $A^{(0)}$, 然后通过反复迭代来逼近精确值。

在获得高温高压花岗岩流变试验数据的基础上, 根据最小二乘法原理进行编程, 对热力耦合作用下花岗岩流变模型的相关参数进行识别。由试验可知, 花岗岩流变的应力阈值为 100~125 MPa (即 4 000~5 000 m 埋深应力), 温度阈值为 400 °C~500 °C^[21], 所以可以近似确定 $\sigma_{s1} = 100$ MPa, $\sigma_{s2} = 125$ MPa, 根据试验数据分 3 种情况对热力耦合作用下花岗岩的流变模型相关参数进行识别:

- ① 根据 400 °C 及 $\sigma = 100$ MPa 以下各种温度及应力状态下花岗岩蠕变试验结果对 $0 < \sigma < \sigma_{s1} < \sigma_{s2}$ 这种情况进行参数识别, 求得各温度状态下 $E_1(T)$, $E_2(T)$, $\eta_2(T)$, $\alpha_1(T)$, $\alpha_2(T)$;
- ② 在求得以上 5 个参数的基础上, 根据 400 °C~500 °C, 100~125 MPa 下各温度及应力状态下花岗岩蠕变试验结果对 $0 < \sigma_{s1} < \sigma < \sigma_{s2}$ 这种情况进行参数识别, 从而确定第 6 个参数 $\eta_3(T)$;
- ③ 根据 500 °C 及 125 MPa 以上各温度及应力状态花岗岩蠕变试验结果对 $\sigma > \sigma_{s2} > \sigma_{s1} > 0$ 这种情况确定第 7 个参数 $\eta_4(T)$ 。最终求得热力耦合作用下花岗岩流变模型参数识别结果如表 3 所示。

表 3 热力耦合作用下花岗岩流变模型的参数识别结果
Table 3 Rheological model parameters to identification results of granite with thermo-mechanical effects

加载应力 /MPa	温度 /°C	$E_1(T)$ /GPa	$E_2(T)$ /GPa	$\alpha_1(T)$ / $(10^{-6} \cdot ^\circ\text{C}^{-1})$	$\alpha_2(T)$ / $(10^{-6} \cdot ^\circ\text{C}^{-1})$	$\eta_2(T)$ /GPa·h	$\eta_3(T)$ /GPa·h	$\eta_4(T)$ /GPa·h
25	100	78	25	4.00		20.00		
25	200	60	35	7.15		14.50		
50	250	55	37	7.83		14.00		
75	300	50	40	9.36		13.12		
100	400	48	42	13.30	20.15	11.00	15.00	
100	450	45	44	14.4	22.06	10.50	14.58	
125	500	46	45	6.93	23.00	10.00	13.63	12.68
150	550	45	44	6.32	23.46	9.78	13.56	12.00
150	600	43	46	4.50	22.90	9.50	12.50	10.58

根据表 3 流变模型的参数识别结果, 可求得 600 °C 及 150 MPa(6 000 m 埋深应力)以内各个参数与温度的关系如下:

$$\left. \begin{aligned} E_1(T) &= 75.20 \exp(-0.001T) & (R^2 = 0.848\ 8) \\ E_2(T) &= 11.379 \ln T - 26.161 & (R^2 = 0.978\ 3) \\ \alpha_1(T) &= 2 \times 10^{-9} T^4 - 4 \times 10^{-6} T^3 + 0.001\ 8 T^2 - \\ &\quad 0.299\ 4 T + 19.937 & (R^2 = 0.816\ 7) \\ \alpha_2(T) &= -7 \times 10^{-9} T^4 + 1 \times 10^{-5} T^3 - 0.010\ 3 T^2 + \\ &\quad 3.501\ 2 T + 428.75 & (R^2 = 1.000\ 0) \\ \eta_2(T) &= -5.793\ 1 \ln T + 46.057 & (R^2 = 0.982\ 3) \\ \eta_3(T) &= -5.911\ 3 \ln T + 50.53 & (R^2 = 0.941\ 8) \\ \eta_4(T) &= -0.021 T + 23.303 & (R^2 = 0.960\ 3) \end{aligned} \right\} \quad (27)$$

将式(27)代入前面 3 种情况, 结合具体的温度变化情况, 即确定的 k 和 b 值, 则可得 600 °C 及 150 MPa(6 000 m 埋深应力)以内热力耦合作用下花岗岩流变模型的本构关系。

4 热力耦合作用下花岗岩流变本构关系的试验验证

根据热力耦合作用下花岗岩流变模型的本构关系编写程序进行理论值计算, 将理论计算值与试验值进行对比, 从而来验证热力耦合作用下花岗岩流变模型的本构关系。

4.1 恒温恒压下花岗岩蠕变方程的试验验证

由图 12 可见, 恒温恒压下花岗岩蠕变理论值与试验值吻合的较好, 充分表明所建立的热力耦合作用下花岗岩流变本构关系的适用性和合理性。

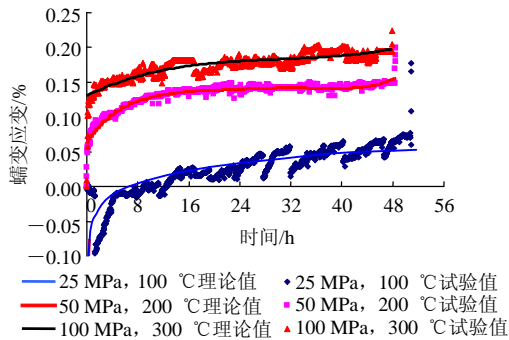


图 12 恒温恒压下花岗岩蠕变理论值与试验值对比
Fig.12 Comparisons between results of the proposed rheology model of granite and experimental results with constant temperature and pressure

4.2 温度变化, 应力恒定时花岗岩应变与时间关系的试验验证

根据试验加温过程, 保持 50 MPa 应力不变, 200 °C 到 250 °C 升温过程中: $k = 7.73 \text{ }^\circ\text{C/h}$, $b = 200 \text{ }^\circ\text{C}$; 保持 100 MPa 应力不变, 400 °C 到 450 °C 升温过程中: $k = 8.33 \text{ }^\circ\text{C/h}$, $b = 400 \text{ }^\circ\text{C}$ 。将其代入流变本构方程进行理论值计算。图 13 充分说明了升温过程中, 热力耦合作用下花岗岩流变本构关系的正确性。

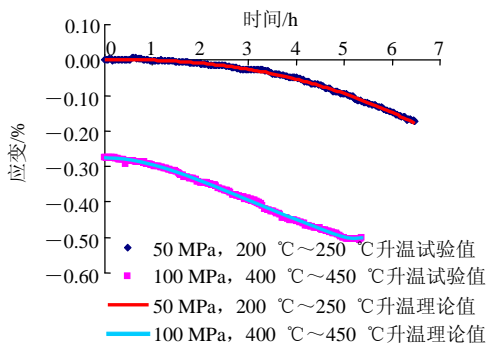


图 13 温度变化, 应力恒定时热力耦合作用下花岗岩流变应变与时间关系的理论值与试验值对比

Fig.13 Comparisons of strain-time between results of the proposed rheology model of granite with thermo-mechanical effects and experimental results at constant pressure and temperature variation

5 结 论

(1) 花岗岩是一种由多种成分构成的具有多晶

复合介质特点的脆性坚硬岩石, 具有很大的非均质性。内部微观结构可分为晶粒、晶粒边界、晶间胶结物及晶间孔隙, 这样的组分和结构将决定花岗岩在热力耦合作用下的流变特性及流变机制。

(2) 热力耦合作用下花岗岩的流变现象主要是热力耦合作用下岩体内晶间胶结物及晶粒内部产生的位错及微破裂过程, 即温度产生的热破裂和应力产生的损伤破裂的复合破裂过程。微观结构上表现为晶格缺陷的位错及扩散、孔隙裂隙的张合、粒间协调变形及微观裂纹的产生、扩展贯通, 宏观上标志着花岗岩体在热力耦合作用下力学特性的力学参数成为温度的函数。

(3) 提出了热力耦合作用下岩石热黏弹塑性流变元件力学模型, 在广义西原模型的基础上建立了热力耦合作用下花岗岩流变模型, 根据不同温度应力状态花岗岩蠕变全程曲线对流变模型进行参数识别, 推导出了可描述 150 MPa 及 600 °C 以下花岗岩的流变本构方程。经试验验证, 充分表明所建立的热力耦合作用下花岗岩流变模型本构关系的适用性和合理性。

(4) 通过研究热力耦合作用下花岗岩的流变机制, 将岩石现象流变学与物理流变学联系起来建立热力耦合作用花岗岩的流变本构方程是行之有效的方法。热力耦合作用下花岗岩流变模型的本构方程的建立为开发高温高压下岩体工程流变数值模拟软件提供计算本构关系, 具有实用性。

参考文献(References):

- [1] 刘 雄. 岩石流变学概论[M]. 北京: 地质出版社, 1994.(LIU Xiong. An introduction to rock rheology[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1994.(in Chinese))
- [2] HETTEMA M H H. A microstructural analysis of the compaction of claystone aggregate at high temperature[J]. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 1999, 36(1): 57 - 68.
- [3] 江 燕, 臧绍先. 多矿物岩石流变规律的研究进展及存在问题[J]. 地球物理学进展, 2002, 17(3): 456 - 463.(JIANG Yan, ZANG Shaoxian. The research progress and some existing problems of rheological law for multi-mineral rocks[J]. Progress in Geophysics, 2002, 17(3): 456 - 463.(in Chinese))
- [4] HANDY M R. The solid-state flow of polymineralic rocks[J]. J. Geophys. Res., 1990, 95(10): 8 647 - 8 661.
- [5] 赵永红, 李小凡, 李 杨, 等. 铁橄榄石高温高压流变性的试验研究[J]. 岩石学报, 2007, 23(11): 2 927 - 2 932.(ZHAO Yonghong, LI Xiaofan, LI Yang, et al. Experimental study of high temperature and high pressure rheology of fayalite[J]. Acta Petrologica Sinica,

- 2007, 23(11): 2 927 - 2 932.(in Chinese))
- [6] 杨圣奇, 徐卫亚, 谢守益, 等. 饱和状态下硬岩三轴流变变形与破裂机制研究[J]. 岩土工程学报, 2006, 28(8): 962 - 969.(YANG Shengqi, XU Weiya, XIE Shouyi, et al. Studies on triaxial rheological deformation and failure mechanism of hard rock in saturated state[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2006, 28(8): 962 - 969.(in Chinese))
- [7] 邓广哲, 王广地. 北山花岗岩热黏弹塑性流变特性分析[J]. 岩石力学与工程学报, 2004, 23(增 1): 4 368 - 4 372.(DENG Guangzhe, WANG Guangdi. Analysis of characteristics of thermo-viscoelasto rheology of Beishan granite[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2004, 23(Supp.1): 4 368 - 4 372.(in Chinese))
- [8] 徐卫亚, 杨圣奇, 褚卫江. 岩石非线性黏弹塑性流变模型(河海模型)及其应用[J]. 岩石力学与工程学报, 2006, 25(3): 433 - 447.(XU Weiya, YANG Shengqi, CHU Weijiang. Nonlinear viscoelasto-plastic rheological model(Hohai model)of rock and its engineering application[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2006, 25(3): 433 - 447.(in Chinese))
- [9] POIRIER J P. 晶体的高温塑性变形[M]. 关德林译. 大连: 大连理工大学出版社, 1989.(POIRIER J P. Plasticity a haute temperature des solides crystalline[M]. Translated by GUAN Delin. Dalian: Dalian University of Technology Press, 1989.(in Chinese))
- [10] 陈 颢. 岩石物理学[M]. 北京: 北京大学出版社, 2001.(CHEN Yong. Rock physics[M]. Beijing: Peking University Press, 2001.(in Chinese))
- [11] 蔚永宁, 张德栋. 矿物岩石学[M]. 北京: 煤炭工业出版社, 2007.(WEI Yongning, ZHANG Dedong. Mineral geognosy[M]. Beijing: China Coal Industry Publishing House, 2007.(in Chinese))
- [12] 周永胜, 何昌荣. 地壳主要岩石流变参数及华北地壳流变性质研究[J]. 地震地质, 2003, 25(1): 109 - 122.(ZHOU Yongsheng, HE Changrong. Rheological parameters of crustal rocks and crustal rheology of North China[J]. Seismology and Geology, 2003, 25(1): 109 - 122.(in Chinese))
- [13] 赵阳升, 孟巧荣, 康天合, 等. 显微 CT 试验技术与花岗岩热破裂特征的细观研究[J]. 岩石力学与工程学报, 2008, 27(1): 28 - 34.(ZHAO Yangsheng, MENG Qiaorong, KANG Tianhe, et al. Micro-CT experimental technology and meso-investigation on thermal fracturing characteristics of granite[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2008, 27(1): 28 - 34.(in Chinese))
- [14] 张 渊. 高温三轴应力条件下岩石热破裂机制与试验研究[博士学位论文][D]. 徐州: 中国矿业大学, 2006.(ZHANG Yuan. Studying on the mechanism and experiment of rock at high temperature and triaxial stress conditions[Ph. D. Thesis][D]. Xuzhou: China University of Mining and Technology, 2006.(in Chinese))
- [15] 王志军, 赵阳升, 董付科, 等. 高温及三轴应力下花岗岩体力学特性的试验研究[J]. 岩石力学与工程学报, 2008, 27(1): 72 - 77.(WAN Zhijun, ZHAO Yangsheng, DONG Fuke, et al. Experimental study on mechanical characteristics of granite under high temperatures and triaxial stresses[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2008, 27(1): 72 - 77.(in Chinese))
- [16] 王芝银, 李云鹏. 岩体流变理论及其数值模拟[M]. 北京: 科学出版社, 2008.(WANG Zhiyin, LI Yunpeng. Rheology theory and numerical simulation[M]. Beijing: Science Press, 2008.(in Chinese))
- [17] 李世平, 吴振业, 贺永年, 等. 岩石力学简明教程[M]. 北京: 煤炭工业出版社, 1996.(LI Shiping, WU Zhenye, HE Yongnian, et al. Brachylogy course to rock mechanics[M]. Beijing: China Coal Industry Publishing House, 1996.(in Chinese))
- [18] 邵保平, 赵阳升, 万志军, 等. 高温静水应力状态花岗岩中钻孔围岩的流变实验研究[J]. 岩石力学与工程学报, 2008, 27(8): 1 659 - 1 666.(XI Baoping, ZHAO Yangsheng, WAN Zhijun, et al. Rheological experimental investigation on surrounding rock mass of granite under high temperature and hydrostatics stress[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2008, 27(8): 1 659 - 1 666.(in Chinese))
- [19] 高 峰, 徐小丽, 杨效军, 等. 岩石热黏弹塑性模型研究[J]. 岩石力学与工程学报, 2009, 28(1): 74 - 80.(GAO Feng, XU Xiaoli, YANG Xiaojun, et al. Research on thermo-viscoelasto-plastic model of rock[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2009, 28(1): 74 - 80.(in Chinese))
- [20] 左建平, 满 轲, 曹 浩, 等. 热力耦合作用下岩石流变模型的本构研究[J]. 岩石力学与工程学报, 2008, 27(增 1): 2 610 - 2 616.(ZUO Jianping, MAN Ke, CAO Hao, et al. Study on constitutive equation of rock rheological model with thermo-mechanical coupling effects[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2008, 27(Supp.1): 2 610 - 2 616.(in Chinese))
- [21] 王崇革, 刘泉声, 刘双跃, 等. 单轴应力下岩石的热 - 黏弹塑性模型研究[J]. 岩石力学与工程学报, 2002, 21(增 2): 2 341 - 2 344.(WANG Chongge, LIU Quansheng, LIU Shuangyue, et al. Study of thermo-elastoplastic rock model under the condition of uniaxial compression[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2002, 21(Supp.2): 2 341 - 2 344.(in Chinese))
- [22] 蒋昱州, 张明鸣, 李良权. 岩石非线性黏弹塑性蠕变模型研究及其参数识别[J]. 岩石力学与工程学报, 2008, 27(4): 832 - 839.(JIANG Yuzhou, ZHANG Mingming, LI Liangquan. Study on nonlinear viscoelasto-plastic creep model of rock and its parameter identification[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2008, 27(4): 832 - 839.(in Chinese))
- [23] BOUKHAROV G N, CHANDA M W, BOUKHAROV N G. The three processes of brittle crystalline rock creep[J]. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts, 1995, 32(4): 325 - 335.
- [24] 孙荣恒. 应用数理统计[M]. 北京: 科学出版社, 1998.(SUN Rongheng. Mathematical statistics[M]. Beijing: Science Press, 1998.(in Chinese))
- [25] 陈宝林. 最优化理论与方法[M]. 北京: 清华大学出版社, 1989.(CHEN Baolin. Theory and method of optimization[M]. Beijing: Tsinghua University Press, 1989.(in Chinese))