

# 辉绿岩脆—塑性变形转化的高温高压实验研究

金淑燕<sup>1</sup> 孙天泽<sup>2</sup> 徐实昆<sup>2</sup> 张培春<sup>2</sup>

(1. 中国地质大学地球科学学院, 武汉 430074; 2. 中国科学院地质和地球物理研究所, 北京 100101)

**摘要:** 以天然叶腊石为传压介质, 在温度 800~1 000 °C、围压 0.6~1.0 GPa 和应变速率  $10^{-4}$ ~ $10^{-5}$  s<sup>-1</sup> 条件下, 对 Maryland 辉绿岩的脆性—塑性转化进行了实验研究. 实验结果表明, 在  $10^{-4}$ ~ $10^{-5}$  s<sup>-1</sup> 应变速率和固定围压 1.0 GPa 条件下, 当温度低于 800 °C 时, 岩石变形为典型脆性破裂; 温度高于 1 000 °C 时岩石变形以准稳态蠕变为主; 温度在 800~950 °C 之间, 岩石变形从脆性破裂向准塑性流动转化. 温度变化对岩石脆—塑性转化影响敏感度高于压力变化对变形的敏感度. 显微构造观察显示, 辉绿岩脆—塑性转化以稀疏弥漫状共轭塑性流动网络为特征.

**关键词:** 辉绿岩; 脆—塑性转化; 下地壳流变学; 高温高压实验.

**中图分类号:** P588.12; P589.1 **文献标识码:** A

**文章编号:** 1000-2383(2000)06-0565-08

**作者简介:** 金淑燕, 女, 副教授, 1941 年生, 1965 年毕业于北京地质学院, 主要从事构造岩石学和实验岩石学的教学和科研工作.

## 0 引言

辉绿岩是下地壳组成岩石之一. 辉绿岩的变形特征和脆—塑性转化实验研究, 对于进一步认识大陆伸展构造和洋中脊形成、较深层次地震分布模式以及壳—幔边界深地震反射成果合理解释(尤其是莫霍面附近)有着重要意义. 目前对辉绿岩变形机理认识很有限, 远不如对石英、方解石和橄榄石变形机制的认识, 因为辉绿岩变形的复杂过程涉及到双相矿物(斜长石和单斜辉石)变形, 它们各自矿物的蠕变律(power law)是不等效的. Korneneberg 和 Caristan 等分别在 0.15~0.45 GPa, 800~1 000 °C,  $10^{-3}$ ~ $10^{-6}$  s<sup>-1</sup> 条件下对马里兰(Maryland)辉绿岩进行了变形机制和显微构造研究<sup>[1~5]</sup>. Tullis 等<sup>[6]</sup>用有限元方法对辉绿岩两相集合体的蠕变律进行了数字模拟研究. 最近 Mackwell 等<sup>[7]</sup>在控制氧逸度条件下(Fe/FeO 和 Ni/NiO)对哥伦比亚(Columbia)辉绿岩流变学特征与金星构造演化的关系进行了实验研究. 赵阿兴等<sup>[8]</sup>在 0.3~0.4 GPa, 600~800 °C 条件对济南辉长岩进行了蠕变破坏实验研究. 然

而上述作者实验的主要局限性在于实验围压偏低(<0.5 GPa), 与中下地壳岩石变形的相应深度差距较大. 本次实验研究主要目的是: (1) 在 1.0 GPa 围压条件下, 研究温度和应变速率对辉绿岩的变形影响; (2) 在温度 1 000 °C 和应变速率  $10^{-5}$  s<sup>-1</sup> 条件下, 研究围压变化对辉绿岩变形的约束作用; (3) 研究不同变形域中变形岩石显微构造特征, 查明辉绿岩脆性—塑性变形转化域和下地壳流变学的应用意义.

## 1 实验条件和方法

实验样品采用美国 Maryland 辉绿岩, 该岩石由 30%~50% 斜长石( $Ab_{27}An_{70}Or_2$ )和 50%~70% 单斜辉石( $En_{55}Wo_{12}Fs_{33}$ )以及 2% 左右不透明矿物组成. 矿物粒度为 60~90  $\mu$ m, 平均粒度 75  $\mu$ m. 实验样品为直径 10 mm, 长 25 mm 的圆柱体. 值得指出的是, 我们选用 Maryland 辉绿岩的理由是: 这种岩石特别新鲜, 矿物粒度适用于实验尺度要求; 这种辉绿岩是世界主要变形实验室常用的实验样品, 因此便于实验成果与国际已发表实验成果进行比较. 实验是在中国科学院地球物理所国产 3 GPa 高温流变仪上进行的. 实验样品的结构装置如图 1 所示. 实验条件范围: 800~1 000 °C, 应变速率  $10^{-4}$ ~ $10^{-5}$  s<sup>-1</sup>,

收稿日期: 2000-04-11

基金项目: 中国科学院地球物理研究所、地球动力学高温高压开放实验室资助项目; 国家自然科学基金项目(No. 49872070).

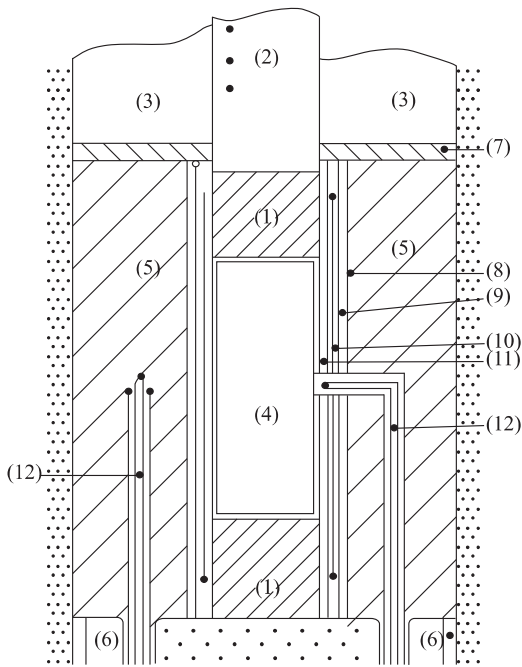


图 1 实验样品装置结构

Fig. 1 Assembly structure of experimental sample

1. 瓷柱( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ); 2. 碳化钨轴压头; 3. 围压环(即上电极); 4. 实验样品和镍封套; 5. 传压介质(叶腊石); 6. 碳化钨下压头(即下电极); 7. 高压腔壁; 8. 炉体金属管; 9. 叶腊石绝缘套; 10. 保护套(软钢); 11. 叶腊石隔离层; 12. 热电偶和瓷管

围压 0.6~1.0 GPa, 用天然叶腊石作传压介质. 实验分两类: 固定围压改变温度的等应变速率实验和固定温度改变围压的等应变速率实验. 实验变形稳态曲线要求应变达到 6%~10% 以上. 实验氧逸度控制范围为  $\text{Fe}/\text{FeO}$ .

## 2 实验结果

### 2.1 力学资料

实验样品的力学行为主要表现为变形、破坏、失稳和流动的本构关系的改变, 应力—应变曲线是样品变形过程物理现象反映的代表. 力学实验结果见表 1.

在固定应变速率( $1.5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ )和固定围压(1.0 GPa)条件下, 当温度为 800 °C 时, 实验样品(M-11)随着弹性变形增加, 当应变超过 1.5% 时, 应力—应变曲线相继出现 3 个台阶, 随后曲线继续变陡, 它暗示实验样品已产生微破裂, 岩石稳态塑性变形无法进行. 在温度 950 °C 时(M-7), 当应变超过 1%, 应力—应变曲线超过弹性极限至屈服强度(约

表 1 力学实验结果

Table 1 Mechanical experimental results

样号	温度/°C	围压/GPa	应变速率/ $\text{s}^{-1}$	变形状态
M-2	800	1.0	$1.5 \times 10^{-4}$	F
M-11	800	1.0	$1.5 \times 10^{-4}$	F
M-7	950	1.0	$1.5 \times 10^{-4}$	T
M-1	1000	1.0	$1.5 \times 10^{-4}$	C
M-9	800	1.0	$2.0 \times 10^{-5}$	F
M-8	950	1.0	$2.0 \times 10^{-5}$	T
M-6	1000	1.0	$2.0 \times 10^{-5}$	C
M-13	1000	0.8	$2.0 \times 10^{-5}$	C
M-12	1000	0.6	$2.0 \times 10^{-5}$	C

注: F. 破裂(碎裂流动); T. 脆—塑性转化域(以蠕变为主, 碎裂流动次之); C. 蠕变.

0.8 GPa)之后, 没有出现曲线台阶, 而稳定向上延伸至应变 8.5% 左右, 显示了岩石变形趋向于应变硬化(strain hardening), 样品既没有产生破裂, 也没有达到稳态蠕变状态. 在温度为 1000 °C 时(M-1), 应变达 10% 时, 应力—应变曲线超过屈服强度(0.7 GPa)之后, 逐渐平稳延伸至应变 10% 左右, 差异应力变化幅度保持在 0.9~1.0 GPa 之间, 显示岩石变形准稳态蠕变状态, 但尚未到完全稳态状态. 当实验围压和温度条件与图 2a 所示条件相同, 应变速率降低一个数量级左右( $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ), 应力—应变曲线(图 2b)基本形态与图 2a 中曲线相似, 只是 M-6 样品变形更加趋于平稳蠕变状态, 流动差异应力为 0.7 GPa. 比较 M-8 与 M-6, M-7 与 M-1, 差异应力也相应降低(图 2c). 在固定温度(1000 °C)和固定应变速率( $2.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )条件下, 当改变围压(0.6, 0.8 和 1.0 GPa), 3 条应力—应变曲线形态基本相似, 在大于应变 10% 时, 变形平稳地向稳态蠕变发展(图 2d). 将相同温度条件下变形样品的差异流动应力值( $\Delta\sigma$ )对数与相应准稳态蠕变速率( $\dot{\epsilon}$ )对数进行统计, 两者之间具有较好的线性关系, 应力指数( $n$ )为 3.5, 说明样品变形过程符合幂律本构关系, 即岩石高温蠕变经验公式:

$$\dot{\epsilon} = A \cdot \exp(-Q/RT) \cdot \Delta\sigma^n \quad (1)$$

式中:  $Q$  为蠕变活化能,  $T$  为绝对温度,  $R$  为气体常数.

### 2.2 宏观结构特征

宏观结构主要是指变形破坏的均匀化或局部应变化程度和分布形式两个方面<sup>[9]</sup>. 对变形后样品沿整个圆柱体切制纵向薄片, 在放大 10 倍左右可以观察到如下典型的宏观结构特征:

在 800 °C 变形样品中(如 M-8 和 M-11), 岩

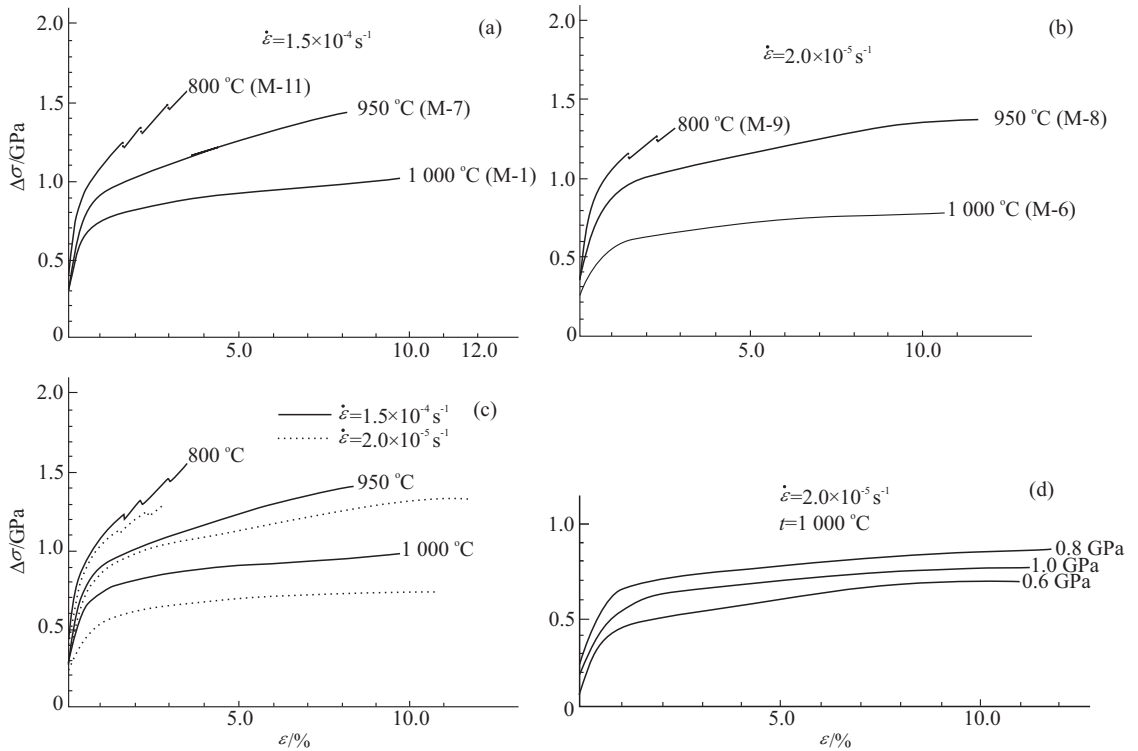


图 2 Maryland 辉绿岩应力—应变曲线

Fig. 2 Strain-stress curves of diabase from Maryland

石在宏观上出现明显破裂,即沿着轴向主压应力方向产生张性破裂隙和一些共轭剪切破裂隙,共轭角在 $60^{\circ}\sim 75^{\circ}$ 左右(图 3a),显示典型脆性破裂变形特征.在 $950^{\circ}\text{C}$ 变形样品中(如 M-7 和 M-8),岩石出现稀密相间条带状和弥散状半延性共轭塑性流动网络的宏观结构(图 3b),表现岩石变形非均匀流动的局部应变变化(strain localization),样品上仍有少量剪切破裂隙沿局部密集塑性网络带分布,它显示了脆—塑性转化域的特征.在 $1\,000^{\circ}\text{C}$ 变形样品中(M-1, M-6 等),变形样品外形完整,中部明显鼓出,并发育有密集共轭重叠塑性网络,构成较宽的高塑性变形条带.特别是在 M-8 样品中,由于应力局部集中,形成单向高塑性应变集中条带.在这种变形样品中,岩石辉绿结构已解体,在样品中部的矿物(尤其是斜长石),晶体长轴近于垂直主压应力方向分布,部分斜长石晶体沿流动网络方向雁列定向分布,显示岩石由非均匀塑性流动向准均匀或均匀塑性流动变形域转化(图 3c, 3d).上述 3 个不同变形域的宏观结构表象与图 2a, 2b 中的应力—应变曲线变化特征所反映的力学行为是吻合的.

### 2.3 微观构造特征

在 $800^{\circ}\text{C}$ 变形的脆性域中,扫描电镜背散射图像观察结果显示,斜长石都是沿着(010)和(001)晶面分布,单斜辉石内发育有晶界、晶内和穿晶微裂隙,在晶内见有共轭剪切微裂隙(图 4a, 4b).在 $950^{\circ}\text{C}$ 变形的脆—塑性转化域中,通过正交偏光显微镜观察显示部分辉绿结构已开始解体,部分板状斜长石晶体产生非均匀塑性流动的定向排列,或发育有少量糜棱岩化局部应变变化条带(图 4c, 4d).在 $1\,000^{\circ}\text{C}$ 塑性变形域中可见斜长石双晶面非均匀剪切滑移产生的扭插带(图 4f).斜长石板状晶体长轴在样品中部垂直于主压应力方向上近于平行分布(图 4e),在该照片中灰白色单斜辉石仍可见少量微裂隙,而灰色斜长石中微裂隙很少,显示两者变形程度差异.

## 3 讨论和结论

在目前大量地质文献中当人们讨论岩石力学术质转化时(尤其是断裂转化, failure transition),通常都使用“脆—韧性转化”术语(brittle-ductile transition).严格地说,韧性(ductility)只是描述材料变

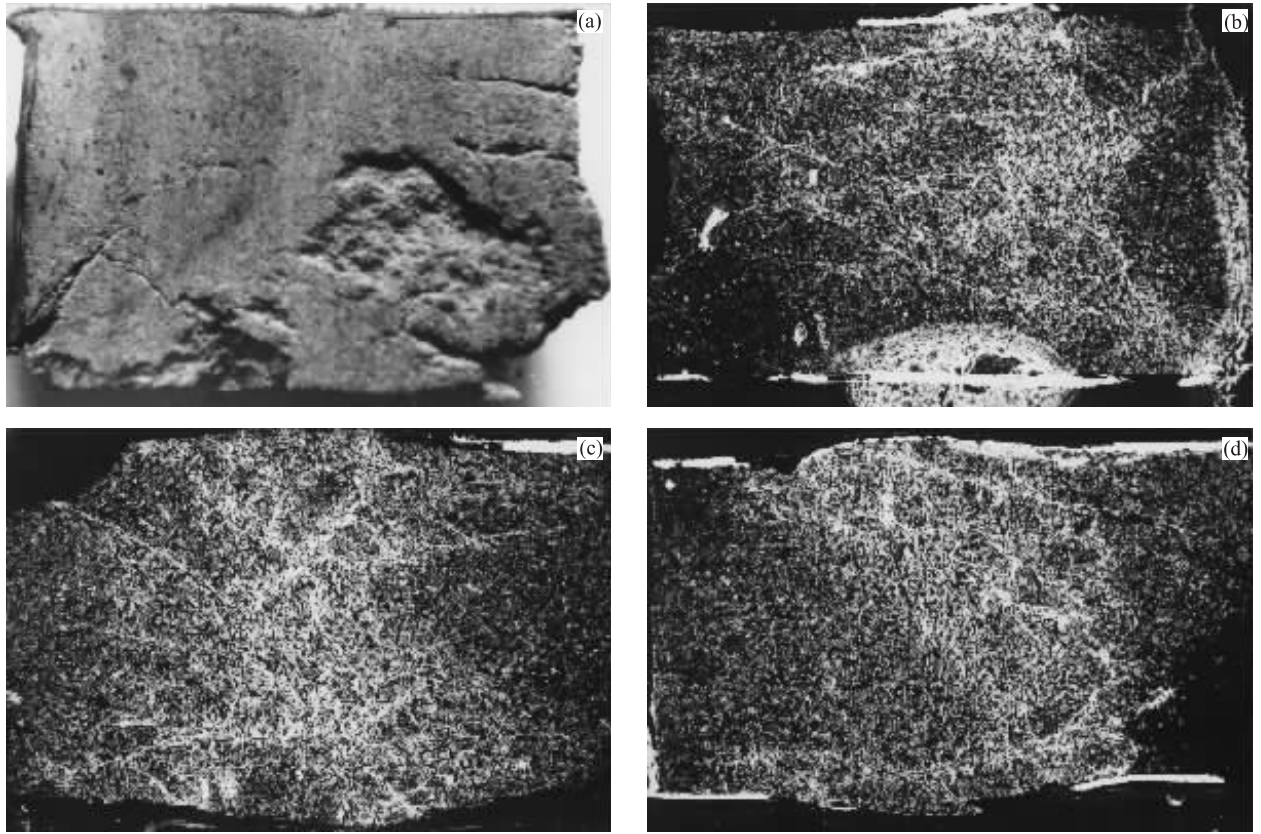


图 3 实验变形岩石的宏观结构

Fig. 3 Macrostructures of deformed samples of diabase

a. 平行轴向主压应力方向的张性破裂结构(M-2 样品: 800 °C, 1 GPa,  $1.5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ); b. 稀疏相间半延性塑性流动网络结构(M-7 样品: 950 °C, 1.0 GPa,  $1.5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ); c. 密集共轭塑性流动网络结构(M-1 样品: 1 000 °C, 1.0 GPa,  $1.5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ); d. 含宽变形条带的准稳态均匀流动结构(M-8 样品: 1 000 °C, 1.0 GPa,  $2.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ). 比例尺 1 : 3

形产生显著应变的能力, 而没有局部流动而产生变形条带(或断层), 它本身没有变形机制涵义<sup>[10]</sup>. 通过对花岗岩、长英质岩石、辉绿岩、辉长岩、大理岩和灰岩变形样品的光学显微镜和电子显微镜观察也已发现韧性(或延性)流动包括了晶体塑性流动和碎裂流动两个过程. 半脆性或半韧性阶段可能也涉及到塑性和碎裂两个不同变形机制. 塑性主要是指由位错运动(dislocation motion)和物质扩散运移(diffusive mass transfer)而引起物质均匀流动. 例如碎裂断层作用(cataclastic faulting)—碎裂流动(cataclastic flow)转化和碎裂断层作用—均匀塑性流动(homogeneous plastic flow)转化, 都可以称之为“辉绿岩脆—韧性转化”(brittle to ductile transition), 然而前者其变形机制与后者变形机制有本质区别. 因此在描述岩石变形过程时, 要正确使用下述两个术语是十分重要的, 即变形机制(deformation mechanism)和变形均匀化程度(the degree of hom-

ogeneity of the deformation). 我们同意 Rutter 等的观点<sup>[10~12]</sup>, 在讨论岩石力学机制转化时, 建议采用严格术语“brittle to plastic transition”, 这也是本文标题采用“辉绿岩脆—塑性转化”术语的原因.

我们的实验结果表明, 辉绿岩的脆—塑性转化对温度变化敏感度优于对围压和应变速率的敏感度. 在围压为 1.0 GPa 时, 脆—塑性转化边界温度在 900~950 °C 和差异应力为 0.9~1.1 GPa 之间. 这个成果与 Caristan<sup>[2]</sup> 的实验资料是一致的: 即在一定温度( $T$ )和应变速率( $\dot{\epsilon}$ )条件下, 辉绿岩的脆—塑性转化域的边界一般是出现在围压( $p$ )等于差异应力峰值的位置:

$$p = \sigma_D(T, \dot{\epsilon}). \quad (2)$$

将我们的实验数据投影到 Korneneberg 等<sup>[1]</sup> 的辉绿岩变形实验的温度—压力图解上, 可以看出辉绿岩脆—塑性转化域是有一定宽度区域, 而不是一条截然分割的边界线. 最近 Shimamoto<sup>[13]</sup> 关于石盐

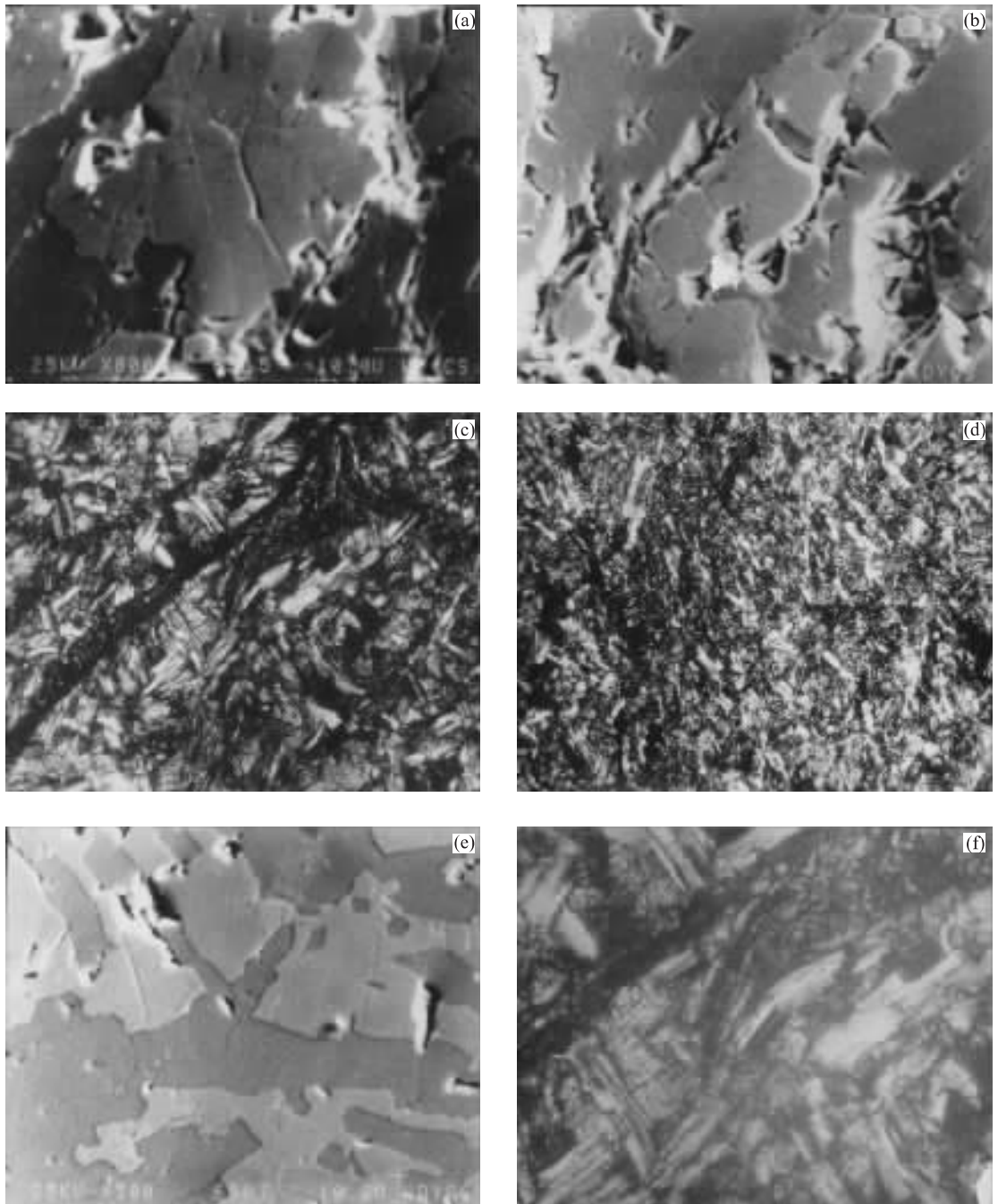


图 4 辉绿岩变形样品的显微构造

Fig. 4 Microstructure of deformed samples of diabase

斜长石(a)和单斜辉石(b)晶内、晶界和穿晶微裂隙(M-2 样品, 800 °C, 800×); c, d. 脆—塑性转化域中斜长石定向排列(M-7, M-8 样品, 950 °C, c. 40×, d. 25×); e, f. 斜长石均匀塑性变形扭折带(M-1, M-8 样品, 1 000 °C, e. 500×, f. 100×)

剪切带力学性质和变形结构的模拟实验再一次证实脆性域与完全塑性域(即对压力不敏感的非弹性域)之间存在一个宽而明显的“半塑性”域。“半塑性”域是形成 S-C 糜棱岩的主要场所, 而某一些 S-C 糜棱岩必定在地震发生深度上形成。这一认识与最近有关假玻玄武玻璃和糜棱岩密切共生一起的报道是

一致的<sup>[13]</sup>。因此, 脆—塑性转化域内局部应变集中带已成为分析许多 S-C 糜棱岩成因的力学依据, 它对模拟先存断层和板块边界上发生大地震以及定量评价横穿板块边界的力学相互作用有着重要启迪意义。

辉绿岩的脆—塑性转化宏观结构是以塑性流动

网络为特征. 从图 3b, 3c 照片明显可见, 辉绿岩从脆性向塑性转化时先产生稀疏、弥散状共轭网络条带, 它包含了碎裂和塑性流动; 随着温度升高, 应变速率降低, 逐渐向密集重叠共轭网络转变, 最终达到较均匀塑性流动. 这种力学行为表象和宏观结构变化反映了微观变形机制的改变. 王绳祖等最近对岩石脆性—塑性转变的流动网络进行了比较系统研究和总结, 并把这些成果应用于“塑性流动—地震”双层网络系统模型上<sup>[9, 14~16]</sup>, 从而为探索岩石脆—塑性转化流动网络与深部地震成因关系开辟了新的途径. 辉绿岩由斜长石和单斜辉石组成, 因此辉绿岩的变形过程涉及两相矿物流变学问题<sup>[17~19]</sup>. Shelton 等<sup>[3]</sup>曾经通过实验发现: 在相同围压和应变速率条件下当温度为 600 °C 时, 斜长岩的强度比辉石岩强度大; 当温度为 900 °C 时, 斜长岩的强度比辉石岩强度弱——矿物力学强度逆转现象. 因此人们认为在不同的温度条件下, 斜长石和辉石可以代表辉绿岩中不同力学强度的端元. 我们利用扫描电镜背散射图像对 M—8 样品(1 000 °C)的显微构造观察表明, 斜长石塑性表象和晶体定向程度比辉石强(图 4e, 4f). 因此, 对于用单矿物集合体变形实验获得简单幂律方程(1)来描述多相矿物集合体的蠕变本构关系, 应持谨慎态度. 因为多相矿物集合体不仅各种矿物含量不同, 而且不同矿物各自力学强度也有明显差异. 辉绿岩作为典型的两相矿物集合体, 它的宏观应变速率( $\dot{\epsilon}$ )是斜长石和辉石含量( $V_{Pl}$ ,  $V_{Cpx}$ )和应变速率( $\dot{\epsilon}_{Pl}$ ,  $\dot{\epsilon}_{Cpx}$ )的函数:

$$\dot{\epsilon} = V_{Pl}\dot{\epsilon}_{Pl} + V_{Cpx}\dot{\epsilon}_{Cpx}. \quad (3)$$

当辉绿岩中斜长石和辉石的变形显微构造与斜长岩和辉石岩变形显微构造相似时, 单矿物的幂律方程可以用来确定  $\dot{\epsilon}_{Pl}$  和  $\dot{\epsilon}_{Cpx}$ , 方程(3)可以改写为:

$$\dot{\epsilon} = \sum_{i=1}^2 V_i \dot{\epsilon}_i = \sum_{i=1}^2 V_i A_i \sigma_i^m \exp(-Q_i/TR). \quad (4)$$

式中:  $i=1, 2$  是指两相矿物,  $\sigma_i$  为施加于第  $i$  相矿物的平均差异应力,  $A_i$  为第  $i$  相矿物的物质结构常数,  $Q_i$  为第  $i$  相矿物的蠕变活动能. 因此, 我们可以利用目前已有的单矿物集合体幂律方程对多相矿物幂律方程进行拟合和检验. 脆—塑性转化域中力学强度通常是压力的单调增函数, 强度对压力的敏感性随着逼近稳态塑性流变而降低. 我们在固定应变速率( $2.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )和温度(1 000 °C)条件下, 研究辉绿岩蠕变强度与压力变化关系时发现, 在围压 1.0 GPa 下的辉绿岩流变强度比围压 0.8 GPa 条件

下流变强度还低 0.15 GPa, 这就是所谓负压力效应(the negative pressure effect). 例如灰岩在 400 °C, 辉绿岩在 900~1 000 °C<sup>[21]</sup>, 石灰岩在 800~900 °C<sup>[1]</sup>, 花岗岩、细晶岩和闪长岩在 900 °C 以上, 都出现负压力效应, 它们的强度随压力增加反而降低. 这种效应产生原因还不清楚. 部分学者认为上述岩石具有负压力敏感性, 可能是由于高压下水溶解度增加及伴随水弱化而造成的. 因此, 进一步查明实验样品中水含量对于合理解释这种效果是十分必要的, 应当强调指出的是, 从半脆性(或半塑性)流动以及到全塑性流动是一个复杂递变过程, 它不仅取决于矿物成份特征和含量, 同时还与温度、压力、应变速率、矿物粒径以及是否存在流体(或溶体)等多种因素有关. 今后对岩石脆—塑性转化实验研究时要着重注意两个问题: 第一, 这两种转换是否能够用经验性或半经验性的边界条件来约束; 第二, 当  $T, p, \dot{\epsilon}$ , 粒径和孔隙流体不同时, 不同的岩石是否显示出相似的强度特征<sup>[20]</sup>. 在中科院地球物理所 3 GPa 流变仪上所获得的辉绿岩实验成果(包括力学强度、应力—应变曲线特征, 宏观结构与显微构造)可以与国际上已发表的成果相比较, 所不同是其岩石流动差异应力值偏高, 这是因为我们使用天然叶腊石作传压介质的结果. 当温度上升到 900 °C 以上, 叶腊石脱水形成辉石类矿物坚硬体, 阻止变形顺利进行, 导致差异应力增大. 因此将传介质改为石盐是提高实验成果精度和更好地与国际上高温高压变形实验成果接轨的重要途径. 总之, 通过 Maryland 辉绿岩的高温高压实验研究, 获得如下几点结论:

(1) 在  $10^{-4} \sim 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , 1.0 GPa 围压条件下, 当  $t=800 \text{ °C}$  时, 变形以脆性破裂为主, 显示碎裂流动; 当  $t=1 000 \text{ °C}$  时, 以近似稳态蠕变为主.  $1 000 \text{ °C} > t > 800 \text{ °C}$  时, 显示脆性—塑性转化特征. (2) 辉绿岩的脆—塑性转化变形对温度的敏感度优于对压力和应变速度的敏感度. (3) 显微构造表明: 脆性域以脆性张性破裂为主, 伴随有脆性穿晶共轭裂隙; 塑性域以塑性流动为主, 包括韧性剪切变形带、斜长石定向排列、双晶扭挤, 辉石解理弯曲. (4) 辉绿岩的矿物成分与下地壳下部岩石(尤其是二辉麻粒岩)的矿物成分类似. 这种岩石脆—塑性转化产生的大尺度含糜棱岩的局部应变塑性网络结构, 为认识下地壳流变特征和合理解释壳—幔边界(莫霍面附近)低角度鳄鱼状强地震反射成因和下地壳地震波各向异性的认识, 提供了实验岩石力学方面的重要约束条件.

明尼苏达大学地质与地球物理系 D. Kohlstedt 教授向作者提供了 Maryland 辉绿岩样品并与我们进行了有益讨论;中科院地球物理所白武明研究员为实验研究顺利进行提供了帮助,对此我们表示诚挚的谢意。

### 参考文献:

- [1] Korneneberg A K K, Shelton G L. Deformation microstructure in experimentally deformed diabase [J]. *J Struct Geol*, 1980, 2: 341~353.
- [2] Caristan Y. Transition from high temperature creep to fracture in Maryland diabase [J]. *J Geophys Res*, 1982, 87: 6781~6790.
- [3] Shelton G, Jullis J. Experimental flow laws for crustal rocks [J]. *EOS Tran AGU*, 1981, 62: 396.
- [4] Fredich J, Evans B. High temperature fracture and flow of Maryland diabase [J]. *EOS Trans AGU*, 1990, 71: 1657.
- [5] Shelton G. Experimental deformation of single and of polyphase crustal rocks at high temperature and pressure [D]. Brown University, Providences R I, 1968. 146.
- [6] Tullis T, Horowitz F G, Tullis J. Flow laws of polyphase aggregate from end-member flow [J]. *J Geophys Res*, 1991, 96: 8081~8096.
- [7] Mackwell S J, Zimmelman M E, Kohlstedt D L. Experimental deformation of dry Columbia diabase: implications for tectonics on Venus [A]. In: Daemen J K, Schuttz R A, eds. *Rock mechanics* [C]. Balkem Rotterdam: Brookfield, 1995. 207~214.
- [8] 赵阿兴,王子潮,崇秀兰,等.地壳温压条件下济南辉长岩蠕变破坏的实验研究[A].见:中国岩石力学与工程学会和高温高压岩石力学专业委员会,编.第一届高温高压岩石力学学术讨论会论文集[C].北京:学术出版社,

1988. 67~74.
- [9] 王绳祖.岩石的脆性—延性转变及塑性流动网络[J].*地球物理学进展*,1993,(8):25~37.
- [10] Rutter E H. On the nomenclature of mode of failure transition in rock [J]. *Tectonophysics*, 1986, 122: 381~387.
- [11] Fredrich J T, Evans B. Microstructures of the brittle to plastic transition Carrara marble [J]. *J Geophys Res*, 1989, 94: 4129~4145.
- [12] Tullis J, Yund R A. Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: mechanisms and microstructures [J]. *Geology*, 1987, 15: 606~609.
- [13] Shimamoto T. The origin of S-C mylonite and a new faulted-model [J]. *J Struct Geol*, 1989, 11: 51~64.
- [14] 王绳祖.亚洲大陆岩石圈多层模型和塑性流动网络[J].*地质学报*,1993,67:1~18.
- [15] 肖晓晖,王绳祖,张流.高温高压条件下灰岩变形网络的实验研究[J].*地球物理学进展*,1993,(8):61~69.
- [16] 李建国,宋瑞卿,王绳祖.若干固体材料脆性—延性转变及宏观结构的实验研究[J].*地球物理学进展*,1993,(8):70~80.
- [17] Handy M R. The solid state flow of polymineralic rocks [J]. *J Geophys, Res*, 1990, 95: 8647~8661.
- [18] Jordan P G. The deformation behavior of biminerallite limestone-halite aggregates [J]. *Tectonophysics*, 1987, 135: 185~197.
- [19] Jordan P G. The rheology of polymineralic rocks — an approach [J]. *Geol Rundsch*, 1988, 77: 285~294.
- [20] Evans B. The brittle-ductile transition in rocks: recent experimental and theoretical progress[A]. In: Duda A G, ed. *The brittle-ductile transition in rocks* [C]. Washinton D C: American Geophysical Union, 1990. 1~18.

## AN HIGH-TEMPERATURE AND HIGH-PRESSURE EXPERIMENTAL STUDY OF CHANGES BETWEEN BRITTLE AND DUCTILE DEFORMATIONS IN DIABASE

Jin Shuyan<sup>1</sup> Sun Tianze<sup>2</sup> Xu Shikun<sup>2</sup> Zhang Peichun<sup>2</sup>

(1. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China; 2. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science, Beijing 100101, China)

**Abstract:** A series of experiments on the transfer between the brittle and ductile properties of the

Maryland diabase was performed, with natural pyrophyllite as the medium for the pressure transfer, at the temperature ranging from 800 to 1 000 °C, at the confining pressure ranging from 0.6 GPa to 1.0 GPa, and at the strain rate ranging from  $10^{-4}$  to  $10^{-5}$  s<sup>-1</sup>. The experiment results show that the rock is deformed into typical brittle fractures at the strain rate ranging from  $10^{-4}$  to  $10^{-5}$  s<sup>-1</sup>, at the confining pressure of 1.0 GPa, and at the temperature lower than 800 °C. At the temperature higher than 1 000 °C, the rock is deformed dominantly into the metastable creep. At the temperature ranging from 800 to 950 °C, the deformation of the rock turns from the brittle fractures to the pseudo-ductile flow. Therefore, the sensitive effect of the temperature change on the rock transfer between brittle and ductile properties is greater than that of the pressure change. The micro-structural observation shows that the transfer between the brittle and ductile properties in the diabase is dominated by the conjugated ductile flow network in the form of the rarefaction and diffusion.

**Key words:** diabase; brittle-ductile transfer; lower-crust rheology; high-pressure and high-temperature experiment.

\* \* \* \* \*

(上接 564 页)

机化合物,属于沸石易吸附物质之列.天然水中的腐植酸或富里酸——带有芳香族环基本结构的高分子有机酸(分子量 600~3 000),由于它们的分子较大,不可能进入沸石孔隙,但这类分子带有一COOH, >C=O, —NH<sub>2</sub> 等强极性官能团,因而能被吸附在沸石的外表面除去.其他一些有机污染物如酚类、苯胺、苯醌等多为极性分子,分子直径适中,可以被沸石吸附.

沸石作为一种天然、无毒、无味且对环境没有影响的吸附剂,在污水处理中有着巨大的应用潜力.

(1)用沸石做吸附剂,经济实用,设备的构造简单,管理方便;(2)具有综合治理废水水源的功能(pH 值、色、味等);(3)再生简单;(4)无毒无害耐磨耐蚀,廉价易得,且有越用越好的趋势.由于沸石对氨氮特殊的去除效果及吸附有机物分子的能力,可用于微污染原水的处理.国家科委已将“沸石去除水中有机

污染物技术”研究课题列为“九五”攻关课题.这将对我国水污染的治理和饮用水的处理具有重要的意义.因此,深入开展有关沸石在水处理中的应用研究具有广阔的前景.相对地讲,将沸石应用于水处理中还是比较新的技术,在确定影响吸附效果的各种环境因素(如 pH 值、离子强度、有机物初始浓度、沸石用量、竞争吸附的阴、阳离子等)、对沸石吸附去除各种有机物的性能、最佳吸附条件、吸附过程可能的机理以及吸附有机物的脱附方法等方面还需做大量的研究工作.

水中的有机污染物是今后水污染防治和饮用水深度处理的首要对象.沸石因其优异的吸附性能及无毒、无味且对环境没有影响,而在污水处理中有着巨大的应用潜力.同时,由于水中有机污染物的种类及含量与日俱增,单纯的一种吸附剂或一种方法往往达不到预期的目的,今后应大力开发各种方法联用的技术.