

变质地质学的某些进展

Some Recent Advances in Metamorphic Geology

董申保 魏春景

Dong Shenbao Wei Chunjing

(北京大学地质学系, 北京 100871)

(Department of Geology, Peking University, Beijing 100871)

摘要 在变质地质学160余年的研究历史中经历了从静态到动态两个发展过程。本世纪60年代以前, 变质作用的研究以静态方法为主, 以深度带的概念为代表。60年代初由于Miyashiro提出变质相系概念使变质地质学开始转向动力学方面, 但由于变质相系未阐明变质过程中地热体制的变化, 因此仍属于静态方面。70年代以来, 由于以下几个方面的进展, 变质地质学开始以动力学方法为特征: (1) 开展了世界范围内的小比例尺变质编图工作, 以相组和相系为基础研究变质作用类型及其时空演化规律; (2) 由于实验、测试技术和热力学理论的发展, 使得人们不仅可以很准确地计算变质岩石的PT条件, 而且可以在实验室中模拟任何天然变质反应; (3) 以深入的显微结构分析为基础, 探讨变质过程中结晶作用和变形作用之间的关系; (4) 根据热传导理论和现代热力学的原理, 正演和反演变质作用的PTt轨迹, 研究变质作用的动力学过程及其与区域构造环境的联系。

Abstract The research of metamorphic geology has experienced two stages in its development over 160 years, viz. the static and dynamic approaches. Before 1960's, it, exemplified as depth zones, was dominated by the static approach. From the beginning of 1960's, the studies of metamorphism has commenced to turn to the dynamic approach through the work of Miyashiro who proposed the concept of metamorphic series which, however, was still kept in the static framework by that it did not indicate the change of the geotherm with the metamorphic process. Since 1970's, the research of metamorphic geology has been characterized as dynamic approach by the progresses as follows: (1) a world-wide mapping of metamorphic belts in small scale has been performed to evaluate the spatial and temporal relations of types of metamorphism in terms of facies series and facies groups within continental crust, (2) by virtue of the development of laboratory experiment, microanalytical techniques and the theory of thermodynamics, it can be precise to calculate the PT conditions of metamorphic rocks, but to model the most of the natural metamorphic reactions in laboratory; (3) through the detailed analysis of microtextures of metamorphic rocks, the relationship between metamorphic recrystallization and deformation in a metamorphic process can be visualized; (4) on the principles of heat transfer theory and modern thermodynamics, it is probable to determine the metamorphic PTt path by inverse and forward modelings and to evaluate the dynamic process of metamorphism and the linkage of the thermal regime with the involved tectonism.

主题词: 变质作用类型; 显微结构; 热力学; PTt轨迹; 变质地质学

Key Words: Types of metamorphism; Microtextures; Thermodynamics; PTt path; Metamorphic geology

1 概述

变质作用是一种与大陆地壳的演化密切相关的地质过程, 自Lyell(1833)提出变质作用的概念到现在已经有160多年的历史了。在相当长的一段时间内, 变质作用的研究强调热和应力两个方面, 如在研究局部变质作用时, 提出热变质作用和动力变质作用。但涉及到区域变质作用时, 情况就比较复杂, 区域变质作用中的温度既取决于热源又取决于热传递方式。应力虽然在大多数变质作用中起主导作用, 但并不是所有区域变质作用的必要条件, 如在埋藏变质作用和洋底变质作用中, 就缺少应力作用。对某些变质地区的显微结构分析也表明结晶作用和变形作用常常是相互独立的事件, 它们都受控于与区域构造环境相关的热扰动(thermal perturbation)。Verhoogen(1980)指出: “...由于构造变形和造山作用通常与区域变质作用相关, 因此把造山作用看作热扰动比机械扰动(mechanical disturbance)更

恰当”。这样看来,温度和应力都不能作为区域变质作用的主要原因。

根据近来研究成果,变质作用指发生于地下深处的一系列内生热动力过程,它们多与壳-幔相互作用有关,这些过程使以前存在的岩石在固态下通过重结晶作用变成结晶岩。区域变质作用是变质作用的最重要类型,发生于一些活动区内,由于构造扰动(**tectonic disturbance**),导致岩石圈热流的扰动和非稳态热流松弛(**relaxation of the non-steady state of heat flow**),从而出现热传导和对流引起区域变质作用。

变质作用的研究经历了从静态到动态的发展过程,本世纪六十年代以前,人们把巴洛型作为定量评价野外变质梯度的唯一标准。Harker(1932)把它与深度带的概念(Grubenmann & Niggli, 1924)并列,称为正常区域变质作用,这是当时最杰出工作,也是最权威理论。然而,这一概念表明区域变质作用发生在不随时间而变化的静态地热体制下,因此它代表研究变质作用的静态方法,是一种固定论(Fixism)思想的反映。

从本世纪六十年代开始,都城秋穗(Miyashiro, 1961)提出变质相系的概念,把变质作用的研究与地质环境结合起来,奠定了变质地质学的基础,也标志着人们开始注意变质过程中热流的传递。变质相系指的是野外纪录其温压梯度变化的一套矿物组合,在PT图上从高压到低压有不同的压力类型,因此,与纯由深度控制的认识不同。但是在这一概念中所提出的“地热梯度”代表一系列变质峰期条件的连线,相系之间的界线为一些单变反应曲线,而不代表变质条件的变化轨迹。因此,它对变质作用的认识也是静态的。

自本世纪70年代以来,变质地质学得到了长足进展,主要体现在以下几个方面:

- (1) 开展了世界范围内的小比例尺变质编图工作,以相组和相系为基础研究变质作用类型及其时空演化规律;
- (2) 由于实验、测试技术的发展和热力学理论的完善,使得人们不仅可以很准确地估算变质岩石的PT条件,而且可以在实验室中模拟任何天然变质反应;
- (3) 以深入的显微结构分析为基础,探讨变质过程中结晶作用和变形作用之间的关系;
- (4) 根据热传导理论和现代热力学的原理,正演和反演变质作用的PTt轨迹,研究变质作用的动力学过程及其与区域构造环境的联系。

2 变质作用类型及其时空分布

在变质作用的研究早期,变质作用的分类主要依据两个方面:地质环境和物理化学条件。依据地质环境的控制,划分出接触变质作用、埋藏变质作用、负荷变质作用(load metamorphism)、造山变质作用(orogenic metamorphism)、环侵入体变质作用(peri-plutonic metamorphism)等。直到80年代,Turner(1981)仍以地质环境为基础划分出:接触变质相;非构造区的区域相系;构造区的区域相系(显生宙和元古宙)和太古宙变质作用类型。根据物理化学条件,划分出热变质作用、动力变质作用、热动力变质作用、自变质作用等(Tyrell, 1926)。

70年代以来,在以Zwart为首的世界变质带编图分委会的领导下,开展了世界范围内的小比例尺编图工作,先后完成了欧洲、非洲、亚洲和美洲部分地区以及一些国家如前苏联、中国和澳大利亚等地的小比例尺变质地质图(Zwart et al., 1978; Vallance et al., 1983; Sobolev et al., 1978; Saggerson 1978; Fraser & Heywood, 1978)。有些国家在编图时,根据本国具体地质特征,结合变质作用的热历史及其与构造环境的关系,对变质作用类型进行了划分。如在1:4000 000中国变质图上(Dong et al., 1986),所提出的变质作用分类见表1。

这些不同的变质作用类型在地壳长期演化过程中,出现明显的旋回性,在中国变质图上共划分出3个变质旋回:太古、元古和显生旋回,其主要特征如下:

- (1) 太古旋回(>2500Ma),在华北克拉通,以高级变质作用尤其是麻粒岩相为特征,构成古老结晶基底,代表下部地壳环境,出现大量镁铁质喷出岩、火山质杂砂岩及一些浅海相沉积岩,混合岩化作用发育,出现成分以英云闪长质和花岗闪长质为主的灰色片

麻岩杂岩。

表1 中国变质图上的变质作用分类(Dong et al., 1986)

Table 1 Classification of types of metamorphism from the Metamorphic Map of China

	相带特征	温度	压力	岩浆作用	可能的构造环境
埋藏变质作用					
1. 葡萄石-绿纤石型	宽广的变质带	很低温 (200-350℃)	低-中压	偶尔出现镁铁质火山岩, 花岗岩少见	非构造区: 大陆表层沉积盆地, 裂谷带
2. 蓝闪石片岩型	宽广的变质带	很低温 (200-350℃)	中-高压	出现蛇绿岩, 无花岗岩	沿活动大陆边缘的俯冲带
区域低级变质作用					
1. 蓝闪绿片岩型	主要为单相变质	低温 (350-500℃)	中-高压	有镁铁质火山岩, 可有同构造花岗岩	非造山的被动裂谷带、裂谷和拗陷带的A型俯冲
2. 绿片岩型	单相变质	低温 (350-500℃)	低-中压	下部有玄武质岩石, 有同构造花岗岩	克拉内和克拉通间的大型活动带, 碰撞造山带
中压和低压相系					
1. 蓝晶石-夕线石型	递变变质带	低-中温 (350-750℃)	中-高压	镁铁质喷出岩很少, 有混合岩和深熔型花岗岩	克拉通内和克拉通间的线状活动带, 碰撞带和其他构造环境
2. 红柱石-夕线石型	递变变质带	低-高温 (350-850℃)	低-中压	镁铁质喷出岩很少, 有深熔型花岗岩和混合岩	多种构造环境: 活动裂谷、线状活动带、岛弧和前寒武纪地盾
区域高级变质作用	高角闪岩相-麻粒岩相	高温 (750-850℃)	中-高压	大量镁铁质喷出岩、混合岩、深熔型花岗岩和灰色片麻岩杂岩	下部地壳环境: 由于岩浆增生和板底垫托导致的地壳加厚, 正常地壳的伸展
断陷变质作用	绿片岩相, 见星点状中级变质矿物	低温 (350-500℃)	低压	少量镁铁质喷出岩, 晚期花岗岩侵入位	地台区内活动带的开始形成阶段, 浅部变形

在局部地区的裂隙槽中, 出现泥质片岩和厚层绿岩, 变质作用为绿片岩相, 偶尔出现十字石。可能标志太古巨旋回的结束。

(2) 元古旋回 (2500-800/600Ma), 早期阶段出现低压和中压相系, 晚期阶段出现绿片岩相和蓝闪绿片岩相, 一般分布在古老克拉通的边缘。早远古代出现与太古宙相似的基性火山岩; 中晚元古代, 如在扬子克拉通上主要为沉积岩系, 含有少量双峰式火山岩, 厚度巨大, 分布数万平方公里。通常, 在中压和低压相系中, 出现明显的递变变质带, 从角闪岩相带到绿片岩相, 伴有各种混合岩和深熔花岗岩, 这类变质作用的热体制似乎继承其早期特点, 与晚期绿片岩型和蓝闪绿片岩型变质作用很不相同(Dong, 1990)。

3) 显生旋回 (800/600-10Ma), 以出现葡萄石-绿纤石片岩型和蓝闪石片岩型变质作用为特征, 可进一步划分为2个亚旋回: 古生代亚旋回 (包括印支期) (800/600-180Ma) 和中新生代亚旋回 (180-10Ma)。

古生代亚旋回, 如在加里东和海西带中, 低压和中压相系分布局限, 角闪岩相带比绿片岩相带窄得多, 混合岩常为热穹隆型, 同构造花岗岩主要为岩架型, 与变质带一致呈线状分布, 在中国西部和北部, 绿片岩型变质作用分布广泛, 出现大面积千枚岩系。在这一亚旋回的末期出现埋藏变质作用和蓝闪绿片岩型变质作用。

有时属于同一变质时代的两种或两种以上的变质作用出现于同一变质地区, 如在新疆天山、准葛尔和阿爾泰地区, 海西其变质带由南向北出现规律性变化。在天山区以绿片岩相、蓝闪绿片岩相和中压相系为主, 在准葛尔区出现广泛的葡萄石-绿纤石型变质带, 而阿爾泰区出现的蓝晶石-红柱石型变质带, 反映变质作用的波状迁移(Dong, 1993)。

中、新生代亚旋回以出现蓝闪石片岩型变质作用为特征, 也出现葡萄石-绿纤石相,

以及绿片岩相等, 见于东南沿海—台湾和西藏变质地区, 与板块俯冲和碰撞过程的热体制有关。在局部地区, 出现低压相系, 呈热点型产出, 发育很宽的角闪岩相带, 并伴有各种混合岩。

变质作用类型随时代演化, 反映了地壳演化过程中热体制的变化, 每一变质旋回都以中、低压变质相系开始, 以绿片岩相或低温高压变质相结束, 构成变质作用的二元性 (Zwart, 1967)。中国变质作用的旋回性演化特点表明地壳的热耗散是不可逆的。

值得说明的是在世界各大陆块中, 大陆地壳的演化各具特色, 没有一个统一的模式确定变质作用的热机理及其与构造环境的关系, 任何成因理论只能看作一种哲学上的抽象, 有待进一步验证。

2 变质地质学中的热力学

热力学在变质作用领域的应用是以在野外对变质级和变质相的经验观察为基础的, 主要目的在于利用变质岩石中的矿物成分、含量及其与全岩成分之间的平衡关系, 计算变质作用的强度变量尤其是温度和压力条件。

本世纪下半叶以来, 化学热力学在变质矿物平衡的应用得到了迅猛发展, 主要包括以下几个方面:

(1) 变质反应的实验研究, 借助于一些新的实验手段, 现在变质反应的实验研究可以包括变质作用的整个温压范围, 从脱水反应到固-固反应构成完整的PT空间, 从不连续反应到连续反应的实验研究阐明了变质矿物组合中固溶体相的意义; 这些实验又使人们认识了变质过程中的缓冲(buffering)和渗透(infiltration)作用机理; 以及对混合挥发份反应 (mixed-volatile reaction), 尤其是H₂O和CO₂混合的反应实验 (Greenwood, 1962), 阐明了碳酸盐对划分变质相的作用。总的来说, 相平衡实验研究的发展, 已经使得人们可以在实验室中重现任何天然矿物组合之间的变质反应。因此, Winkler(1976)提出可用等反应度替代等变度。

(2) 地质温压计的发展, 在过去的25年中, 由于变质反应的实验研究、热力学数据库、以电子探针为代表的微区分析技术和热力学理论的发展、完善, 使得地质温压计方法广泛地应用于定量计算变质过程中的强度变量。目前, 地质温压计有两种基本方法: 一种为绝对地质温压计, 另一种为相对地质温压计,

绝对地质温压计得出一个温压条件, 代表岩石在变质过程中所经历的某一点, 好象其变质过程的一个快照(snapshot), 所得结果可用于推测这一点变质时的地壳深度和可能的热构造。Essene(1989)在评述地质温压计的进展时指出: 目前的地质温压计对中低级变质相 (绿片岩相和角闪岩相) 最适合, 在很低级变质岩石 (蓝片岩相、沸石相和绿帘角闪岩相) 中, 还没有精确的地质温压计, 而高级变质岩石 (麻粒岩相和辉石角闪岩相) 中的温压计, 会不同程度地受到由于出溶和扩散引起的部分再组织作用 (partial resetting) 干扰, 很难得到峰期变质条件。

相对地质温压计(relative thermobarometry)是以绝对地质温压计和变质矿物组合的显微结构分析为基础发展形成的, 它利用Gibbs方法, 旨在计算整个变质过程的温压条件变化 (Spear, 1988, 1989b), 反演变质岩石的PTt轨迹。

吉布斯方法是由Spear et al.(1982)设计的热力学解析法, 以多相平衡体系的Gibbs相律为基础, 利用一系列线性独立方程, 求解变质作用的强度变量。这些方程包括:

①体系中每一相有一吉布斯-杜亥姆方程, 为:

$$S_m^k dT - V_m^k dP + \sum_j X_j^k d\mu_j = 0,$$

式中 S_m^k , V_m^k —体系中第k相的摩尔熵和摩尔体积; X_j^k —第k相中相组分j的摩尔分数; $d\mu_j$ —相组分j的化学位微分。

②体系中每一化学反应有一个化学计量关系方程, 为:

$$\sum_j d\mu_j = 0,$$

式中 v_j - 反应中的化学计量系数

③固溶体相的成分 - 化学位方程, 这组方程用于监控强度变量随矿物化学成分的变化, 对一个二元固溶体相来说, 其成分 - 化学位方程表示为:

$$d(\mu_2 - \mu_1) = -(S_2 - S_1)dT + (V_2 - V_1)dP + (\partial^2 G / \partial X_2^2)_{T, P, X_1} dX_2$$

μ_1 、 μ_2 、 S_1 、 S_2 、 V_1 、 V_2 、 X_1 、 X_2 依次固溶体中相组分1、2的化学位、熵、体积和摩尔分数; G - 吉布斯自由能。

④质量平衡方程

$$m_i = \sum_k M^k \sum_{j,i} v_{j,i}^k X_j^k$$

k - 相; j - 相组分; i - 体系组分, m_i - 体系组分摩尔数, M^k - 相 k 的摩尔数

在多相平衡体系中, 各个方程的数量、已知数和未知数见表2:

表2 吉布斯方法的方程数、已知数和变量
Table 2 Number of equations, knows and variance of Gibbs method

方程类型	方程数	已知数	变量
吉布斯 - 杜亥姆方程	P(相数)	S_m^k, V_m^k, X_j^k	$dT, dP, d\mu_j^k$
化学计量关系方程	NP(相组分) - NC(体系组分)	v_j^k	$d\mu_j^k$
成分 - 化学位方程	NX_j (固溶体矿物中的独立相组分)	$S^k, V^k, X_d^k, d^2G/(dX_j^k)^2$	$dT, dP, d\mu_j^k, dX_j^k$
质量平衡方程	NC(体系组分)	$M^k, v_{j,i}^k, X_i^k$	dm_i, dM^k, dX_j^k

这里应该说明的是:

(1) 吉布斯方法可用于解决变质岩石学上的很多问题, 尤其是在 P - T - X 空间中的 P - T 、 T - X 和 P - X 等值线图, 即可用于描述 P - T 空间内矿物成分的变化, 或者描述反应空间内温度、压力和矿物成分的变化 (Thompson, 1982), 也可以用于解释环带中矿物成分的变化历史, 分析反应结构, 变质反应进程和矿物组合中矿物丰度的变化等。(2) 求解联立方程组时, 首先选择一个参考点, 通常为峰期变质条件, 然后在 P - T - X 或 P - T - X - M 空间中考察变质条件相对这一点的连续变化。这一参考点可作为一个热力学的状态点, 用于求解积分常数。(3) Spear(1989a)还对吉布斯方法进行了变换, 提出了微分热力学方法, 虽然使用的方程组与吉布斯方法有所不同, 这些方程包括: 平衡常数方程; 摩尔分数方程和质量平衡方程, 并使用它们的微分形式, 但所得结果与吉布斯方法相同。

总的来说, 吉布斯方法以相律为基础, 通过测试平衡矿物组合中矿物相的成分和含量, 利用联立方程热力学变量的微分形式, 求解变质作用中的温度、压力和化学位等强度变量。是反演 PT 轨迹的最权威方法。

这两种地质温压计无论在原理上还是在运算中都明显不同, 但二者并非相互无关, 要计算一个岩石的变质过程, 二者缺一不可。

近来化学热力学在变质作用中的应用已经构成了从理论 - 实验 - 测试 - 计算的完整体系, 追索变质作用的动力学过程。

3 变质岩中的结构演化

与热力学在变质作用中的应用相比, 应力作用对变质作用的影响研究不够深入。

Harker(1932)基于野外观察, 提出应力和反应力矿物的概念, 并未得到后来实验资料的支持。应力作用如应变能的积累、使颗粒减小增大表面能等对变质反应都是非常重要的; 剪切应力的垂直分量可以起静水压力的作用, 称为构造超压, 有人认为它是岩石发生低温高压变质作用时的重要因素。但是在地下深处, 岩石处于塑性流变状态, 应力对变质作用的影响不大。因此, 除非在一些特殊条件下, 大多数剪切应力都仅是一个简单的增量, 对静水压力不会有更大贡献。

变质地质学研究中的一个最显著进展是通过变质岩石的结构分析追索变质作用过程。一个完整的变质过程可以包括几个结晶作用和变形作用事件, 如在持续升温过程中, 一个变质岩石可以在几个不同的构造幕中遭受变形改造, 因此一个构造幕所持续的时间要比变质事件短。在不同变质地区, 结晶作用和变形作用的相互关系不同, 例如, 在阿尔卑斯地区, 首先产生变形作用形成一系列巨大的构造岩片, 然后伴随晚期横向褶皱作用, 发生绿片岩相和亚绿片岩相区域变质作用。相反, 在比利牛斯低压变质带中, 含有堇青石的角闪岩相变质作用发生在第一次变形之前。

值得注意的是变质岩中一些常见的结构关系如某些变质矿物切割岩石的主片理、变斑晶中出现其他矿物或同种矿物的包裹体、以及出现不同世代的矿物等, 常常反映一个的变质作用过程, 而不是代表多期变质作用。

变质岩石的构造如片理、劈理、线理、矿物的动力结构如变形双晶、变斑晶的拖尾、膝状消光等对确定一个变质历史中变形与结晶作用的关系是必不可少的, 当然要结合野外的宏观考察。在过去的25年中, 在岩石组构的研究方面, 得到了很大的进展, 但仍存在很多问题。目前我们并不知道如何从一组现存的显微组构推测其变形过程。但希望在将来, 象变质相分类那样, 利用显微组构的观察和各种变质地区的所见, 提出一个行之有效的推测模式 (Borradaile et al., 1982)。

变质岩石矿物组合的基本单位称为结构域, 它有多种形式。如某些结构域总体上是平衡的, 出现多边镶嵌, 而在另外一些结构域中矿物之间的出现反应关系, 可用于推测变质条件的演化。因此, 在所研究的结构域中, 对化学平衡的认识, 尤其是在应用连续反应估算变质条件时, 对冷却过程中的再平衡机理的认识是很重要的, 因为地质温压计所记录的是变质反应停止的“凝固温度”(frozen temperature)或封闭温度, 它低于变质作用的峰期平衡温度。

应用地质温压计估算变质条件的基本前提是所涉及的结构域达到平衡。如何检验是否达到平衡呢? 一般考虑以下几个方面: (1) 检验共结线, 一个完好的平衡组合如一对石榴石-黑云母组合具有Fe/Mg比等比例变化, 二者间的共生线不能相交(图1a), 否则矿物之间就会发生变质反应; (2) 检验薄片元素分配的均匀性, 确定同一薄片内几组矿物对之间的平衡常数 K_{eq} 是否相同; (3) 考虑区域地质情况, 所得到的PT条件对区域变质事件是合理的。

图1 AFM图解, 表示了连续反应中平衡条件和Fe、Mg在再平衡机理
Fig. 1 AFM diagram showing the equilibrium condition and the effects of mechanism of reequilibrium of Fe and Mg in the assemblage of continuous reactions
(a) 交换反应中的平衡组合; (b) 退化交换反应; (c) 退化纯转换反应, G1、G'1、B1、B'1为冷却过程中石榴石和黑云母的理想成分(据Spear, 1989 修改)

在冷却过程中, 矿物之间的再平衡反应有两类:

(1) 交换再平衡反应, 仅指两种矿物之间两种离子的交换反应, 如:

$\text{FeMg-1 (石榴石)} = \text{FeMg-1 (黑云母)}$

冷却过程中, 随着反应的进行, 石榴石更富铁, 黑云母更富镁, 其结果是使共生线象图1b中所示的那样转动, 石榴石的表面为了适应与黑云母之间的成分变化而出现晶内扩散, 从而形成石榴石的环带。因此由矿物边部成分G2和B2得到的再平衡温度总是低于由石榴石的核部成分G1和基质中的黑云母B1所得到的峰期变质温度。

(2) 纯转换再平衡反应, 如反应:

石榴石 + 钾长石 + H_2O = 夕线石 + 黑云母 + 石英

在等压冷却过程中, 随着反应的进行, 石榴石和黑云母都更富铁, 其结果是使AFM图解上的石榴石-黑云母-夕线石三角形向更富铁方向移动(如图1c)。由于这一反应消耗Fe-石榴石, 同时与其他矿物平衡的石榴石成分也发生变化, 因此就产生了一个具有均匀成分梯度的扩散环带。再平衡温度可以从G2(边)和B2(基质)计算得到, 而B1的成分是测不到的, 无论黑云母是否与石榴石接触。

4 变质作用的PTt轨迹

变质作用PTt轨迹的研究是变质地质学的最新进展, 根据热传导理论和现代热力学的原理, 把变质过程中的热体制和构造作用联系起来, 反映变质作用的动力学过程。自80年代以来, 很多学者如Oxburgh & Turcote(1974), England & Richardson(1977), Enland & Thompson(1984), Zen E-an(1988), Sandiford and Powell(1986), Bohlen(1987), Peacock(1989)等作了大量工作, 取得了丰硕成果。一般变质作用PTt轨迹的研究包括两种方法: 正演模拟和反演模拟。

4.1 正演模拟

正演模拟以热传导方程为基础模拟变质过程中的热传导机理。常用的为简单一维热传导方程(Carslaw & Jaeger, 1959):

$$dT/dt = k d^2T/dz^2 - u dT/dz + A/c_p \rho$$

式中 z —深度; k —岩石的热导率; A —单位岩石体积中的放射热量; c_p —等压热容; ρ —岩石密度; u —相对 $z=0$ 平面介质的垂直速率。

从热传导方程可以看出变质作用温度随时间的变化取决于三种因素: 热传导、热源和热凹(heat sources and sinks)、和热对流。

热传导的基本Fourier方程为 $dT/dt = k d^2T/dz^2$, 表示直接来自变质区之下的结晶基底和地幔的热流向上传导, 形成传导型地热构造。通过传导使岩石加温或冷却的速率取决于岩石的热导率 k 和地热梯度随深度的变化 d^2T/dz^2 。

热源和热凹, 岩石中的热量可以通过热源和热凹产生或消耗, 最重要的热源是K、U、Th等放射性元素的衰变热, 作用的时间尺度为若干百万年, 此外如岩浆活动、变质反应的热效应也是很重要的, 在地壳浅部应变热也不应忽视, 但它随深度增加而减弱。

热对流(advection)是指热通过运动的介质传递, 用 $u(z,t)dT/dz$ 表示。变质地区中可能出现的热对流型式有: 由于埋藏和抬升出现构造热运移, 岩浆底辟作用出现岩浆热运移, 流体注入产生流体热运移等。

热传导和对流机制的区分, 以用在无量纲的热对流方程中的Peclet指数作为标准:

$$\text{Pe} = u_0 l / k, \text{ 式中 } l - \text{为特征长度}$$

一般地, 热传递以对流为主时, $\text{Pe} > 1$, 以传导为主时 $\text{Pe} < 1$ 。

England and Thompson(1984)系统地计算了在具有不同热参数和抬升速率的造山带中, 由于不同的地壳加厚模式(包括地壳逆掩加厚、地壳均匀加厚和岩石圈均匀加厚三种类型)所出现的变质作用的PTt轨迹(见图2)。

图2 地壳均匀加厚区的PTt轨迹和变质相系(England and Thompson, 1984)
 Fig. 2 PTt path of the homogeneously thickened crust and metamorphic facies series
 T_{∞} - 稳态地热曲线, T_e - 地壳加厚前的瞬间地热曲线, T_0 - 初始稳态瞬间地热曲线
 And-Sil - 低压相系, Ky-Sil - 中压相系, Gln-Sil - 高压相系; 粗线为不同深度的PTt轨迹

在他们的计算中, 基于以下几点基本假设对热传递方程做了简化和限制, 这些假设包括:

- (1) 未考虑变质前的热构造和结晶基底的热体制, 初始条件为稳态的传导体制, 并且造山作用并不改变上地幔的热供给;
- (2) 未考虑区域变质作用和造山作用中出现的深熔作用和同造山花岗质岩浆的侵位;
- (3) 假设地壳加厚是在瞬间完成的, 因此未考虑岩石埋藏过程的PTt轨迹;
- (4) 热对流仅由与抬升速率变化有关的构造热运移产生, 未考虑由流体运移和岩浆底辟等产生的热对流, 因为它们仅影响局部地区。

因此, 在England & Thompson (1984) 的一维模型中, 控制地壳加厚区热构造的主要因素是来自下部结晶基底和地幔的热传导, 放射性元素的分布、剥蚀速率及地壳的热导率等因素。所计算的PTt轨迹表明地壳由于瞬间加厚作用产生热扰动之后, 地壳的热构造开始松弛, 岩石在达到最大压力之后达到最高温度, 因此变质PTt轨迹在压力轴向下的P-T图解上构成反时针环。当回返开始时, 压力不断降低, 地壳抬升减薄, 经过数十个百万年后达到正常厚度。当剥蚀速度很快时, 可出现绝热减压轨迹。抬升过程中, 温度不断降低, 直到达到稳态地热体制, 在这一过程中岩石都会遭受退化变质作用。

正演模拟的目的在于用简单的模型阐述大陆造山带的热演化, England & Thompson (1984) 已经注意到大陆碰撞带中构造作用的复杂性, 但并未包括到这种正演模拟中。他们指出“...热传递方程的解适合于造山带的最低条件, 对一具体变质带来说, 虽然可引入在地质上能够把握的、更复杂的因素, 但这会导致物理上一些难以预测的结果”。Haugerud & Zen(1991)认为这种正演模拟没有包括一些控制热构造的重要因素, 如①深熔作用、岩浆运移和深成作用; ②富水流体的运移; ③变质脱挥发份作用和流体运移; ④放射性热源的移动; ⑤应变热; ⑥二维定量模型。Lux et al. (1986) 也指出这种地壳加厚区的热传递方程仅适合于巴洛型变质区, 并不适合于多发生于地壳减薄区的很多低压变质带。

地壳减薄作用是另一种重要的构造机制, 也称为伸展作用, 发生于几种地质环境中。地壳伸展引起软流圈上隆, 产生异常高的底部热流, 引起变质作用、深熔作用和花岗质岩浆的生成。在这些地区由于构造引起的热扰动和热松弛的演化历史与地壳加厚区明显不同。到目前为止, 还不象地壳加厚区那样有适合的热传导方程。有些学者定性地阐述了地壳减薄区的变质作用PTt轨迹, 如Wickham & Oxburgh(1985)以比利牛斯的海西期变质带为例简要地讨论了大陆裂谷作用和低压相系之间的联系; Sandiford & Powell (1986)讨论了地壳的伸展作用与麻粒岩相变质作用的关系(见图3)。

图3 深部地壳伸展型麻粒岩区的定性PTt轨迹 (Sandiford & Powell, 1986)

Fig. 3 Qualitative PTt paths for a granulite region of deep crustal extensional regime
上图中A - 地壳最薄、热扰动最大处, B - 岩石圈最薄、热扰动最大处, C - 初始地热曲线
A' - 挤压最强、地热扰动最大处, 箭头线 - 地壳底部岩石的PTt轨迹, 它们均返回到初始稳
态地热曲线上; 点线环 - 伸展剖面上的地壳底部所达到的最高温度; 左图 - 轴对称伸展; 右
图 - 不对称伸展

总的来说, 与地壳伸展伴随的深部地壳变质作用会产生麻粒岩相。这种变质作用的显著特征是出现等温降压 (IBC) 型轨迹, 表明在未加厚的地壳中出现了明显的热扰动。

一般来说, 正演模拟在变质作用PTt轨迹中起主导地位, 要使其进一步完善化, 注意以下几点: ①前寒武纪地块, 尤其是早前寒武纪变质区的模拟与造山带明显不同, 因为在这些地区变质岩石是大区域分布的; ②深熔作用和岩浆运移无论对碰撞构造和裂谷环境都很重要; ③修改热传递方程, 使其更完善, 包括脱水反应、流体运移和应变热等一些有意义的因素。对于某些变质地区, 为了更详细地了解有关构造环境的信息, 可应用二维热传递模型。

4.2 反演模拟

反演模拟是一种从变质岩石中所记录的信息推测其PTt轨迹。其基本假设是因为变质反应的动力学过程往往比其热事件持续过程缓慢, 因此在一个或一组变质岩石中通过结构分析可以追索出一系列平衡状态, 利用这些记录确定变质作用的PTt轨迹。即利用一些结构关系包括矿物包裹体系列、反应结构和伴随流体注入产生的退变结构等, 借助于地质温压计和吉布斯方法, 结合同位素定年资料可以定量计算变质作用的PTt轨迹。

几类不同变质相系的PTt轨迹见图4:

图4 几种不同变质相系的PTt轨迹

Fig. 4 PT paths of some metamorphic facies series

粗线 - PTt轨迹; 虚线 - 稳态大陆地热曲线; a - Franciscan杂岩的蓝闪石片岩(Ernst, 1988); b - 扬子克拉通北缘的蓝闪绿片岩(Dong et al., 1996); c、c' - 典型的巴洛型; d、d' - 比利牛斯的Trois Seigneurs地块(Wickham & Oxburgh, 1987); e、e' - 美国Massachusetts中部(Tracy & Robinson, 1980), 细线 - 变质野外梯度; SGF - 亚绿片岩相; GF - 绿片岩相; AF - 角闪岩相; GF - 麻粒岩相; And - 红柱石, Ky - 蓝晶石, Sil - 夕线石

(1) 蓝闪石片岩型变质作用, 也称为高压相系, 出现蓝闪石 - 硬柱石组合, 以强烈下沉为特征。岩石迅速下沉到很大深度, 没有明显加热, 这一过程中出现很宽的递增变质带, 一般为亚绿片岩相, 并沿着与下沉过程相似的轨迹返回到地表。典型例子如中生代Franciscan杂岩 (图4a)。

(2) 蓝闪绿片岩型变质作用代表高压和中压相系之间的过渡类型, 以出现钠质闪石和绿帘石为特征, 属于绿片岩相范围。这种变质作用以扬子克拉通北缘元古代蓝闪石片岩带为代表 (图4b)。其PTt轨迹表明岩石快速下沉到中下地壳, 加热不明显, 在最高温度附近出现等压加热, 继而在上升时出现等热减压作用, 形成黑硬绿泥石和角闪石的蚀变等。结合区域地质背景, 推测这种变质作用出现在裂谷环境中, 高压变质作用是由于裂谷闭合时陆壳的A型俯冲所致。

(3) 中压相系, 称为巴洛型, 一般认为代表碰撞造山带的变质作用(图4中c), 这种变质作用发育很宽的递增变质带, 从绿片岩相到角闪岩相。在近于等温减压过程中, 其P-T轨迹通过或达到蓝晶石-夕线石区。有时, 中压相系可以与低压相系同时出现于一个造山带中, 如在苏格兰加里东带出现巴洛型和布恰型(Buchanan); 在美国Massachusetts中部的加里东带也出现这种类型, 其PTt轨迹见图4中c、c' (Tracy & Robinson, 1980)。该区变质岩石在Acadian造山期遭受变形, 出现多个变形期, 早期出现一系列推覆体, 然后出现背向褶皱作用形成复向斜, 最后为穹隆作用形成复背斜。在推覆体变形时, 近地表的冷岩石被埋藏到地下深处, 达到蓝晶石-夕线石区, 而在同一推覆体的上部, 相对较热的岩石持续加温, 达到红柱石-夕线石区。在背向褶皱阶段, 低压相系岩石下沉到深部, 形成顺时针轨迹(图4c'), 而原来埋在地下深处的岩石在穹隆阶段向上隆起, 形成反时针轨迹(图4c), 因此, 不同的PTt轨迹可出现于同一造山带中。类似的情况也见于新疆阿尔泰区的海西期变质带中(Dong et al., 1986)。

(3) 低压相系以出现红柱石-夕线石组合为特征, 有时出现堇青石或十字石, 变质时的地热梯度高, 通常伴随出现深熔作用、混合岩化及同构造花岗岩, 其PTt轨迹以比利牛斯的海西期变质带为代表(图4d-d')。其构造成因虽有争论(Wickham & Oxburgh, 1987; Lux et al., 1986), 但所有工作都表明这种变质作用发生于伸展型构造环境。

低压变质时的地热梯度可达到50-150°C/km, 这种异常高的地热梯度可能与几种原因有关: ①地幔热流增加; ②由于壳源流体和地下深熔岩浆的加热; ③由于深熔熔体或地幔流体的对流加热。因此, 这种高的地热梯度可以产生在不同的构造环境中。

(4) 麻粒岩区的变质作用以高温变质作用为特征, 广泛的麻粒岩相岩石构成大陆结晶基底, 时代为早前寒武纪。一般代表下部地壳, 多由基性岩石(现为麻粒岩)和灰色片麻岩杂岩组成, 并在其变形和变质之后, 长期驻留在中、下部地壳中。很多地区的PTt条件表明其平均的地热梯度为35°C/km。

麻粒岩区的变质历史是非常复杂的, 从加热到冷却出现明显的旋回性。通常其PTt轨迹有三个端元类型(见图5): ①顺时针轨迹(CW轨迹), 其最高温度晚于最高压力, 初始退变轨迹为等热减压型(ITD), 相当于陆-陆碰撞环境(Ellis, 1987; Harley, 1989); ②反时针轨迹(ACW轨迹), 其最高温度早于最高压力, 初始退变轨迹出现等压冷却型(IBC, Bohlen, 1987); ③退变轨迹为IBC型(Sandiford & Powell, 1986), 后两种类型可出现于岩浆底板垫托和伸展环境。

图5 麻粒岩区可能出现的PTt轨迹(Bohlen, 1991)

Fig. 9 Possible PTt paths in granulite terrains
a - Harley, 1989; b - Bohlen, 1987; c - Sandiford & Powell, 1986; d - Ellis, 1987; 实线 - 麻粒岩区的峰期温度; 虚线 - 地热梯度; And - 红柱石; Ky - 蓝晶石; Sil - 夕线石

变质作用PTt轨迹的反演模拟使热传递机制和构造环境的关系更为明确, 划分了一些特征的构造环境, 如: 碰撞造山带、地壳伸展区、岩浆增生或底板垫托区等, 探讨了变质过程中深熔作用的影响。通过反演模拟, 发现PTt轨迹上的一些特征部分如等压冷却(IBC)和等热减压(ITD)要比简单的“顺时针”和“逆时针”等更为重要, 虽然后者在区分不同类型大陆碰撞造山带时比较流行(Brown, 1993)。

变质作用PTt轨迹的研究, 虽然硕果累累, 但仍处于初始阶段, 很多重要的问题仍不

清楚。包括正演模拟所用的基本方程还不适合代表下部地壳的麻粒岩区和大多数出现深熔型花岗岩的变质地区；反演模拟所关注的如何区分各种构造环境中的热传递机制，还有待于进一步深入。在地质动力学和大陆地壳演化的热传递理论方面还有着广阔前景。因此，理论分析、相平衡实验和测试技术等有必要进一步完善和改进。地质和岩石学家们也需要认真工作，以避免出现不精确和无意义的结果。正如Haugerud & Zen(1991)所述：“岩石没有撒谎，但我们的疏忽经常让我们舍本逐末、不得要领”。

REFERENCES

- Bohlen S R. 1987. Pressure- temperature - time paths and a tectonic model for the evolution of granulites. *Journal of Geology*, 95: 617 - 632
- Bohlen S R. 1991. On the formation of granulites. *J. metamorphic Geol.*, 9: 223 - 229
- Brown M. 1993. P - T - t evolution of orogenic belts and the causes of regional metamorphism. *Journal of the Geological Society*, London, 150: 227 - 241
- Borradaile G J, Bayly M B and Powell C. McA. (eds) 1982. *Atlas of Deformational and Metamorphic Rocks*. Fabrics. 17 - 21. Springer-Verlag, New York
- Carlisle H S and Jaeger J C. 1959. *Conduction of Heat in Solids*. Oxford University press, New York
- Dong S B. 1990. The general features and distribution of the glaucophane schist belts of China. *Acta Geologica Sinica*, 3: 273 - 284
- Dong S B. 1993. Metamorphic and metamorphic domains of China. *J. Metamorphic Geol.* 11:465 - 487
- Dong S B, Shen Q H, Sun D Z and Lu L Z. (eds) 1986. *Metamorphic Map of China*, 1:2 500 500. Explanatory Text. Geological Publishing House, Beijing
- Dong S B, Cui W Y and Zhang L F et al. 1996. The Proterozoic Glaucophane-Schist Belt and Some Eclogites of North Yangtze Craton, China, 82 - 85. Science Press, Beijing
- Ellis D J. 1987. Origin and evolution of granulites in normal and thickened crust. *Geology*, 15: 167 - 170
- England P C and Richardson S W. 1977. The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *Journal of Geological Society of London*. 134: 201 - 203
- England P C and Thompson A B. 1984. Pressure - Temperature - Time paths of regional metamorphism, part I and II. *J. Petrol.* 25: 894 - 955
- Ernst W G. 1988. Tectonic History of subduction zones inferred from retrograde blueschist P - T paths. *Geology*, 16: 1081 - 1084
- Essene E J. 1989. The current status of thermobarometry in metamorphic rocks. In: Daly, J. S., Cliff, R. A. and Yardley, B. W. D.(eds), *Evolution of metamorphic Belts*. Geological Society, London. Special Publications, 43: 1 - 44
- Fraser J A and Heywood W W. 1978. Map of the Canadian Shield, 1 : 3 500 500. Geol. Surv. Can.
- Greenwood H J. 1962. Metamorphic systems involving two volatile components. *Carneigie Inst. Wash. Yearbook*, 61: 82 - 85
- Grubenmann U and Niggli P. 1924. *Die Gesteinsmetamorphose*. Bornträger, Berlin
- Harker A. 1932. *Metamorphism*. Methuen, London
- Harley S L. 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geol. Mag.* 126 (3): 315 - 247
- Haugerud R A and Zen E -an. 1991. An essay on metamorphic path studies or Cassandra in P - T - t space. In: *Progress in Metamorphic and Magmatic Petrology: a Memorial Volume in Honor of D. S. Kozhinsky* 12: 323 - 348
- Lux D R, Yoreo S J, de Guidotti C V and Decker F R. 1986. The role of plutonism in the formation of low-pressure metamorphic belts. *Nature*, 323: 794 - 797
- Miyashiro A. 1961. Evolution of metamorphic belts. *J. Petrol.* 2: 277 - 311
- Oxburgh E R and Turcotte D L. 1974. Thermal gradients and regional metamorphism, in overthrust terrains with special reference to the eastern Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 54: 641 - 662
- Peacock S M. 1989. Thermal Modelling of Pressure - Temperature - Time paths: A Forward Approach. Short Course in Geology 7. American Geophysical Union, Washington D. C., 57 - 102
- Saggerson E P (ed) 1978. *Metamorphic Map of Africa*, 1 : 10 000 000, with Explanatory Text. CGMW/CCGM - Unesco, Paris
- Sandiford M A and Powell R. 1986. Deep crustal metamorphism during continental extension: ancient and modern examples. *Earth and Planetary Science Letters*. 79: 151 - 158
- Sobolev V S, Sobolev N V and Dobretsov N L. 1978. *Metamorphic Map of Asia* 1 : 5 000 000. Institute of Geology and Geophysics, Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences, Novosibirsk, USSR (distributed by Pergamon Press, Oxford)
- Spear F S. 1988. The Gibbs method and Duhem's theorem: The quantitative relationships among P, T, chemical potential, phase composition and reaction progress in igneous and metamorphic systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99: 249 - 256

- Spear F S. 1989a. Petrologic Determination of Metamorphic Pressure - Temperature - Time Paths. Short Course in Geology 7. American Geophysical
- Spear F S. 1989b. Relative thermobarometry and metamorphic P - T paths. In: Daly, J. S., Cliff, R. A. and Yardley, B. W. D., (eds), Evolution of Metamorphic Belts. Geological Society, London. Special Publications. 43: 63 - 81
- Spear F S, Ferry J M and Rumble III D. 1982. Analytical formulation of phase equilibria: the Gibbs method. In: Ferry, M. (ed), Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria. Mineral. Soc. Am. Rev. Mineral., 10: 105 - 152
- Thompson J B Jr. 1982. Reaction space: an algebraic and geometric approach. In: Ferry M., (ed), Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria. Mineral. Soc. Am. Rev. Mineral. 10: 33 - 52
- Tracy R J and Robinson P. 1980. Evolution of metamorphic belts: information from detailed petrological studies. In: Wones, D. J., (ed), The Caledonides in U. S. A. Va. Polytech. Inst. State Univ. Mem. 2: 189 - 195
- Turner F J. 1981. Metamorphic Petrology: Mineralogical, Field, and Tectonic Aspects, second ed. 211 - 243. McGraw - Hill book Company, New York
- Tyrrill G W. 1926. The Principles of Petrology, 253 - 256. Methuen, London
- Vallance T G, D'Addario G W, Stewart A J, Mitchell J E, Stolzaker J F and Microjczak A S. 1983. Metamorphic Map of Australia 1 : 5000 000. Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Department of Resources and Energy, Australia
- Verhoogen J. 1980. Energetics of the Earth. National Academy Press, Washington D. C.
- Wickham S M and Oxburgh E R. 1985. Continental rifts as a setting for regional metamorphism. Nature, 318: 330 - 333
- Wickham S M and Oxburgh E R. 1987. Low-pressure regional metamorphism in the Pyrennes and its implications for the thermal evolution of rifted continental crust. Philosophical Transactions of the Royal Society, London. A321: 219 - 242
- Winkler H G F. 1976. Petrogenesis of Metamorphic Rocks, fourth ed., 28 - 30. Springer-Verlag, New York
- Zen E-an. 1988. Thermal modelling of stepwise anatexis in a thrust thickened sialic crust. Trans. Roy. Edinburgh, 29: 223 - 235
- Zwart H J. 1967. The duality of orogenic belts. Geol. en Mijnb., 46e(8): 283 - 309
- Zwart H J, Sobolev V S and Niggli E. (ed) 1978. Metamorphic Map of Europe, 1 : 2 500 000, with Explanatory Text. Leiden

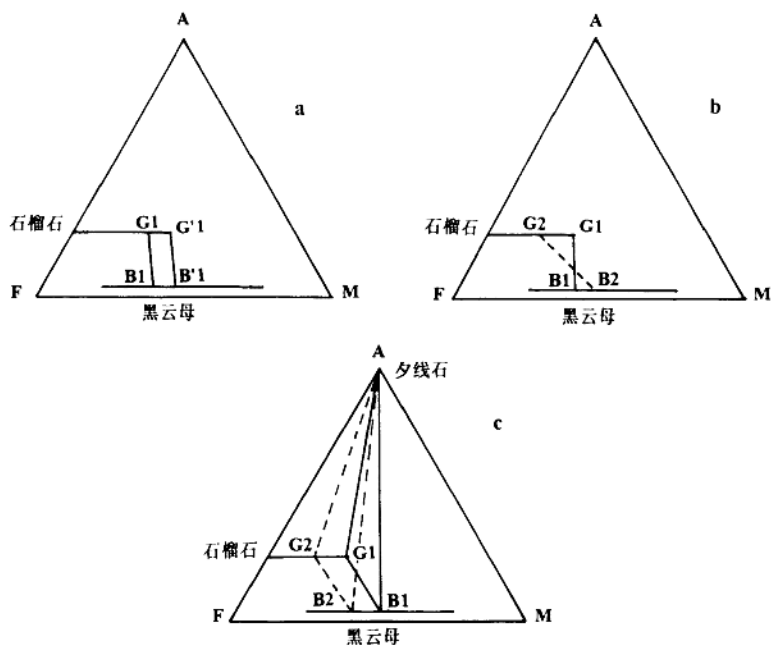


图 1

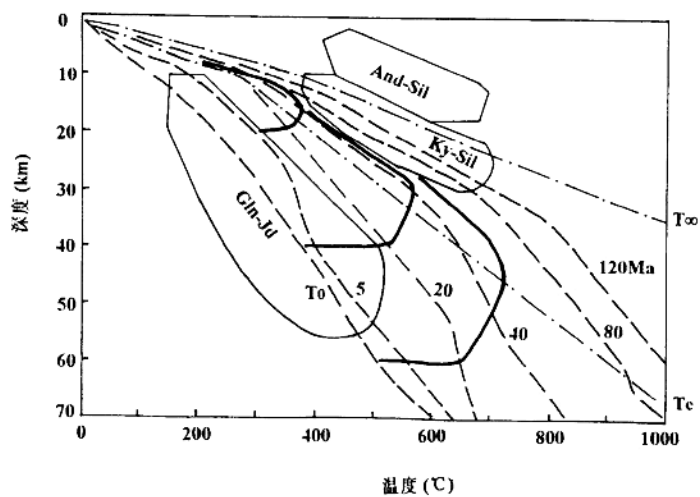
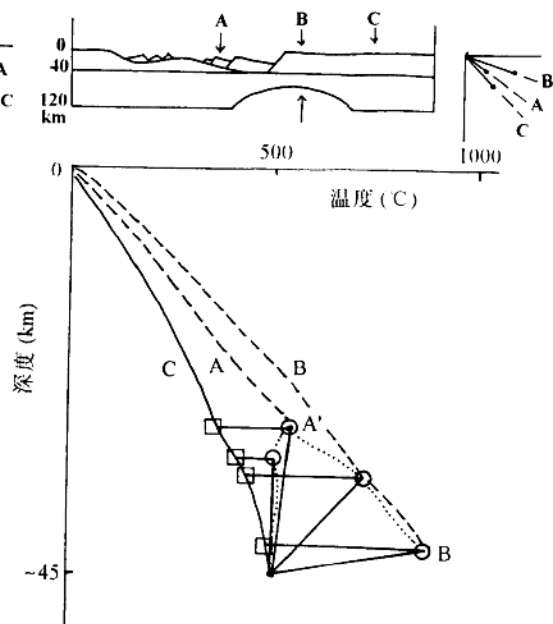
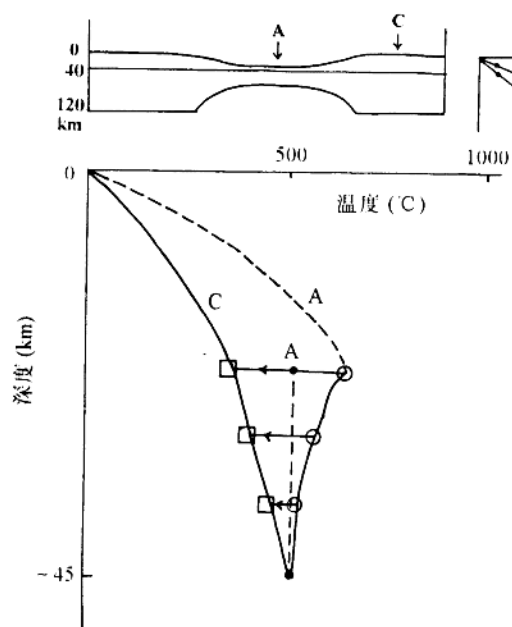


图 2



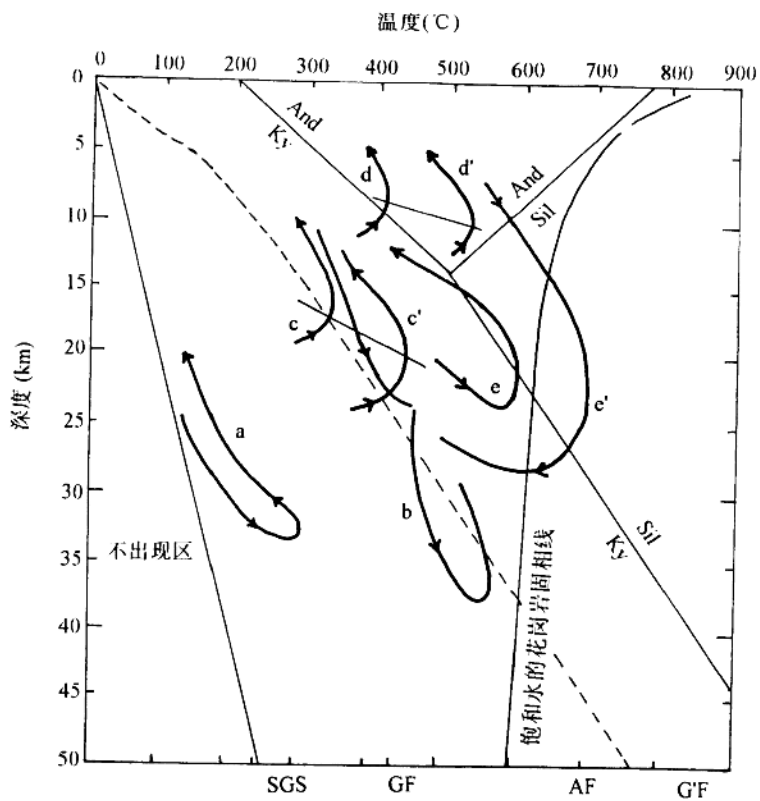


图4

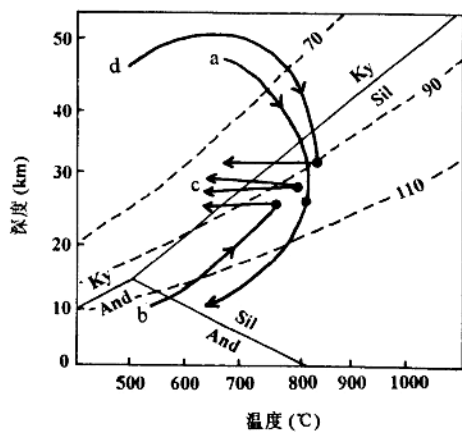


图5