

# 变质作用类型划分初议

董申保

(长春地质学院)

## 一、变质作用的概念

变质作用是一种重要的地质作用。它所形成的变质岩在地壳上分布很广，组成了各种类型的变质区，包括大陆的结晶基底，各个时期的变质活动带和一部分大洋地壳，甚至还包括了部分上地幔岩石。这些变质区往往由结晶片岩所组成，它们是由原有的地壳岩石经过温度的升高或压力的加大，或二者联合所产生的变化而形成的。通过分析和归纳不同变质区的特征，诸如结晶片岩的岩石组合、构造变形、区域分布、原岩建造及其所处的大地构造环境等方面的研究，变质作用可定义如下：

变质作用是与地壳发生和成长密切有关的一种地质作用。在地壳发生及演化过程中，由于地球中内力的变化，特别是上地幔对于地壳的影响，区域热流和构造应力有所变化，引起了一系列物化条件的改变。这种改变使得原有的地壳岩石从原岩组分、矿物组合和结构构造等方面进行了调整。这种转化作用称为变质作用，所形成的岩石称为变质岩。

第一个系统地提出变质作用定义的是莱伊尔(1833)。他认为变质作用是内生成因的热力学作用的总和，它使原岩经过这一转化，通过重结晶、结构构造的改变以及有时有新物质的加入，变为新的具有其特征的岩石类型(大意)。这一概念大致总结了当时野外观察的特征，具有朴素的唯物论性质，所以至今仍为大多数人所习用。莱伊尔正确解释了变质作用这一名词(原文metamorphism相当于转化transform)，把这一作用看成是岩石在新的内生条件的转变作用，从“水成”可通过这一变化为“火成”(见R. R. Read的著作)，这一观点在当时“水火之争”的年代也是有其特点的，但是，这些概念并未得到进一步的发展。直至50年代末，尽管变质作用的研究在局部地区和热力学的应用方面取得了显著的成就，但总的来说，变质作用还是在地质上被看作是造山带中岩浆作用和构造作用的派生作用，在岩石上被看成仅是物化条件变化的产物，并经常依附于岩浆作用。关于它的形成的基本原因及其与地壳变化的关系则很少得到阐述。

根据目前的材料，对变质作用的认识有以下几点值得提出：

1. 变质作用与地壳的发生和发展有关，特别是当地幔与地壳相互作用时，能导致变质作用的发生，在这方面近代的板块构造学说曾对变质作用的发生有所解释。

2. 变质作用、岩浆作用和构造作用的联系服从于地壳发生和成长的总的过程，并受地幔和地壳的相互作用所支配，它们都是在地壳发展过程中所呈现的特定的地质作用，三者是平行的，但在不同情况下又呈现了不同的内在联系。

3. 变质作用所产生的变质岩是一种转化岩石, 原岩的组分在内生条件下呈现出一定的活动状态, 从变质的固体结晶到部分组分重熔(溶)和再生活动, 最后才变为中酸性岩浆作用形成的岩石。前者的变化属于广义的变质作用(包括混合岩化作用)。广义来说, 变质作用也可看成是水火之间的转化作用。

关于变质作用的范围和界线, 各家有不同的看法。一般来说, 变质作用的范围限制在风化带和胶结带以下的一定深度内, 同时岩浆结晶作用以及结晶以后的现象(如自变质与热液蚀变)都应排除在变质作用之外。

#### 1. 关于成岩作用和变质作用之间的界线

成岩作用指沉积岩形成过程中所发生的变化, 它与变质作用开始时的界线不太好区别。目前一个重要的标志是矿物组合, 它们能反映变质作用的起始或最低限, 而在成岩作用中则没有被发现。据现有资料来看, 只有某些少数岩石适宜于这一条件, 而在不同的岩石类型中, 第一次出现的变质矿物组合(不存在于成岩作用的范围)如叶腊石、钠云母等常有可能不代表变质作用的最低限。当前, 变质作用的最低限的矿物组合在一定压力下是浊沸石, 在稍高压下是硬柱石。根据实验室材料(讨论见后), 变质作用的最低温度大致稍低于 $200^{\circ}\text{C}$ , 此外伊利石(illite)的结晶度也可做为测量变质作用的最低限的依据, 当伊利石的结晶度达7.5(KuBer的级别)时, 可能属于最低级(Frey和Nissli, 1971)。

板岩有时属于成岩作用范围, 由泥质岩石失水形成, 一般也认为是变质作用(动力变质)的开始, 因此不能完全做为变质作用的依据。

#### 2. 关于岩浆作用与变质作用之间的界线

岩浆和变质岩的界线一般来说比较容易分辨, 问题在于花岗质岩石。目前的意见, 凡是与变质作用有密切关系属于混合岩化作用形成的花岗岩归入变质作用范围, 岩浆结晶花岗岩归入岩浆作用范围, 实验室测定的重熔曲线仅代表重熔(溶)的开始, 应属于变质作用范围。

岩浆期后的热液变化, 意见不很一致, 一般看法是接触交代现象与接触变质有关, 属变质作用; 岩浆期后热液蚀变属岩浆作用; 岩浆结晶时的自变质有的认为属变质作用, 有的认为属岩浆作用, 看来以属岩浆作用为宜, 因为它们和岩浆结晶作用有密切的联系。

变质作用的范围大致可确定如下:

(1) 温度: 介于 $200^{\circ}\text{C}$ — $900^{\circ}\text{C}$ , 在较高温度下可出现混合交代现象直至混合花岗岩。

(2) 压力: 一般指岩石的负荷压力, 一般从几百巴(b)到13—14千巴(Kb), 按深度计算约1.5—40公里以下。

(3) 应力: 没有确切的数值, 在变质作用中所占的地位不尽相同, 在动力变质类型中占有主要地位。

## 二、变质岩石区的特征

按照地区特点, 大致可分为:

### 1. 前寒武纪结晶基底

一般认为前寒武纪的变质岩是组成大陆的结晶基础, 它们出露于地表者称为地盾或地

块,有时统称陆台(Craton)。地盾是由几个不同构造单元的变质岩系组成的,具有广大面积的变质区,他们通常组成大陆的核心,面积常在百万平方公里以上。经过变质后,地盾成为稳定的陆台,部分地区后期有较薄的平缓的地层沉积,以后无造山运动和岩浆活动。标准的地区有波罗的地盾,加拿大地盾等。地盾在习惯上属于前寒武纪,但实际上,有些地区在古代早期甚至太古代晚期,变质作用就已结束,形成地盾;有些则直至古生代以后,才趋于稳定。因此对各个不同的地盾区来说,不能都看成是前寒武纪同一时期形成的。

与地盾性质相近的是地块(Massive)。地块一般较地盾小,地块上的变质作用虽已结束,但地区的稳定性较差,后期有较厚的地层沉积,有明显的造山运动,较大的断层切割和强烈的岩浆活动,有时局部还可以叠加一些小的变质带,我国华北和东北南部的前震旦纪变质区具有这一特征。

前寒武纪结晶基底,特别是一些古老地盾中蕴藏着丰富的矿床,其中如Au、U、Fe、Mn、Cu、Pb、Zn、Ag、Ni、Cr、Co、Pt、云母、石棉、菱铁矿、石墨以及Li、Be、Nb、Ta等在世界上都是名列前茅的。

## 2. 变质活动带

属于线型延伸的活动带,目前往往成为造山带出露于地表,有些与大的山脉走向一致。它通常是由一个变质相系或一双变质相系所组成。时代以下元古代起一直到中、新生代,并且可能与某些近代变质区有联系。这些活动带在大陆上一般表现为围绕前寒武纪地盾分布,有时还有随时间而向外迁移的特点。此外,它们也有一些是斜切稳定陆台而延伸的,这种类型更多地与原有稳定陆台因碎裂而解体,形成另一新的陆台体系有关。中生代以来,大陆漂移明显,有些年青的活动带往往沿大陆边缘或在岛弧带内分布。

变质活动带的分布表明由于新的变质活动带不断出现,并大致沿原有结晶地壳外围活动,这些活动导致了大陆地壳的不断增长(accretion of continental crust),因此区域性变质作用在地壳演化上是起了把活动的地槽带转化为稳定的大陆结晶地壳的作用。

变质活动带内的矿床具有多样化的特点,包括受原岩控制的层控矿床一直到真正的岩浆热液矿床,重要的有Cr、Ni、Co、Fe、Ca、Pb、Zn、W、Sn、Mo以及一些稀土元素矿床,其中区域变质期间以及以后的接触变质交代矿床占有一定的比重。

## 3. 洋底变质带

近代大洋底部由玄武质岩石和上覆的深海沉积物所组成,它们的下边可能是变质的玄武岩和辉长岩。根据现有资料,洋底变质岩全部为变质基性岩石。变质作用主要发生于大西洋中脊和印度洋中脊附近的中谷、断块山以及转换断层附近,可能是中脊下面高热流所引起的低压区域变质作用,由于海底扩张的原因,上升的变质岩不断向侧向移动,因而形成了洋底变质带。

## 4. 近代变质区

近代发生的变质区主要位于活动的岛弧带和大洋中脊的下面,它们的特征是高的热流和伴有热水活动的地热异常区。一些地区如加利福尼亚湾北部的萨尔顿海区(Salton sea)的渐新世和第四系的沉积物受上升热水液体的影响变为绿片岩相的岩石组合(Muffler and White, 1969)。大洋中脊的变质作用有时可达角闪岩相,一般都不见有片理化出现。

此外,还有一些高值热流区如卤牙利盆地,它们的下面(根据钻探结果)大致形成一

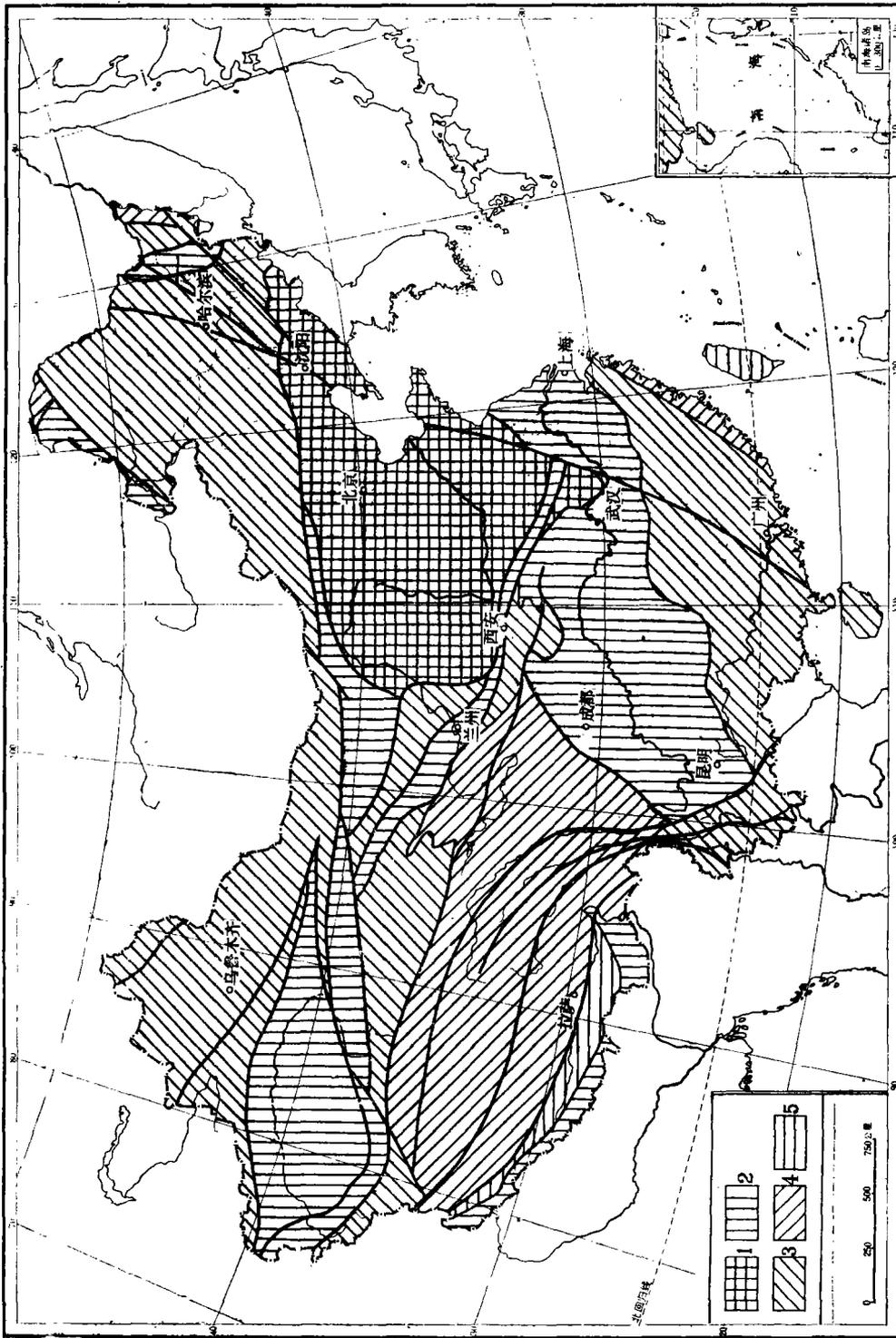


图 1 中国变质岩系分布图  
 1—太古代、早元古代为主形成；2—中晚元古代为主形成；3—古生代为主形成；4—中生代为主形成；5—新生代为主形成

些热穹窿, 最高地热增温率是 $70^{\circ}\text{C}/\text{KM}$ , 这些地区也可能有变质作用的发生。

我国的变质区的大致分布见图1。

除了上面所说的各种变质岩石区外, 还有一些局部的接触变质带和动力变质碎裂带, 它们可叠加于变质区和非变质区之上, 这些变质带可能代表一个变质旋回的最后阶段, 由区域性的变质作用转向为局部线状或点状的集中。近年来提出的冲击变质作用 (impact metamorphism) 是另一种类型的变质作用, 是在月球暗海盆地 (maria basin) 所见到的, 由陨石冲击而产生的一种高压碰撞变质作用。这种陨石碰撞口称为月坑, 直径大小不等, 大的可达 $240\text{KM}$ 。有些人认为, 这类变质作用对于原始地壳的形成, 特别是太古代绿岩带中超基性岩浆的产生与这一冲击引发 (impact triggering effects) 有关, 肖德贝里 (Sudbury) 镍矿床的形成也认为属于这种成因。

变质区内变质作用的形成主要是由于区域热流的变化和构造应力的加强, 二者在变质作用时期都可以发生, 但它们的关系并不密切。有时应力作用不占主要地位, 如洋底变质带和有些埋深变质区 (Burial metamorphic terrains), 埋深变质一般又称为造陆变质作用; 有时又以构造应力为主, 热流变化不占主要地位, 如区域动力变质区和绿片岩相变质区。但大多数情况下, 热流变化和应力作用都占有一定比重, 而热流变化往往是主要因素, 其中有的是由热流变化而产生的结晶作用在前, 也有的是热流变化的结晶在后, 瑞士阿尔卑斯区的变质即属于后者。

根据现在的资料来看, 区域热流的升高有多种来源, 但最主要的是两种:

(1) 地层中放射性同位素衰变时所放出的热能。放射性元素主要集中在外壳, 特别是上地壳的岩石中。这种热能随着时间的进展而发生, 但加热速度极慢, 在一个较长的时间内才能达到热力平衡所需的温度。另外它们随着最重要的放射性元素的半衰期的大小而变化, 例如 $\text{K}^{40}$ 在太古代时数量比近代高五倍, 它的半衰期 $T=1270\text{m}\cdot\text{y}$ 。因此, 前寒武纪时, 放射性热能要比以后为大。放射性热能的特点是: ①随着时间变化而减弱; ②呈均匀性分布; ③最高温度仅可达到高绿片岩相 (绿帘石角闪岩相) 的范围。

(2) 深部由重力分异而产生的热能。热能来自于地幔深部, 当地幔发生大的熔融体时, 便产生重力分异现象, 出现对流。一旦这一熔融体发展到某一阶段, 它们积累的热能破坏了对流的平衡, 热能可自深渊上升到地壳, 造成热流升高。它的特点是: ①热流值较放射热能为高, 能达到角闪岩相或麻粒岩相; ②区域热流变化随重力分异热能而变化, 因此变质作用在时间上具有旋回性特点; ③区域热流分布不均匀, 有时形成热构造, 边缘出现不同的递增变质带。

一个变质区的热流发展有一个过程。开始时热流通过热传导使这一地区的地热梯度加大, 由于热流来源不同, 有些地区表现为热流分布不均匀, 造成不同的递增变质带; 后期有时由于热流的进一步发展, 出现混合岩和混合花岗岩; 最后热流往往局限在某些构造隆起区域构造断裂带附近, 呈现为岩浆运动及其所产生的接触变质。有些地区, 它们还与后期来自上地幔的中酸性的钙碱性火山作用有一定联系。另外也有些地区, 变质作用可能完全受深度和放射性热能所影响, 形成较大面积的绿片岩相变质区、后期无混合岩化作用, 但有时也可有同构造期岩浆花岗岩, 这代表了另一种联系。总之, 在一个变质区中, 变质岩、混合岩和花岗岩组合是代表同一热流升高的不同发展阶段, 由于热流的途径和方式不

同,因此,它们的发展也有所不同。

强烈应力发生的地区常是造山带所在的位置,一部分造山带同时也是某些区域变质出露的所在,二者在空间上是一致的。强烈的应力作用一般出现于造山运动的主期,但在造山运动期前也有较强烈的应力分布(应力场),它们可影响变质岩石内部的变形。断裂的影响也是一个重要因素,一般的糜棱岩带是下一个造山旋回的产物,与区域变质作用无关,但有些蓝闪石片岩和大断裂关系密切,由断裂影响造成快速下沉。此外也还有一些变质作用是受裂谷(rift valley)体系的控制而产生的变质作用。

一般书上把变质区(带)称为活动带,有时还和造山带相混。我们认为,为了避免混淆起见,应该把这一名称加以明确。活动带应限于变质区(带)范围,它是热流异常区和构造运动带的结合,表明地壳的高度不稳定性,在不同的活动带中,二者可有主次和先后的区别,但大致发生于同一时期;而造山带则泛指由造山运动所形成的地带,是非变质区,无区域变质作用(仅有局部变质),造山带内构造运动和岩浆活动不完全是在同一阶段内发生,当时地壳的稳定程度要比活动带为高。

### 三、变质作用的分类

变质作用分类的目的是把变质区中出现的不同类型的变质岩组合进行综合分类,以便找出变质作用的内在联系,并以成因上来了解变质作用与其它地质作用的相互关系,因此,变质作用分类应是成因的分类。

四十年代左右的分类大多偏重于变质作用本身的描述,如区域变质、局部变质、接触变质、碎裂变质等等。成因上的分类较多的是按照物化条件的控制因素来划分,如热力、动力、热动力变质等,或者以化学组分的调正和变形的程度为依据,考虑到物化条件联合进行分类,如Eskola(1939)的分类。地质上的分类大多是直观的,也有用某一变质区为模型来划分的,如Grubenmann和Niggli(1924)的分类。看来,这一时期主要是积累资料和试图从变质作用的物化条件进行系统分类。

五十年代以来,由于几个方面的研究,特别是大面积的变质区的综合研究,加深了对变质作用与其它地质作用的了解。变质相系的研究推动了物化条件和地质环境的联系,洋底变质和月球上冲击变质的观察扩大了变质作用研究的范围,凡此种种都对变质作用分类起了重要的影响。一个以地质环境及其演化特征为基础的变质作用的分类正在得到广泛的承认。例如在区域变质中,Read(1951)提出了造山变质作用(orogenic metamorphism)和深成变质作用(Plutonic metamorphism);索波列夫等人(1974)提出了埋深变质作用(burial metamorphism)和热动力变质作用(thermodynamo metamorphism);都城秋穗(1972)把变质作用类型和板块构造联系起来。都城秋穗认为所有的板块结合处都可发生变质作用,聚敛板块产生区域变质,分散板块产生洋底变质,板块间转换断层与糜棱岩带有关(当然并非所有糜棱岩带都是转换断层形成的)。变质作用的类型决定于板块的厚度、移动的速度、聚敛结合处的剪切作用等方面的因素。

我们认为变质作用类型的划分应考虑到变质作用的发生、发展的整体过程,它包含变质作用的起始状况、变质作用进行的物化过程以及变质作用的终了状况。它是一个相当长

的演化过程, 并受制于当时的大地构造环境及其演化, 在这一方面板块构造及变质相系的研究是一个好的开始, 并起了一定的推动作用。根据这一工作原则, 变质作用类型的划分应是一个综合分类, 以形成时的大地构造环境为其背景, 以变质作用的物化过程及与其它地质作用的联系为主要依据, 同时还应考虑到变质期后与变质作用有一定延续的岩浆作用或某些沉积作用的特征。具体划分要注意以下几点:

### 1. 变质作用前的原岩建造及其形成时的大地构造环境。

这方面包括原岩建造特征, 例如海洋地壳、深海沉积、复理土建造硬砂岩系、基性火山岩系、钙碱火山岩系、细碧角斑岩等等, 此外也包括它们形成时的地质环境, 例如地槽、中间拗陷、活动大陆边缘、边缘海盆地、岛弧、洋槽、大洋中脊等等。它们代表变质作用的起始状态, 它们形成的不同的地质环境影响着地下热流的分布和构造应力的变化, 因此也影响着变质作用的类型。

### 2. 变质作用的物理化学条件。这里包括温度、压力和应力的变化。要分出哪些是主导因素, 是温度还是压力, 还有它们的先后关系。要分出变质区属于单相变质区抑或是多相变质区(递增变质带), 一般单相变质区代表热流呈均匀分布状态, 例如绿片岩相变质区就有可能是受深度和放射性热能所控制的地槽下沉区, 而多相变质区则有可能是由深部热流上升所引起的“热构造”。在递增变质带中要区分出不同变质相系, 来说明温度压力梯度的特征。

### 3. 混合岩化作用和花岗质岩石。混合岩和花岗岩序列与变质作用有密切关系, 它们的出现标志着变质演化阶段中热流方面的突变, 花岗岩序列与变质作用类型在时间和空间上都有着密切联系。有的直接来自于变质作用所形成的地壳, 如S型花岗岩和部分工型花岗岩。有的发源于地幔所形成的岩浆经过分异或与地壳混染而形成, 如部分工型花岗岩。变质期前和变质期后的火山作用对于变质作用的类型来说, 有重要的联系。近代关于洋壳、上地幔以及海底扩张的一些研究, 认为有些地区变质期前的洋壳中的基性岩和由上地幔上升的底辟基性和超基性岩体, 包括诸如蛇绿岩、蛇纹岩、榴辉岩等不同组合与中生代以来的高压变质相系的形成有着成因上的联系。另一方面, 在有些岛弧带中的中生代的低压变质相系区, 变质期后的安山质火山作用也与这一低压相系的发展有关(Miyashiro, 1972)。另外西欧的海西期变质带也有这方面的报道。因此, 传统的地槽区岩浆作用的发展的模式, 由于它未能在更广泛的地质背景上说明它们的发展与变质作用的联系, 已不能满足要求, 在今后的分类上要加强这方面的研究。

这里, 我们把常见的变质作用类型进行了初步划分, 每一类型应是在其所处的变质区成为一个整体, 而与其它类型之间又有着一定的联系。区域变质和局部变质只能说明变质作用分布的广泛程度, 但不具有成因上的意义, 这里不做为一般划分的根据。

### 1. 区域动力变质作用 (Regional dynamometamorphism)

主要由应力所形成的区域变质作用, 原岩建造大致相当于碎屑岩——碳酸岩系的沉积建造, 间杂有火山岩层, 如细碧角斑岩系, 呈较宽广的盆地或线型地槽。经常出现有各种劈理化、片理化和条带状构造 (tectonic banding) 的岩石, 劈理和片理分布不均匀, 小型褶皱内往往发育有密集的和褶皱轴基本平行的扇形劈理, 它们与区域构造大致一致。热流变化不显著, 最高达绿片岩相。根据矿物变化又可分为:

(1) 板岩及千枚岩变质作用。以应力变形为主,一般达板岩程度,最高达千枚岩程度,相当于绿片岩相的低限。例如我国西南地区的昆阳群、山东的蓬莱群、辽东半岛南部震旦系底部的变质岩系等,它们大致相当于大陆边缘或大陆间的宽广盆地,活动程度较差,受应力作用明显。

(2) 绿片岩相变质作用。大致相当于绿片岩相范围,变质带不易划分,所有变质岩的变化不超出高绿片岩相(绿帘石角闪岩相),常见有未变质或轻微变质的岩石出露,一般称绿片岩相变质作用(green schist metamorphism)。例如我国新疆南天山的海西变质带、陕西秦岭南部的海西变质带等,它们大致相当于大致边缘或大陆间的线型地槽或弧后盆地,变质较(1)型为强。

这些变质区一般不见有混合岩或混合花岗岩,绿片岩相变质区常伴有构造的混染花岗岩,部分可能来自于地幔的岩浆所形成。

这类变质作用发生于地壳的浅深部位,一般不超过7—8公里,压力不超过2千巴,以强烈的剪切应力作用为主,热流随深度及所含放射性热量而变化,一般不超过400℃。在(1)类型中,应力作用的控制更明显一些。

与这一类型有相似之处的在国外有的称为造山变质作用。

## 2. 埋深变质作用(burial metamorphism)

这一类型主要是由“优地槽”型的含燧石、页岩和玄武岩的巨厚硬砂岩建造沉积下降到相当大的深度而引起的区域变质作用。原岩一般呈线型分布,中生代以后多呈洋槽沿岛弧分布或位于大陆边缘。变质作用的特点以低温高压为其特征,矿物组合随深度而变化,可形成较宽广的递增变质带。沸石相代表变质作用的开始,较深处出现绿纤石、葡萄石相,温度较高时,它们可能变为绿片岩相岩石,有时当压力继续升高时,绿纤石-葡萄石相可转为硬柱石-蓝闪石组合,压力再大时,可出现硬玉和石英组合。一般来说,结晶作用较清楚,但原岩仍能识别,并保留较多的原岩构造。应力作用不显著,受剪切影响出现轻微片理化,有时这些片理化岩石位于大断裂的附近。经常与它们伴生的有榴辉岩(C型)、蛇纹岩和蛇绿岩系中的岩石。混合岩或同构造期花岗岩未在这些地区出现过。

根据它们的矿物组合、岩石类型和形成深度来看,埋深变质作用可分为两个类型:

(1) 浊沸石相和葡萄石-绿纤石相变质作用。它们属于较低压和低温的区域变质作用,高压矿物如蓝闪石、硬柱石等矿物不出现。从方沸石,浊沸石、葡萄石、绿纤石为其特征,有时可过渡到绿片岩相。这一类型代表下沉速度不快,似与深大断裂无关。其它热增温率的变化可以是高压相系范围,也可以是中压相系范围。我国东北的一些中生代以来的大盆地的底部可能有这一类型的出现。

(2) 高压区域变质作用。这是主要的类型,属于高压低温区域变质作用(相当于高压相系),以蓝闪石、硬柱石为其特征矿物,有时可过渡到绿片岩相。这一类型与深大断裂有关,其地热增温率一般小于10℃/KM。我国一些地区如新疆、青海、甘肃、内蒙、台湾等地区都有出露。

埋深变质的特点是高压低温下的区域变质作用,一般压力介于3—14千巴之间,深度从5—15公里,温度介于250℃—400℃。因此,它们具有低的温度压力梯度或地热梯度,大致相当于10℃/KM。低于正常的地热增温率。个别有例外如(1)型的部分,产生这一

原因与高速下沉有关，高速下沉到一定深度能引起地热等温面下降，因而出现低值异常。对于产生这一变质类型的地质原因有不同的看法，一种意见认为这一变质类型与板块构造的消亡带有联系，是原有洋槽沉积沿毕鸟夫带 (Benioff zone) 俯冲的结果；与这种意见有类似之处的看法，也认为是由于大断裂结果的下沉，但这一断裂并不一定是板块的消亡带；另一种意见认为变质的产生是由大的推覆构造所决定，例如阿尔卑斯的高压变质带是由几个推覆逆掩断层 (nappe) 的叠加，因而形成了巨大厚度，产生了变质。这种变质 Zwart 称为构造埋深变质 (tectonic burial metamorphism)。Winkler (1974) 认为埋深区域变质是由造陆运动下沉产生，与造山运动无关，在下沉开始时出现的浊沸石相，相当于正常或稍高的地热梯度。看来，这一类型主要是由于下沉而引起的变质作用，但在某些情况下，也有因推覆而引起的变质作用。

### 3. 中压区域变质作用 (Intermediate pressure regional metamorphism)。

这一类型的原岩建造种类较多，一般以火山岩系和火山沉积岩系为主，间杂有沉积岩系，火山岩系，主要是拉斑玄武岩 (包含细碧角斑岩系) 及钙碱性火山岩系，向上可呈旋回性过渡为沉积岩系。关于这一类型的形成环境，有人认为是优地槽和冒地槽的过渡，也有人认为可能是洋槽和岛弧之间的过渡带。它们主要是由各种变质相 (从绿片岩相-角闪岩相-麻粒岩相) 所组成的递增变质带，典型矿物组合为蓝晶石-十字石，热流升高与深部热流上升有关。应力作用较强，延续时间较长，与结晶作用有时有交叠的关系，主期褶皱往往发生于变质结晶作用之后，产生的变质原因主要是地区热流的升高。与这一岩石共生的有不同类型的混合岩-混合花岗岩和同构造期花岗岩，有时有超基性岩体和榴辉岩 (B)，分布较少，性质与 2 型不相当。典型地区为苏格兰高地的达尔累丁片岩区 (Dalradian Schist)，我国五台群和辽河群属于此类，一般分布较广泛，各个时代都有。

这一类的变质特点是有深部热流上升参与的中深部的中-低温的变质作用，一般压力大致为 5—8 千巴，深度为 20 公里左右，温度通常在 400℃—700℃，地热梯度大致为 25℃/KM 左右。因此，又称为中压变质相系 (都城秋穗)。后期热流升高可引起重熔 (溶) 和再生作用混合岩浆的形成，直至同构造期的花岗质岩浆的结晶作用的出现。

中压区域变质作用与低压区域变质之间是过渡关系，和埋深变质中的高压相系的关系目前材料少，关系还不清楚。有些人认为蓝晶石的出现也有可能一部分属于高压相系范围，滑石-蓝晶石的组合是它们的过渡产物。

### 4. 低压区域变质作用 (Low pressure regional metamorphism)

这一类型与中压型是过渡关系，在很多方面有着类似的地方。主要的区别在于它们的矿物共生组合是红柱石-堇青石，这与接触变质的矿物组合有一致之处，递增变质带有时较窄，混合岩和后期花岗岩出露较为广泛，可能较 3 型多。它们一般形成的部位较浅，小于 20 公里，有时可能更浅一些，压力大约在 2—4 千巴，地热梯度一般在 60℃/KM。比利牛斯山 (Pyrennes) 是一个极端的例子，在 5000 米深度的地层的变质程度达到堇青石-矽线石组合，相当于 150℃/KM (Zwart, 1963)。

应力作用的影响大致与“3 型”相同，但有的认为这一类型中的应力作用不占重要地位，变质结晶的某些结构有可能是在没有应力作用参与下的重结晶作用 (Spry, 1969)。

原岩是在地壳较薄，热流加大的环境下形成，根据目前一些资料来看，前寒武纪和古

生代的有些地区,原始沉积形成一些线型延伸不清或较宽广的火山沉积盆地,如太古代的绿岩带和西欧海西期的变质区等。另外在一些古生代和中生代的地区,它们又可在大陆边缘和岛弧带附近形成线型地槽,有些人认为相当于冒地槽型沉积。总之,它们的大地构造位置还不十分清楚。目前研究比较清楚的日本本岛的阿武隈高原,变质作用的发生与板块构造的消亡带有关。我国的低压区域变质作用也较广泛,例如在云南澜沧江附近和福建沿海一带都有出露。

这一类型称为低压变质相系(都城秋穗),它们和接触变质作用比较相近,是一种浅部(20公里以内)高热流值的变质作用。

#### 5. 高温区域变质作用(Granulite metamorphism)。

这一类型仅出现于太古代或早元古代的某些古老地盾和地块中,一般以麻粒岩相为主并含有部分的角闪岩相岩石,分布面积广泛,可达数万平方公里,但递增变质带不很明显,这一变质区有时称为麻粒岩区或麻粒岩相变质作用。经常与之伴生的有混合岩,相当于重熔类型,有时有紫苏辉石花岗岩,较普遍但数量较中压区域变质作用少。它们形成于高温环境,温度在700℃以上,压力在4千巴(或15公里)以上。在这种条件下,往往形成不含水的变质矿物,因此有时又被称为在深部出现的“干”的变质作用。

构造与变质作用的关系不很清楚,有人认为构造作用比较复杂,甚至可能有几次的变化,但也有些地区出现了类似盖层的陆台构造和与之伴生的片麻岩穹窿。

麻粒岩区往往有较多由基性火山作用变来的斜长角闪岩和部分变质沉积岩。如印度的含砂线石、石榴石的石英岩,石墨片岩及含硅酸岩的大理岩系(Khondalite Series)。有时还伴有榴辉岩(B)、蛇纹岩等岩石。关于它们形成的大地构造环境,有人认为相当于下部地壳,以基性岩为主。其分布上,有人认为它们是原始陆台,目前所见的只是经过几次变动和大陆漂移后的残余产物。它们与绿岩带同为太古代的产物,有时还共同组成一个地盾,但它们之间的关系还不够清楚。我国内蒙、华北北部都有出露。

这一类型在苏联称为地盾和中间地块的深部变质作用。

#### 6. 接触变质作用(Contact metamorphism)

接触变质作用是在岩浆作用的影响下,围岩主要是由于温度的变化而产生的一种局部性质的变质作用。在有些较大的花岗质岩体的边缘,往往可形成从低温的钠长石—绿帘石角岩—高温的辉石角岩的接触变质晕。这一变质晕的宽度一般不超过2公里,温度大致从400°—700℃,压力从几百巴—二千巴(2公里),地热梯度一般超过60℃/KM。进一步分为:

##### (1) 高热变质作用

当火山岩系近地表喷发时,围岩也可产生接触变质作用,称为高热变质作用(Pyrometamorphism),这一类型也包括较大的基性次火山岩体如卡鲁粗玄岩体(Karoo dolerite)的变质作用。它们的变质晕一般小于20米,虽然它们的温度可达到透长岩相(sanidinite facies)范围,但常常达不到平衡状态。这种作用在整个变质作用中是很少的局部变质作用。

从地壳演化的情况来看,花岗质岩浆的接触变质发生于活动带向稳定区的过渡阶段,或半稳定区内的断裂岩浆带内。从岩浆发生的状况,它们进一步又可分为:

## (2) 与岩基性花岗岩浆作用有关的接触变质作用。

花岗质岩浆来源于地壳的重熔或来自于地幔的岩浆与地壳的混染, 所形成的接触变质晕的矿物组合与低压区域变质作用基本相近, 一般以角岩(无应力作用参与)为其特点。但在一些同构造期花岗岩的侵入时, 由于侵位与区域动力变质时间相近, 可以出现类似片岩和片麻岩的接触变质岩石。部分的接触变质与区域变质有关, 是区域热流的进一步变化。

## (3) 与安山质岩浆作用有关的接触变质作用。

这种类型来源于深部的安山质岩浆活动, 演化系列属于火山岩系中的钙碱性岩石系列。其中一部分在较深的部位可以形成花岗闪长质岩石或云英闪长岩(tonalite)及其接触变质, 但其侵位、产状、接触变质晕的特征及后期矿化都和重熔花岗岩不完全相同, 它们的成因与区域变质似也无直接联系。我国华北一带花岗闪长岩的接触变质属于此类。

## 7. 碎裂变质作用(Cataclastic metamorphism)

属于局部的由强烈错动而产生的碎裂变质带, 是一种局部的变质作用, 岩石主要以碎裂为特征, 可分出不同类型的碎裂岩从无构造的碎裂岩到糜棱岩。糜棱岩带经常产生于变质区中, 长可达100公里, 宽可达4公里。糜棱岩中矿物的变化主要是高温变质矿物向低温含水矿物如绿泥石、绢云母等方面发展。一般糜棱岩带代表一个变质旋回的结束, 在这一变质区的总体上升阶段时所产生的碎裂, 属于另一旋回的开始。但是如果在糜棱岩的大部分岩石的碎裂物质中的矿物同时出现了较高的重结晶现象时(相当于糜棱状片麻岩或重结晶糜棱岩blastomylonite), 它们的地位就需要加以研究。有些糜棱带被认为与板块构造中的转换断层有关。

这一类型一般发生于区域变质作用之后, 表明这一地区已达到某一稳定阶段, 与区域变质无直接关系。一个变质地区中不同的变质作用类型往往被大的碎裂变质带所隔开, 其中有些属于深大断裂性质, 发生于区域变质之前, 甚至控制了当时的火山作用和沉积状况, 如云南的哀劳山大断裂带、新疆的额尔齐斯河大断裂带等等, 这些断裂带具有明显的继承性质。有的人认为这些继承活动还可以直接影响区域变质, 控制了区域变质的因素, 对这一情况应进一步加以研究。碎裂变质带也可出现于非变区, 它们的形成与区域变质无直接关系。

## 8. 洋底变质作用(Ocean floor metamorphism)

洋底变质作用是在60年代以后, 根据海洋地质和物探资料总结而得出的。近代海洋地壳是由三种岩石组成①未固结的深海沉积(几米—几百米)②大洋拉斑玄武岩及火山碎屑岩, 它们之中的一部分可形成辉长岩、铁质辉长岩(ferrogabbro)、蛇纹岩以及少量酸性岩石, 和③变质玄武岩及变质辉长岩, 厚度一般在61公里左右。变质基性岩(玄武岩及辉长岩)一般不具片理, 基本保留原岩结构, 如枕状构造等, 变质大半属于沸石相和绿片岩相, 部分过渡为角闪岩相, 许多基性岩石相当于细碧质岩石。这些变质岩的形成相当于洋底变质作用。

洋底变质作用的产生, 一般认为是与大洋中脊下的高热流有关。这里, 高的地热梯度和热流值能引起原有的基性岩石的变质, 以后由于海底扩张, 在中脊附近在同一深度下, 不断产生侧向移动, 这些变质岩系通过这一运动可转入正常的大洋盆地中去。此外, 有些

变质基性岩也可以是在基性火山喷发所形成的火山堆积的底部, 由于热流较高所造成的变质作用, 因此也可以认为是一种埋深变质作用。

关于洋底细碧岩的生成, 一般认为是热水液体对于玄武岩的影响所致, 但对于这一热水液体的来源则有不同的看法。

中生代以后, 大陆上曾出现过相当于洋底变质的岩石包括蛇绿岩套岩石, 如欧洲塞浦路斯的特罗斯杂岩 (Troodos complex), 被认为是洋底变质上冲 (obduction) 于大陆边缘的产物。另外有些地区的古生代岩石特别是与深海硅质岩伴随的绿岩 (greenstone) 和变质硬砂岩也可能是由古代洋底变质所形成。

近代洋底变质作用的提出加深了我们对于大洋地壳的认识, 也使我们对于大陆上古代地壳的变化有一个更全面的认识。

### 9. 冲击变质作用 (impact metamorphism, Shock metamorphism)

冲击变质作用是陨石冲击而形成的变质作用, 观察来源于月球的陨石坑, 它是一种由特殊高温和高压所形成的瞬间变质作用, 当地面受大的陨石碰撞后, 可形成冲击波, 影响所及造成这类变质作用, 产生的压力在 $10^2-10^5$ 千巴, 温度在 $10000^\circ\text{C}$ 左右, 但作用的时间只有 $10^{-9}$ 秒左右, 所产生的岩石出现了微细的冲击结构, 如震裂锥 (Shattered cone), 石英矿物中出现解理或者产生同质多象的变化, 如石英 $100\text{kb}$ 柯石英 (coesite)  $400\text{kb}$ 斯石英 (Stishovite) 等, 冲击强烈时还可出现矿物不经过重熔而产生玻璃质的现象, 这种由冲击而产生变形和矿物变化的岩石称为冲击石 (impactite, diaplactite), 这种岩石一般来说既缺乏矿物之间的反应变化也达不到真正的平衡状态, 因此在岩石中, 它们往往是局部的变化。

月球上的陨石坑 (天文学上称为环形山) 数以万计, 小的直径达 $1\text{km}$ 大的达 $240\text{km}$ , 大的陨石坑称为astrobleme。它们形成的时代目前能找到是 $4,100-4,300\text{m. y.}$  陨石坑内主要是喷发的斜长岩质的玄武岩。根据这一现象, 在关于前寒武纪特别是太古代原始地壳形成 ( $3500\text{m. y.}$  左右) 的研究上, 有人提出了地球上地壳开始形成时冲击变质所起的作用, 他们认为冲击变质在早期阶段, 在地壳和上地幔的化学分异上起着重要的作用。太古代的绿岩带的形成和月球上的月球暗海玄武岩 (lunar maria basalt) 相似, 是由冲击作用引起地下基性和超基性岩浆的上升以及后期绿岩带的演化的 (D. H. Green 1972)。在加拿大的肖德贝里 (Sudbury) 镍矿的成因上, 也有人持有这一观点。

上述的变质作用类型的一般情况可参阅下表 (表1):

从变质区的时代上看, 总的来说, 区域变质随时间而减弱。例如前寒武纪时期, 区域变质分布广泛, 逐渐形成了目前大陆上的结晶基础和稳定陆台。从前寒武纪以后, 变质区逐渐减少, 限于围绕或斜切地质的某些线型活动带, 随着时间的迁移, 变质活动带愈来愈少, 大陆增长和它所呈现的稳定性不断增加。而到近代, 变质作用可能只在某些活动的岛弧带和大洋中脊下而发生。从目前的资料来看, 前寒武纪陆台不是在同一时间生成的。例如加拿大古老地盾的形成是在 $2500\text{m. y.}$  左右, 下元古代以后的岩石即成为局部的线型活动带围绕地盾周围成长; 南非的稳定地盾形成的时间要更早一些 ( $2800\text{m. y.}$ ) 而圭亚那地盾的形成则在 $1700-1800\text{m. y.}$ 。我国各地情况也各有不同, 例如华北地区形成陆台时期大致在 $1800\text{m. y.}$  左右, 塔里木陆台形成时期大致相当于南方震旦纪的冰碛层, 与西南地

表1 变质作用类型分类特征

变质作用类型	原始建造特点	大地构造环境	变质作用特征	混合岩、花岗岩及其它岩石	其他
1. 区域动力变质作用	沉积岩系为主, 夹有火山岩系。	宽广盆地或线型地槽	应力变形为主, 最高达绿片岩相。	无混合岩化作用	造山运动
2. 埋深变质作用 (包括高压区域变质作用)	含燧石、页岩、玄武岩的硬砂岩建造	线型分布优地槽, 沿岛弧带的海槽或位于大陆边缘。	浊沸石相、葡萄石—绿纤石型和蓝闪石片岩型。	无混合岩化作用, 蛇绿岩、蛇纹岩及榴辉岩。	造陆作用, 下沉及沿大断裂下降。
3. 中压区域变质作用	火山岩系(基性)和沉积岩系	优地槽与冒地槽的过渡带	蓝晶石、十字石型递进变质带;	混合岩化普遍, 有花岗岩质岩石。	热流为主加变形。
4. 低压区域变质作用	与中压变质作用类似, 但类型较多。	较宽广的火山沉积盆地, 冒地槽。	红柱石、堇青石型递进变质带。	混合岩化普遍, 花岗岩较多。	热流为主, 或加变形。
5. 高温区域变质作用	下部地壳、基性火山作用较广泛。	原始陆台, 面积可能较大, 但已不易认识。	麻粒岩相。	混合岩化较3型少, 有榴辉岩及蛇纹岩等。	高温类型, 大于700℃。
6. 接触变质作用	浅部的局部变质, 围岩控制较小。	产于活动带向稳定地区的过渡带或半稳定区内的断裂带。	接触晕。	分高热和接触变质等不同类型。	浅部的岩浆接触变质。
7. 碎裂变质作用	局部变质。	较多出现于结晶地块中。	碎裂岩和糜棱岩。	有时和埋深变质作用快速下沉有关。	构造旋回期后的碎裂作用。
8. 洋底变质作用	近代洋底。	与大洋中脊高热流值有关。	以沸石相和绿片岩相为主。	有细碧岩系和蛇纹岩。	海底扩张产生。
9. 冲击变质作用	近代月球方面的观察	与陨石冲击有关形成陨石坑。	冲击变质晕。	有月球暗海玄武岩共生。	太古代原始地壳的形成。

区形成陆台的时期相同。

关于各种变质作用类型在时间和空间上的变化, 过去有一种意见认为随着时间和空间的变化, 区域动力变质或浅的区域变质作用往往继深的区域变质作用之后出现。今天来看, 这一看法需要加以修正。实际上各个变质区的发展并不都是一样, 有些陆台稳定的时间早, 有些则较晚, 有些地区还有多次变质作用的迭加, 因此不能简单地用所谓变质作用的深浅来确定时间的先后。就是在同一或相邻的地区, 由于区域变质的发生有时有它的旋回性, 一个时期以埋深变质为其特点, 热流来自于本身; 另一个时期则以中压或低压区域变质为其特点, 热流来自于上地幔的重力分异, 二者可交替出现。这种情况 Zwart(1967)称之为造山带的二重性, 还有中生代时沿太平洋两岸出现的双变质带——高压和低压带, 它们基本上则是同时代的, 因此对一个地区的变质作用的变化需要加以观察, 最后再确定它们之间的关系。

除接触变质和碎裂变质作用可在地壳变化的各个时代出现外, 其它变质作用类型在各个时代的分布概略表示如表2。

从表中大致可以看出, 区域动力变质从元古代开始直至中、新生代, 它们是在太古代地盾形成后开始出现。埋深变质可能在元古代出现。有下降速度不快的浊沸石相、葡萄石绿纤石相的变相, 中新生代以来, 下降速度加大。更多地出现蓝片岩相变质。中压和低压区域变质存在于各个时代, 代表地壳不同的有深部热流参与的地热梯度的变化, 太古代绿

表 2 变质作用类型在各个时代中的分布

变质作用类型	太古代	元古代	古生代	中生代	近代
区域动力变质					
埋深变质		?			
中压区域变质					
低压区域变质					
高压区域变质					
洋底变质					
冲击变质	?				

岩带的变质相当于低压类型。高温区域变质一般属于太古代，元古代偶有出现，这一类型与古老地盾的高热流有关。洋底变质与冲击变质的地位和性质仍有待于今后进一步的研究。

变质作用类型在P—T图上的大致分布可参阅图2。

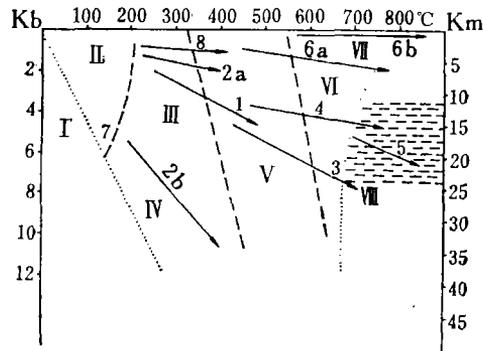


图 2 变质作用类型在 P—T 图上的分布

I—非变质区；II—成岩作用区；III—亚绿片岩相区；IV—蓝片岩区；V—绿片岩相区；VI—角闪岩相区；VII—角闪岩相区；VIII—麻粒岩相区；1—区域动力变质；2a—埋深变质—浊沸石相—葡萄石—绿纤石相变质；2b—埋深变质—高压区域变质；3—中压区域变质；4—低压区域变质；5—高温区域变质；6a—接触变质（狭义）；6b—高热变质；7—碎裂变质；8—洋底变质

## 参 考 文 献

1. Miyashiro, A. (1973). Metamorphism and metamorphic belts, pp. 416—421, George and Unwin Ltd.
2. Read, H. H. (1957). The granite controversy, pp. 339—373. Thomas Murby and Co.
3. Winkler, G. F. H. (1976). Petrogenesis of metamorphic rocks, pp. 1—9. Springer-Verlag New York Inc.
4. Zwart, H. J. (1967). The duality of orogenic belts, pp. 283—309. Geol. Mijnbouw 46.

## A TENTATIVE CLASSIFICATION OF THE TYPES OF METAMORPHISM

Dong Shenbao

(GEOLOGICAL INSTITUTE OF CHANGCHUN)

### Abstract

Metamorphism is one of the main geological processes occurring in the evolution of the earth's crust. According to the recent development of metamorphic geology, Lyell's definition of metamorphism may be emphasized as those endogenous processes within the crust mainly initiated by the interaction between the upper mantle and the crust, the heat flow and the accompanying deformation of which cause the rock transformation essentially in a solid medium, but while the temperature rise exceeds certain limit, then migmatization and anatexis will be followed with or without the participation of some ichor solutions coming from the depth, and finally a magmatic regime is reached where different kinds of granite can be produced. In this sense, the metamorphism may be considered as the reconciliation of the conflicts between the neptunists and the plutonists within crustal domain. Metamorphism, magmatism and stress deformation are considered as three separated geological processes independent from each other. They are all governed by some constraints which are more intrinsic in nature in the course of the crustal evolution. However, the appearance of their associations is not uniquely represented, as the tradition view holds, but is rather controlled by the different paths of the crustal evolution, the ultimate cause of which is yet to be unravelled, though the theory of plate tectonics has given a reasonable interpretation in this field.

In dealing with the classification of the types of metamorphism, the complete process evolved during and subsequent to metamorphism should be taken into consideration, which includes the initial condition of the metamorphism, comprising both the nature of original rock associations and their tectonic settings; the physico-chemical conditions governing the metamorphism and finally some subsequent petrological events which are not related to metamorphism directly, but are in the same concordant tectonic pattern

during the evolving period.

Accordingly, the following tentative classification of the types of metamorphism are proposed, each compounded with a brief description on original rock associations, tectonic settings, characters of metamorphism, migmatization granitic magmatism.

1. Regional dynamo metamorphism; chiefly due to stress action;
  - (a) Slate or phyllite metamorphism (regional dynamometamorphism, sensu stricto)
2. Burial metamorphism; due to burial or sinking of the sediments, sometimes nappe structures are also involved;
  - (a) Zeolite facies metamorphism
  - (b) High pressure regional metamorphism (glaucophanelawsonite facies metamorphism)
3. Medium pressure regional metamorphism;
4. Low pressure regional metamorphism;
5. High temperature regional metamorphism (granulite metamorphism);
6. Contact metamorphism;
  - (a) Pyrometamorphism
  - (b) Contact metamorphism related to batholithic granitic magmatism
  - (c) Contact metamorphism related to andesitic magmatism
7. Cataclastic metamorphism (dynamometamorphism);
8. Ocean floor metamorphism; some ancient deep sea greenstone series and ophiolite suites may be included;
9. Impact metamorphism (shock metamorphism);

As to the terms such as autometamorphism and hydrothermal metamorphism, they are generally considered as later stages of some magmatic processes, so they are not represented as the main types of metamorphism in this classification.