

文章编号: 1006-6616 (2008) 01-0001-21

大别山的变质碰撞混杂岩 ——以东部为例

徐树桐¹, 吴维平¹, 刘贻灿², 王华明¹

(1. 安徽省地质研究所, 安徽 合肥 230001; 2. 中国科学技术大学, 安徽 合肥 230026)

摘要: 大别山是中国东部中朝大陆板块与扬子大陆板块之间的碰撞造山带。具有薄皮构造的性质。组成两个碰撞大陆之间的滑脱(冲断剪切)带的岩石就是碰撞混杂岩组合。大别山由于剥露较深, 仰冲壳楔完全被剥蚀, 超高压变质带大面积出露, 识别出碰撞混杂岩组合是对大别山进行几何分析的必要步骤。大别山碰撞混杂岩组合可分为南北两部分。北部为条带状片麻岩—超镁铁岩组合, 南部为云母斜长片麻岩—榴辉岩组合, 这两个组合的大部分都经历过超高压变质作用。它们的共同特点是具有宏观的“碎斑结构”和混杂作用。罗田穹隆是造山过程中早期形成的双冲式背斜, 最后在造山晚期因东西向缩短的叠加而形成穹隆。

关键词: 大别山; 变质碰撞混杂岩; 双冲构造; 薄皮构造

中图分类号: P548, P542⁺.4

文献标识码: A

0 简介

大别山是一个著名的碰撞造山带, 它与其它著名碰撞造山带的共同特点是具有薄皮构造的特征^[1,2]。大别山不同于其它碰撞造山带之处是:(1) 大部分受到过超高压变质作用, 它的超高压变质特征, 吸引了很多著名地质学家在此进行了大量研究工作, 并获得了丰富的研究成果。(2) 仰冲于超高压带之上的仰冲壳楔已完全被剥蚀, 并影响了对其中碰撞混杂岩的判别, 因而不能正确建立整个造山带的几何结构。碰撞混杂岩的识别, 是造山带几何分析构造研究中的首要步骤, 几何分析又是随后进行运动学分析的基础。分析任何造山带的几何结构时, 首先必须正确地划分出岩石构造组合(类似于以往文献中的大地构造单位)。所谓岩石构造组合(petrotectonic assemblage), 是指能反映现代板块特定构造背景的岩石组合; 其中可以包括表壳岩和侵入岩。在现代板块构造中, 岩石构造组合反映的构造背景主要有: 表壳岩(沉积岩和火山岩)和侵入岩、洋脊、洋盆、俯冲带, 次一级的有岛弧、海沟、增生柱、弧后盆地、大陆裂谷、克拉通、前陆带(包括前陆褶冲带和前陆盆地)、后陆盆地等^[1]。对于陆—陆碰撞的碰撞造山带的构造背景, Hsu KJ. (1981)^[2] 将其概括为三个部份: 1. 仰冲壳

收稿日期: 2007-11-03

基金项目: 国家 973 专项资助项目(2003CB716500); 国家自然科学基金重大基金资助项目(40399104); 国家自然科学基金(40672145)

作者简介: 徐树桐(1929), 男, 教授, 主要从事大别山地质研究工作

©1994-2018 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

楔 (overriding crustal wedge); 2. 碰撞混杂岩 (collision mélange); 3. 俯冲壳楔 (underthrusting crustal wedge)。与俯冲海洋板块不同的是, 在碰撞造山带中, 向下俯冲的是大陆地壳, 原来存在于两个大陆之间的海洋板块已经消减, 往往只有其中的镁铁—超镁铁岩, 以孤立岩块的形式保存在碰撞混杂岩中^[2]。碰撞混杂岩通常由于变质而难于辨认。在仰冲壳楔完全被剥蚀、出露的岩石构造组合高度变质 (深部出露) 的情况下, 识别出变质的碰撞混杂岩, 是正确建立造山带几何结构的关键性步骤。

大别山是一个碰撞造山带, 虽然有许多特殊之处, 但是仍然可以根据不同的岩石构造组合划分出与其它碰撞造山带相似的三种岩石—构造组合: 1 仰冲壳楔; 2 碰撞混杂岩; 3 俯冲壳楔。大别山的这三种岩石构造组合中的仰冲壳楔虽已被剥蚀, 但可以根据其它证据推断其存在; 其余的都经过了高级变质和混杂作用, 因而与其它已知碰撞造山带中相应的岩石—构造组合有很大差异。这是研究大别山几何结构的主要困难之一。

根据板块构造学和碰撞造山带的学说^[1,2], 由两个板块聚会而在两者之间形成的一套由两侧板块中不同性质的岩石相互混杂并经过强烈剪切的岩石构造组合称为构造混杂岩 (tectonic mélange) 或碰撞混杂岩 (collision mélange), 它不同于海底滑坡形成混杂堆积 (olistostromes)^[3]。海洋板块消减时形成的混杂岩, 常发生在蛇绿岩组合的下部, 称为蛇绿混杂岩^[1], 如特提斯造山带内出露于希腊土耳其境内的 Franciscan 蛇绿混杂岩^[2-4]。由两个大陆板块碰撞而形成的构造混杂岩称为碰撞混杂岩, 如阿尔卑斯造山带的构造混杂岩。由于碰撞造山作用往往是俯冲造山作用的后续, 碰撞混杂岩也往往与蛇绿混杂岩叠加, 如喜马拉雅造山带的混杂岩^[5]。这些碰撞造山带剥露不深, 仰冲壳楔, 特别是其中的盖层仍然保留; 这些地区碰撞构造混杂岩以蛇绿混杂岩的成分为主, 混有较少的两侧或仰冲一侧的大陆壳岩块, 如礁灰岩、页岩、砂砾岩等岩块^[5]。碰撞混杂岩是碰撞造山带中最重要的、区域性的岩石—构造组合, 它实际上就是两个大陆之间的巨大剪切或断层带; 它既不附属于仰冲 (上盘) 大陆, 也不附属于俯冲 (下盘) 大陆, 它是两个大陆之间独立的岩石构造组合, 其中既可含有仰冲 (上盘) 大陆的物质, 也可含有俯冲 (下盘) 大陆的物质。但是 (和大型逆掩断层带一样) 由于运动过程中的刮削作用, 可以在其下部有更多的俯冲 (下) 盘物质, 而上部则可能有来自上盘的物质。只有确定碰撞混杂岩的存在, 才能准确识别两个大陆之间缝合带的位置^[1], 合理地建立造山带的几何结构。到目前为止, 已知的都是未变质或浅变质的构造混杂岩, 对于变质很深的构造混杂岩并无专门研究。碰撞混杂岩与蛇绿混杂岩的主要区别, 是很少有或完全缺少蛇绿岩组合中的岩块和基质。大别山乃至苏鲁地区的就是经过深变质 (榴辉岩相然后又退变为角闪岩相、少数有麻粒岩相) 的碰撞混杂岩。

碰撞混杂岩在碰撞造山带内的分布显然与造山带的几何结构有密切关系。Seeber 指出^[6], 所有已知著名造山带都属于薄皮构造, 也就是两个大陆板块之间的碰撞界面因受到地壳分层性的控制, 都是低角度的巨大的逆掩断层, 主断面 (或带) 的倾角有时只有 $2^{\circ} \sim 4^{\circ}$, 涉及的岩石不但有层状的表壳岩, 也涉及深部的变质基底。这种缓倾的巨大断层带, 是由众多次级剪切带和各种不同性质、大小各异的岩块组成的岩石构造组合 (或单位) — 碰撞混杂岩组合组成; 它的总体产状是缓倾的, 但前缘和根部则是高角度的 (相当于断坡—ramp)。横穿大别山的反射地震剖面证明了大别山造山带的薄皮构造性质^[7], 因此大别山的地质也必然符合薄皮构造的总体地质特征。这对我们认识大别山的碰撞混杂岩及其产出状态极其重要。Michel, F et al. 虽曾明确提出过大别山的薄皮构造模式^[8], 但是却没有论证作为重要证据之一的碰撞构造混杂岩, 对岩石构造组合的划分及其背景也未作必要的论证。需要特别强

调的是, 碰撞混杂岩(包括蛇绿混杂岩)是一个区域性的岩石构造组合的名称, 代表特定的构造背景, 而不是指一块标本或一个露头上的某种岩石或几种岩石的混合。本文作者多次提出大别山有变质构造混杂岩的存在^{9, 10}, 但并未引起应有的讨论。虽然碰撞混杂岩在整个大别山造山带内广泛分布, 但西部的研究程度较低, 因此本文以东部并主要以安徽部分为例进行讨论。

1 大别山的地质概况

大别山位于中国东部, 西连秦岭造山带, 东端被郯—庐断裂带截割, 处于中朝大陆与扬子大陆之间, 是公认的碰撞型造山带, 具有世界上最大的印支期(偶见有古生代)超高压变质带。虽然覆盖整个大别山区的 1/20 万和 1/5 万地质填图工作早已完成, 专题研究特别是超高压变质的研究也已进行了 20 余年, 但是在 大别山地质的综合研究方面仍然有许多工作要做, 例如对岩石构造组合(或大地构造单位)如何划分、中朝/扬子大陆之间的缝合带在哪里以及如何识别等问题, 都缺乏深入探讨; 对于是否有碰撞混杂岩的存在, 更有较大分歧。在较为详细的综合研究中, 徐树桐等⁹将大别山划分为八个构造岩石单位(图 1)。本文由北向南对其重新命名为: (1) 后陆盆地(HB); (2) 变质复理石(MF), 上部为变质复理石, 下部为片麻岩(庐镇关群); (3) 条带状片麻岩—超镁铁岩组合(UM)(东部), 它最显著特征是大小不等、性质各异的构造岩块, 包裹在一套经过广泛剪切的条带状(为主)片麻岩基质中, 岩块与基质为糜棱岩带; (4) 为英云闪长片麻岩—榴辉岩组合(ECL1), 其中大部分榴辉岩中都有柯石英产出; (5) 云母斜长片麻岩—榴辉岩组合(ECL2), 带内榴辉岩中迄未发现柯石英, 最大的朱家冲榴辉岩直径约 500m(见后文, 后文将两个榴辉岩带合称为榴辉岩组合); (6) 大别杂岩(DB), 以花岗岩类片麻岩类为主; (7) 宿松群和张八岭群(SZ), 为含磷岩系及云英片岩和千枚岩; (8) 前陆盆地(FB), 其中老于(包括)三叠纪的地层被卷入强烈的向南褶皱和冲断作用, 并有白垩纪—新近纪的砂砾岩沉积盆地。这表明大陆俯冲作用在早三叠世末期已经停止并开始折返¹¹, 与潜山—英山—新县榴辉岩带(图 1 中 ECL2)中大多数榴辉岩具有峰期变质年龄基本一致。在大别山内部的六个岩石构造组合中, 条带状片麻岩和两个榴辉岩组合都是变质的构造混杂岩^{9, 10}(图 1), 是本文讨论的主要内容。

2 大别山的碰撞混杂岩

除去通常的混杂性和广泛的剪切性之外, 大别山碰撞混杂岩的主要特征还有超高压变质作用。按岩性成分及其构造背景, 大别山的碰撞混杂岩可分为北、南两个次一级组合。

2.1 北部的碰撞混杂岩: 条带状片麻岩—超镁铁岩组合(UM)

条带状片麻岩—超镁铁岩组合(以下简称条带状片麻岩组合)在以往的文献中曾被称为“北大别弧杂岩带”^[11]、“北大别片麻岩”^[12]、“北大别杂岩”^[13]、“镁铁—超镁铁岩带和条带状片麻岩带”^[10]。它最显著特征是大小不等、性质各异的构造岩块, 包裹在一套经过广泛剪切的片麻岩基质中, 两者为构造接触, 镁铁—超镁铁质岩块最为醒目(图 2a)。片麻岩有三种, 条带状片麻岩为主, 其次为英云闪长质正片麻, 第三类为数量较少的二长花岗质片麻岩。片麻岩类的岩块往往是由片麻岩在受到强烈煎切时自碎而成, 由于与围岩片麻岩的色调相近而不易辨别(图 2b)。此外还有大小不等的蛇纹石化的大理岩块^[14]。大部分岩块的直径

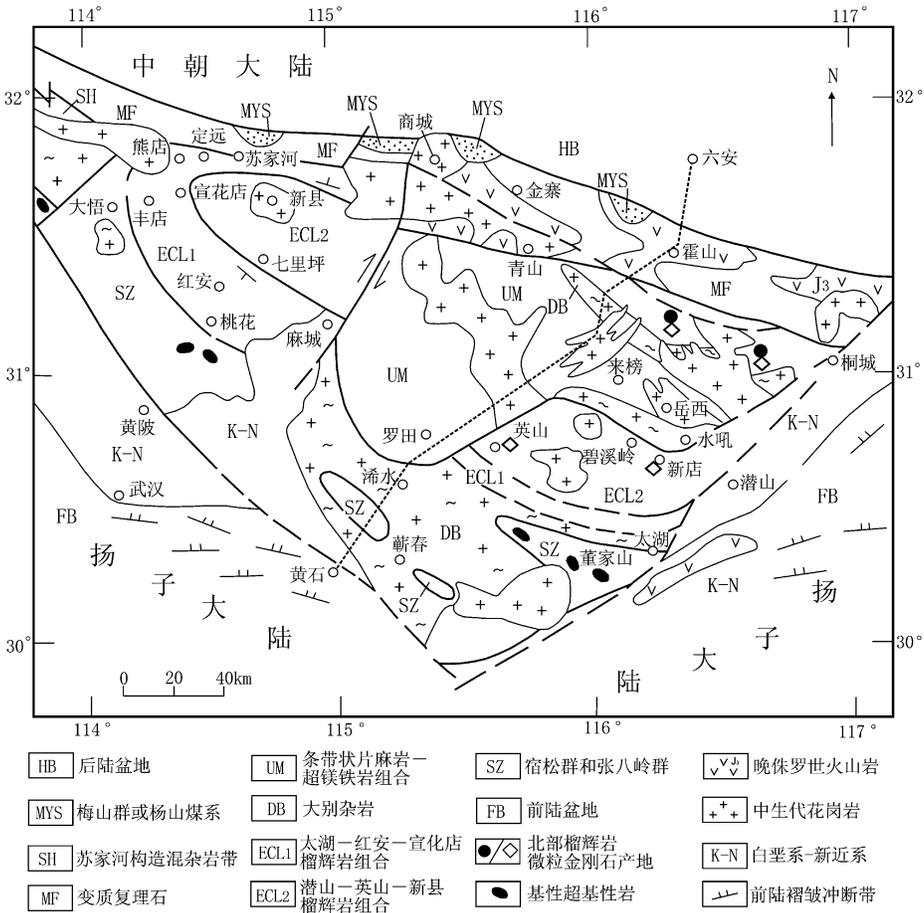


图 1 大别山地质略图

Fig 1 Geologic sketch map of the Dabie Mountains

只有数米至数十米，最大的直径可达 2000 余米（图 2）。

2.1.1 岩块及其混杂性、剪切性和变质作用

镁铁—超镁铁质岩块主要分布在大别山的东部地区。据不完全统计，除去图 2a 所示较小的岩块外，有填图规模的镁铁—超镁铁质岩块 130 余个（图 3），岩石类型包括蛇纹岩、二辉橄榄岩、方辉橄榄岩、角闪岩、辉石岩、斜长角闪岩等。这些岩石的绝大部分都是构造岩块，边缘的面理发育，蛇纹岩则完全变为强烈面理化的糜棱岩。岩块的大小不等，最大的如镜拔寨橄榄岩，长 2600 余米，平均宽 520 余米，钻探证实的厚度约 100m；地表 400m 以下遇到另一个二辉橄榄岩体，基质仍为条带状糜棱岩^①，其中还有许多规模很小的岩体。填图和对其中 13 个这类岩体的钻探表明，它们都是包围于糜棱岩中的一系列无根构造透镜体（图 4a）。中等规模的如龚家岭二辉橄榄岩，出露长度约 140m，由一群无根透镜体组成，一个较大岩体的周围散布有很多较小的岩体，很像糜棱岩碎斑中“卫星构造”的宏观表现（图 4b）。

① 安徽省地质局，1974. 区域地质调查报告，六安幅、岳西幅（1/20 万），内部资料

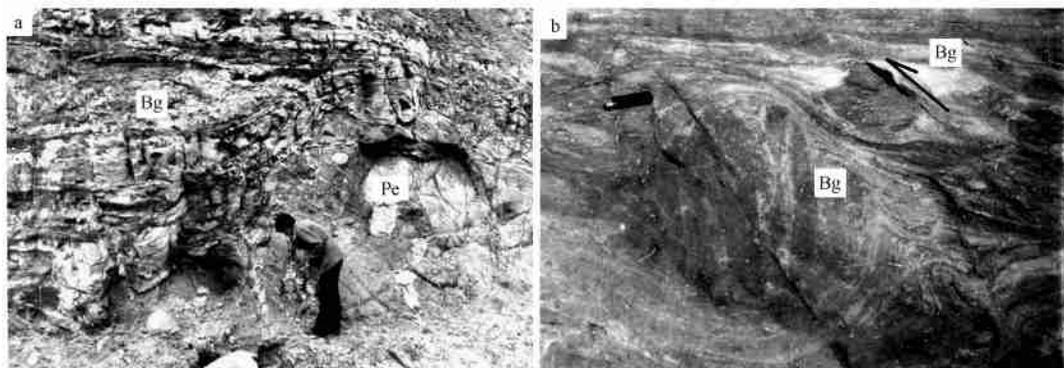


图 2 大别山北部条带状片麻岩中的构造侵位岩块

Fig. 2 Tectonic blocks in banded gneisses in the northern Dabie Mountains

a-上市附近，条带状片麻岩中的橄榄岩块，b-燕子河附近条带状片麻岩中的自碎岩块。岩块中的面理都与围岩的面理以大角度相交。Pe-橄榄岩；Bg-条带状片麻岩。箭头示岩块旋转方向。

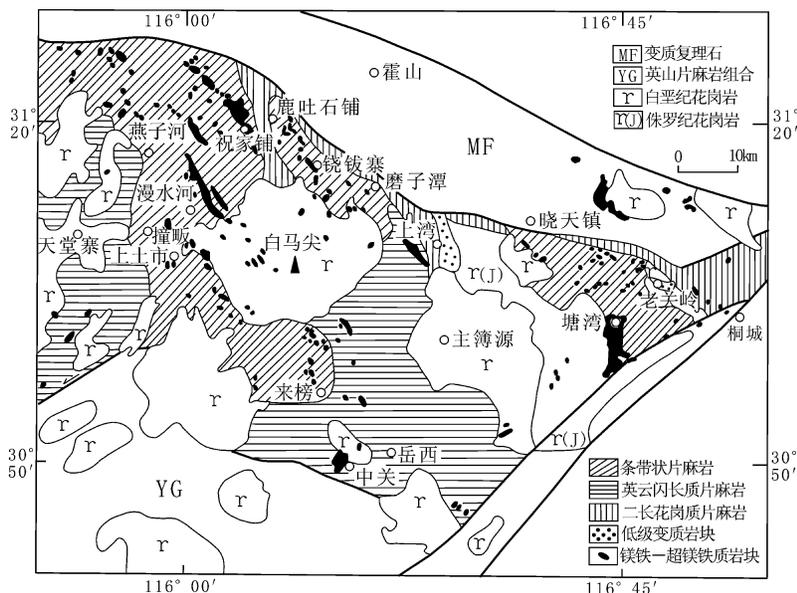


图 3 大别山北部条带状片麻岩组合内镁铁—超镁铁质岩块分布略图^①

Fig. 3 Distribution of mafic-ultramafic blocks in the banded gneiss assemblage

超镁铁质岩块的年龄结构有两种：原岩的年龄较老，例如以铈钨寨石榴橄榄岩为代表的年龄为 $1.8 \pm 0.1 \text{ Ga}$ (Re-Os)^[15]。此外有一些辉石岩和辉长岩的年龄为白垩世，如轿子岩岩体、中关沙村岩体和祝家铺的辉长—辉石岩，同位素年龄分别为 $123 \sim 130 \text{ Ma}$ 、 $120 \sim 130 \text{ Ma}$ 和 128 Ma 。其中未发现印支期超高压变质年龄^[16-18]，但所用锆石样品大部分来自这些岩体中的闪长岩脉，而闪长岩脉是否与辉石岩同期则未经过论证。其中祝家铺辉石岩体沿这个带成长条状分布，边缘有面理化，面理产状与围岩不同；在岩体北缘，测得面理产状为 $25^\circ \sim 60^\circ$ ，相邻围岩中的面理产状为 $115^\circ \angle 45^\circ$ ，是明显受到过塑性变形并发生过旋转的结果，因而其侵入成因及原岩年龄都应作进一步研究。不过，沙村和轿子岩岩体则明显是这个带内的晚期侵

^① 安徽省地质局，1974. 区域地质调查报告，六安幅、岳西幅（1/20万）内部资料
?1994-2018 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.

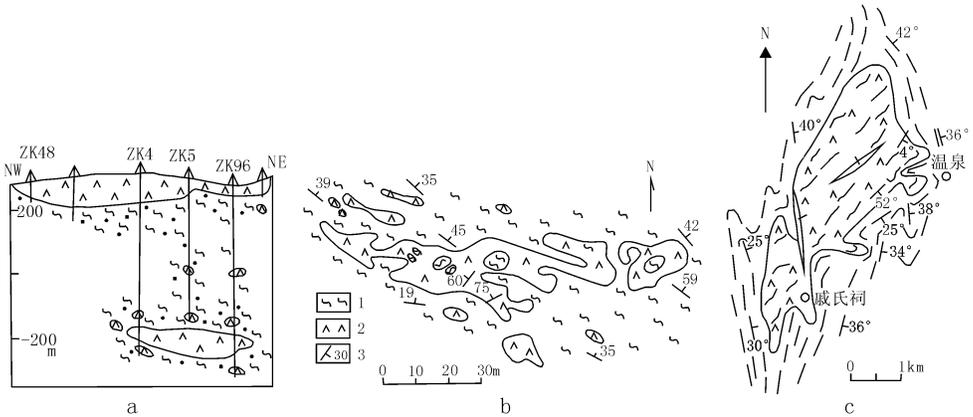


图4 较大无根超镁铁质岩块的剖面和平地质略图

Fig. 4 Geologic section and map of some larger rootless tectonic ultramafic blocks

a: 饶钹寨石榴橄榄岩剖面图; b: 龚家岭橄榄岩地质图; c: 上土市橄榄岩地质略图

1: 糜棱岩化黑云二长片麻岩; 2: 二辉橄榄岩; 3: 面理产状; ZK5: 钻孔及编号

入体。大部分已知榴辉岩的峰期变质年龄 226 Ma 为左右, 原岩年龄 700~800Ma 左右^[19]。

从各种岩块成份及其构造背景来看, 蛇纹岩 14 个, 二辉橄榄岩 (包括纯橄岩) 15 个, 方辉橄榄岩 9 个, 角闪岩 40 个, 辉石岩 28 个 (岩边部常有脉状辉长岩和闪长岩), 斜长角闪岩 22 个, 脉状辉长岩 2 个。另外还有数十乃至数百个数目不详的榴辉岩和石榴二辉麻粒岩, 大部分为直径不足 1m 的构造透镜体, 已知最大的为百丈崖榴辉岩, 宽约 3~4m, 长度 > 50m; 外围是退变的榴辉岩—石榴斜长角闪岩, 围岩是条带状片麻岩。上述岩石中, 橄榄岩类及伴生的辉石岩是地幔构造侵位的碎块, 其中的二辉橄榄岩常来自大洋地幔, 而方辉橄榄岩则常来自大陆地幔^[20]。有一些斜长角闪岩可能与洋壳有关^[21], 而有一些榴辉岩则来自陆壳^[22]。此外, 还有表壳岩变质的大理岩和副变质片麻岩的岩块, 如庐镇关之南的老关岭和上湾, 各有 1~10 km² 的绿片岩—低级角闪岩相的副变质岩块 (图 3) 和大理岩^①, 但未见到未变质的玄武岩。大部分榴辉岩的 ϵNd 为负值, 原岩应当为陆壳玄武岩, 只有个别榴辉岩的 ϵNd 为正值, 可能与洋壳有关^[9]。可见这个带中的岩块, 既有地幔岩 (包括大陆和大洋地幔), 也有中—上地壳 (包括洋壳的和陆壳的) 和表壳岩的岩块。

大部分榴辉岩和 (石榴) 橄榄岩岩块变质作用过程为: 早期麻粒岩相—榴辉岩相—后期麻粒岩相—角闪岩相^[10, 12, 23]。绿片岩相岩块只见于北部的老关岭 (绿片岩相大理岩) 和上湾 (绿片岩) (图 3)。这说明这套变质碰撞混杂岩组合的形成过程中, 卷入了包括地幔、下地壳、中—上地壳和表壳岩; 这个组合从深部向浅部侵位过程中, 将地球的地幔到上地壳各个部分的岩块混杂在一起, 并经过剥蚀而并列 (juxtaposition) 出露。

2.1.2 基质的混杂性和剪切性

组合内的基质有三种, 包括条带状片麻岩、英云闪长质片麻岩和二长花岗质片麻岩。条带状片麻岩数量较大、分布较广、特征明显, 是带内主要的岩石单位, 是镁铁质—超镁铁质岩块主要围岩 (图 3)。条带由三种不同成份的岩石相间组成: 暗色和灰色的为斜长角闪岩, 或角闪斜长片麻岩, 主要矿物成分为角闪石、黑云母、透辉石、普通辉石、斜长石和少量石

① 安徽省地质调查院, 1999. 主簿源幅 (1/5 万) 区域地质调查报告. 内部资料

英、石榴石, 偶见斜方辉石; 灰色的英云闪长质片麻岩的主要矿物成分为斜长石、石英、云母以及少量角闪石和石榴石, 局部夹有磁铁石英岩和大理岩, 表明其副变质成因; 二长花岗质片麻岩或花岗闪长片麻岩的主要矿物成分为斜长石、钾长石、石英、云母, 未见石榴石, 可能为正片麻岩。暗色和灰色片麻岩中均含有石榴石和斜方辉石^[10], 最近在灰色片麻岩的角闪石中发现有石榴石、金红石和微粒金刚石等高压和超高压变质矿物^[12]。由于有条带状的特征, 其中强烈的剪切作用特别明显。剪切作用的主要表现为: 区域规模的弧形前缘因被逆掩而有岩石构造单位(组合)的缺失(图 1), 露头规模的不对称褶皱(图 5a), 岩块旋转(图 2b, 图 5b), 早期脉体的强烈缩短(图 5c), 碎斑的旋转(图 5d)和动态重结晶。花岗质糜棱岩表现为眼球状或碎斑状。

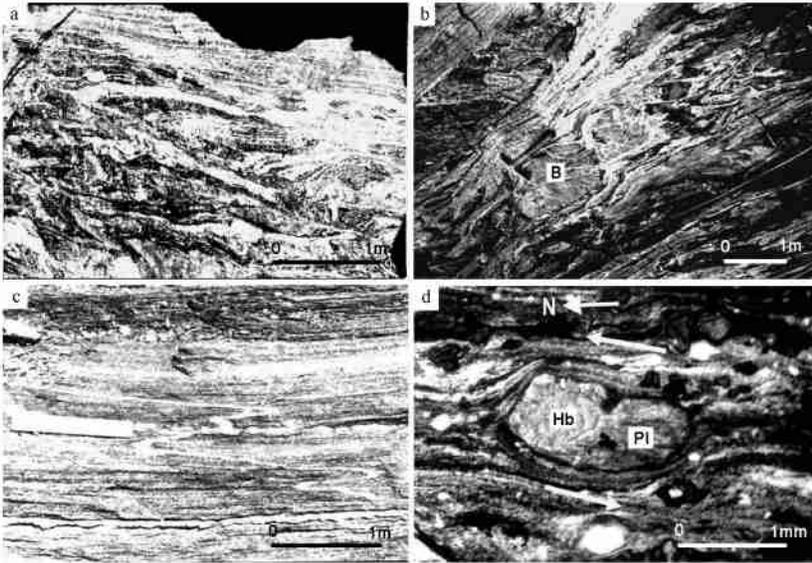


图 5 条带状片麻岩组合内由强烈的剪切造成的糜棱岩

Fig. 5 Mylonites produced by pervasive shearing in the banded gneiss assemblage

a: 金寨县燕子河附近, 条带状片麻岩中不对称褶皱, 被后期剪切带切割; b: 燕子河附近撞板水电站条带状糜棱岩中旋转的岩块; c: 燕子河附近英云闪长质片麻岩中, 早期脉体(浅色)被强烈缩短; d: 鹿吐石铺水电站附近糜棱岩中的角闪石和长石碎斑。Hb: 角闪石, Pl: 斜长石, B: 超基性岩块。箭头表示岩块相对移动方向。

条带状糜棱岩是绝大部分超镁铁岩和石榴二辉麻粒岩岩块的直接围岩, 可能表明它是最接近地幔的下地壳^[24]背景, 因而在构造运动过程中, 最易受到地幔物质的构造侵位。其中残留的斜方辉石表明曾经有过麻粒岩相的变质作用^[10]。根据其中榴辉岩的变质演化^[23, 25]以及片麻岩中和榴辉岩中微粒金刚石的发现^[12, 26], 条带状片麻岩的变质作用过程是: 下地壳的麻粒岩相阶段→俯冲到地幔的榴辉岩相超高压变质阶段→折返减压的麻粒岩相阶段→(进一步折返)减压、降温的角闪岩相退变质阶段→最后的绿片岩相阶段。

英云闪长质片麻岩中只有少量超镁铁质岩块(图 3), 但含有较多的榴辉岩透镜体。可能说明它是它们的背景处于条带状片麻岩之上, 距离地幔较远, 因而在构造侵位过程中只有少量地幔岩块卷入。根据其中有微粒金刚石^[12]以及榴辉岩中有榴辉岩相之前和之后的变质阶段^[12, 23, 25], 推测它的变质作用过程与条带状片麻岩的过程基本相同。

在二长花岗质片麻岩中未发现任何超高压变质作用的证据, 也未见超镁铁质岩块, 岩性

与前述的大别杂岩相同, 最高变质作用为角闪岩相, 它未曾俯冲到高压变质的深度, 是在碰撞混杂岩折返到上地壳时被卷入到带内的上地壳物质, 并在进一步的前进运动过程中受到糜棱岩化, 因此被认为是折返过程中作为一个巨大的岩片被卷入的大别杂岩^[10]。

野外和镜下观察都已证明, 这个组合内的上述片麻岩, 特别是条带状和英云闪长质片麻岩, 都受到过强烈而广泛的剪切(主要为简单剪切)作用, 这种剪切作用形成的糜棱岩, 在区域地质调查中都有描述^{①②}。俯冲阶段的糜棱岩化现象, 可能在到达地幔深度时, 受到高温的影响而消失(恢复), 但残留的超高压矿物能够证明深俯冲作用的历史。现在保存的糜棱岩化, 是折返阶段剪切作用造成的。折返初期榴辉岩相剪切作用造成的糜棱岩化, 因随后的退化变质作用, 只保存在局部地区。因此, 带内的基质片麻岩既有明显的混杂现象, 也受到过广泛的剪切作用。广泛是指在区域范围内呈宏观的透入性分布; 强烈变形造成的糜棱岩带与弱变形的岩层呈相间或网状排列, 保存最好的剪切作用是退化变质阶段角闪岩相的糜棱岩(图5c, 图5d)。

上述条带状片麻岩和英云闪长片麻岩的同位素年龄并无明显差异。在燕子河附近, 测得条带状片麻岩的锆石 U-Pb 年龄为 217/1188 Ma、226/705 Ma^[27, 28] 和 307/710 Ma^[29], 它们都有晚元古(个别有中元古)代的原岩年龄和印支期(在本区为超高压变质期)的变质年龄^[29]; 而二长花岗片麻岩类只有反映晚元古代 712Ma 和 806Ma 的原岩锆石 U-Pb 年龄^{③⑨}。这说明它们是时代大致相同、但构造背景不同的岩石单位; 条带状片麻岩是晚元古代下地壳岩片, 英云闪长质片麻岩是同期的中、下地壳岩片, 它们都曾因碰撞造山作用俯冲到地幔的深度; 二长花岗质片麻岩则是未受超高压变质的上地壳岩片, 是在折返过程中被卷入带内, 与其它构造侵位的岩块并列, 形成现在见到的混杂体。

2.2 中部碰撞混杂岩: 云母斜长片麻岩—榴辉岩组合(简称榴辉岩组合, ECL)

这个组合在条带状片麻岩—超镁铁岩组合之南, 包括图 1 中的 ECL1 和 ECL2 两个榴辉岩带。这两个带的区别是, 北部 ECL2 带中的榴辉岩内发现过大量柯石英和在若干处发现过微粒金刚石^[26], ECL1 带内榴辉岩中石榴石有重结晶的成分环带和大量含水矿物包体^[30]。在新店与水吼一带可以见到这个带与条带状片麻岩组合中二长花岗片麻岩的直接接触, 接触带的北侧为角闪岩相变质的二长花岗质糜棱岩, 南侧为已经退化变质但仍有榴辉岩相残留的糜棱岩^[31]。这个组合与条带状片麻岩组合的结构特征基本一致, 即较大的岩块包裹在较细的基质片麻岩中。岩块主要有大小不等、数以千计的榴辉岩与榴辉岩相副变质岩, 如榴辉岩相大理岩和石英硬玉岩^[32], 还有少量超镁铁质岩和低级变质的板岩和大理岩。个体最大、数量最多的是碱性的变质花岗岩, 它的侵位机制不同于其他类型的构造岩块(详见后文); 基质以云母斜长或云母二长片麻岩为主, 有少量斜长角闪片麻岩或角闪斜长片麻岩。

2.2.1 超镁铁质岩块及其混杂性和剪切性

这个组合中只有为数不多的超镁铁质岩块, 在潜山县双河—横冲—岳西县碧溪岭一带以及太湖县石马、李家冲和司空山花岗岩体周围有零星分布。岩性主要为石榴橄榄岩、纯橄岩和辉石岩。较大的超镁铁质岩有双河附近的白洋岭石榴橄榄岩、碧溪岭杂岩(榴辉岩+石榴橄榄岩)、毛屋(石马附近)杂岩(榴辉岩+石榴橄榄岩)和朱家冲榴辉岩。虽然这些较大

① 安徽省地质矿产局. 1995. 区域地质调查报告, 燕子河镇幅(1/5万). 内部资料

② 北京大学地质系. 1997. 地质图说明书, 双塘埂幅(1/5万). 内部资料

③ 北京大学地质系. 1997. 官庄幅(1/5万)地质图说明书. 内部资料

的镁铁—超镁铁质岩体都没有被钻探穿透, 但参照较小而类似岩体的透镜状产状, 可以认定它们都是无根的构造岩块(图 6)。

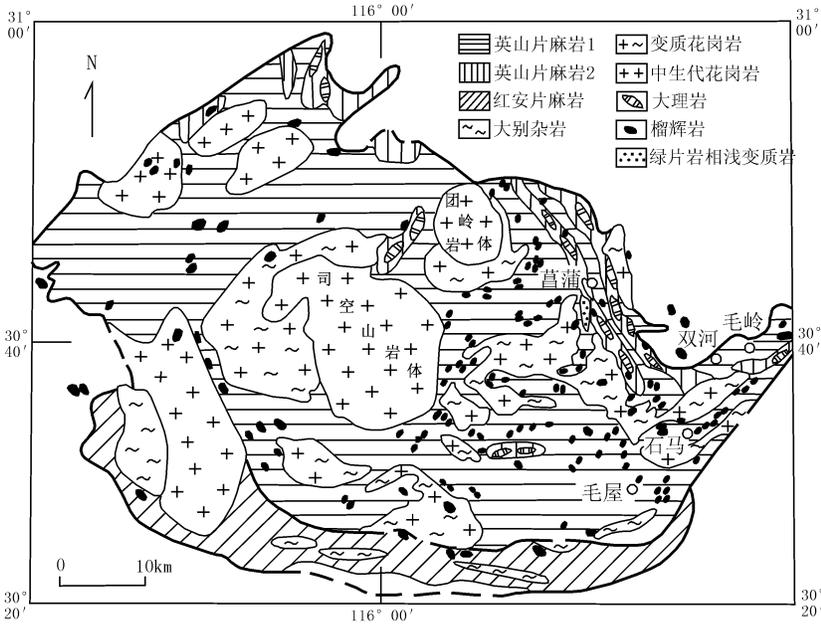


图 6 榴辉岩组合中岩块分布的地质略图

Fig 6 Geological sketch map showing the distribution of rock blocks in the eclogite assemblage

白洋岭(双河附近)石榴橄榄岩 白洋岭石榴橄榄岩为复式岩体, 由纯橄岩、斜辉橄榄岩、辉石岩组成, 局部退变为透闪石、石棉和滑石。地表出露长度 640m, 宽 25m。岩体因开采其中的石棉已被破坏。围岩为黑云斜长片麻岩, 附近有著名的双河面理化榴辉岩^[33], 大理岩中含柯石英的榴辉岩和石英硬玉岩以及含金刚石榴辉岩^[29]。

碧溪岭杂岩 碧溪岭杂岩是以榴辉岩为主并含有多个石榴橄榄岩的杂岩, 杂岩体长约 1650m, 平均宽约 700 余米, 长轴方向北 30° 东。主要岩性为榴辉岩, 其中含有 16 个大小不等的石榴橄榄岩体, 石榴橄榄岩在地表呈条带状和透镜状, 长轴有 NE 和 NW 两个方向。榴辉岩和石榴橄榄岩中都有柯石英产出。围岩为云母斜长质糜棱岩, 夹有弱变形的云母斜长片麻岩。云母有多硅白云母及其退变的黑云母和白云母, 围岩和岩体都有超高压变质史。最近对碧溪岭岩体的钻探表明, 它的厚度大于 250m。榴辉岩微面理化, 石榴石略有拉伸, 面理产状因小褶皱而有方向变化, 与围岩为构造接触, 在近围岩处与围岩的糜棱面理大体一致(图 7)^①。从柏林等认为, 碧溪岭榴辉岩的原岩可能为辉长岩, 由玄武质岩浆的堆晶岩变质而成, 石榴橄榄岩的原岩为橄榄石苏长岩, 是基性岩浆分馏的产物^[11,34]。碧溪岭杂岩体的外围有很多较小的榴辉岩透镜体, 其中有细晶的榴辉岩, 即所谓的深色榴辉岩可能由细晶玄武岩变质而成, 围岩为糜棱岩化花岗质片麻岩, 主要矿物有云母、绿泥石、石英和长石^[35]。因此, 碧溪岭杂岩是在深俯冲过程中形成并在折返过程中保存下来的构造岩块或透镜体。榴辉岩的锆石 U-Pb 年龄有两种, 一种为 757Ma, 另一种为 223Ma。花岗质片麻岩的锆石 U-Pb

① 吴维平等, 2007. 安徽省岳西县碧溪岭金红石矿普查地质报告(1/5 千), 内部资料

年龄为 219 Ma。通常认为，757Ma 代表原岩年龄，223Ma 代表超高压变质年龄。重要的是，碧溪岭杂岩本身就是一个不同构造背景岩石的混杂体，折返过程中又与上地壳的花岗质片麻岩形成混杂。因为无论从相对数量、锆石 U-Pb 年龄、还是从野外的接触关系来看，花岗质片麻岩和石榴橄榄岩都不可能是原始基性岩浆分馏的产物，只能是构造混杂的结果。碧溪岭杂岩的剪切性表现为岩体周围有因剪切而分离的较小榴辉岩体，组成“卫星构造”，岩体边部的微弱面理化，由面理表现出来的小褶皱，以及与围岩的构造接触（图 7）。

2.2.2 榴辉岩及榴辉岩相以及其他变质岩的透镜体

图 1 中的榴辉岩带，尤其是 ECL2 带，是大别山地区榴辉岩的主要分布区。带内有数以千计的大小不等的榴辉岩体，榴辉岩体多成透镜状。大部分榴辉岩的 ϵNd 均为负值，表明其为陆壳成因。有人认为岳西苜蓿附近的榴辉岩的原岩为大洋玄武岩，但缺少同位素地球化学证据^[36]。

双河榴辉岩 双河榴辉岩位于潜山县牌楼镇以西，受到强烈剪切而有明显面理化。主要矿物成分为石榴石和绿辉石，石榴石无成分环带；除多硅白云母和闪石外，很少见其它含水矿物包体，但有柯石英包体。附近大理岩中的榴辉岩中发现过微粒金刚石^[29]。双河面理化榴辉岩东西长约 100m，南北宽约 50m，受到强烈的剪切，形成明显的面理，石榴石和绿辉石受到强烈拉伸（图 8a），石榴石的 x/z 最大轴比达到 10:1，弗林指数近于 1，石榴石晶体内有各种类型的位错，是由简单剪切为主形成的榴辉岩相糜棱岩（图 8b）；受到强烈剪切的榴辉岩仍有 $5 \times 2m$ 的核心保持花岗变晶结构，未受到剪切作用的影响（图 8c）^[31]。围岩为糜棱岩化的二云斜长片麻岩。附近与大理岩和石英硬玉岩共生的榴辉岩也都受到强烈的剪切作用的影响（详见后文，图 9）。

副变质的大理岩—榴辉岩—硬玉石英变粒岩 ECL2 带内有南北两个大理岩带。北部带出露较好，西起新建东到野寨以北，断续分布 30 余公里，由硬玉石英变粒岩（granofel）、大理岩和榴辉岩组成。再向东北的苏鲁地区，也有类似岩石组合的分布。虽然大理岩—硬玉石英变粒岩原来可能是连成一体的沉积序列，但是它们现在已经是互不相连的孤立露头，在地质图上表现为分布在一个带内的许多互不相连、大小不等的包围在糜棱岩基质中的构造透镜体，已成为为碰撞混杂岩组合的一部分；带的总体呈向南凸出的弧形，显示出曾经受到向南冲断作用的影响。东翼因后来郟庐断裂带的影响而被破坏，西翼的总体走向为北西，而大部分透镜体的走向为北北西，表明在运动过程中，透镜体曾经发生过相对岩带方向的右旋旋转。

朱家冲榴辉岩 朱家冲榴辉岩位于太湖县花凉亭水库南岸，在图 1 中 ECL1 带内，由于

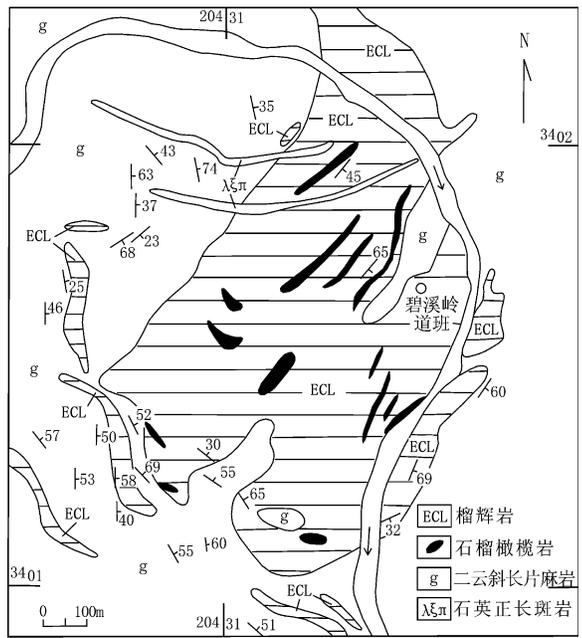


图 7 碧溪岭杂岩体地质略图

Fig. 7 Geologic sketch of the Bixiling complex

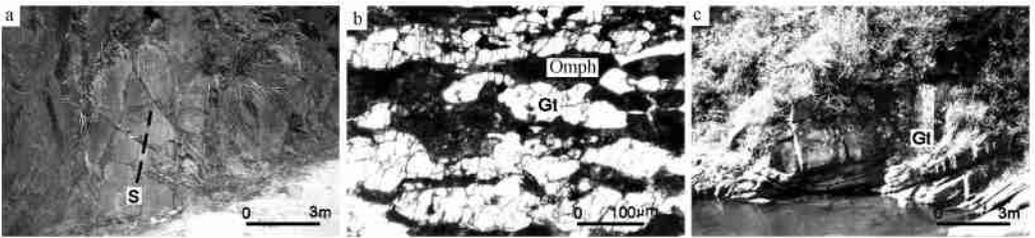


图 8 双河条带状榴辉岩（榴辉岩相糜棱岩）

Fig 8 Banded eclogite (mylonite of eclogite facies) at Shuanghe

a-受到强烈剪切的条带状榴辉岩相糜棱岩露头；b-条带状榴辉岩的显微结构，自然光；c-条带状榴辉岩透视镜，中心为榴辉岩未受剪切影响的部分。Gt：石榴石；Omph：绿辉石；S：榴辉岩糜棱面理。

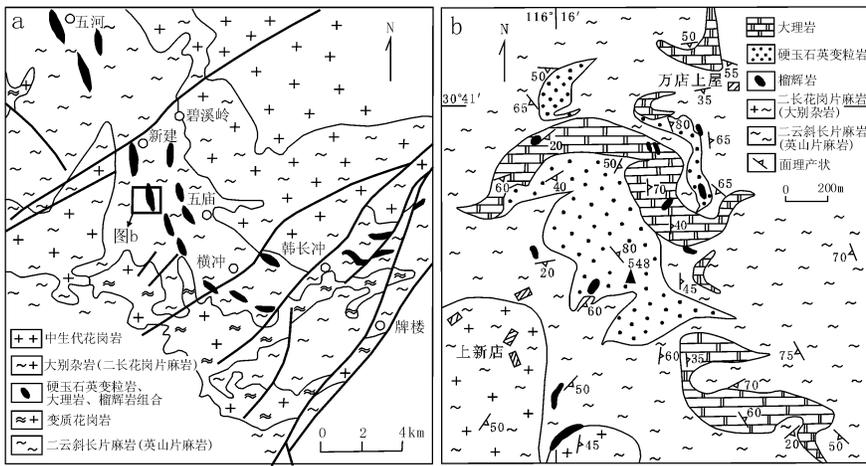


图 9 榴辉岩组合中的大理岩—硬玉石英变粒岩序列分布图

Fig 9 Distribution of the marble-jadeite-quartz fine-grained gneiss suite in the eclogite assemblage

a: 新建至双河一带大理岩—榴辉岩—硬玉石英变粒岩组合分布图；
b: 新建附近的硬玉石英变粒岩透视镜

未在其中发现超高压矿物，曾被很多人称为冷榴辉岩或石英榴辉岩^[30]，出露面积仅次于碧溪岭杂岩体，长、宽约为 600×250m²①，长轴方向与区域面理走向平行（图 10）。榴辉岩的主要矿物成分为石榴石、绿辉石、斜黝帘石，少量石英、蓝晶石、蓝色角闪石和钠云母；副矿物有金红石、磷灰石、锆石和不透明矿物，未见柯石英及其假象。榴辉岩的边部强烈退变，榴辉岩相矿物被后成合晶取代。石榴石常有成份环带，核部通常有大量斜黝帘石、金红石、绿辉石、蓝闪石、石英以及少量钠云母和磷灰石的包体，边部仅有金红石包体，外围退变时形成由钠云母、闪石、钠长石和磁铁矿组成的反应边；新鲜的绿辉石较少，大部变为细粒后成合晶。后成合晶有两期，早期的由钠长石或奥长石+透辉石组成，晚期的由钠长+石英+浅闪石组成。新鲜的绿辉石的核部有时有蓝晶石包体，还有斜黝帘石组成的硬柱石假象^[30]。榴辉岩中常有粗晶—伟晶型的石英+绿辉石+蓝晶石+黝帘石的脉体。这些（特别

① 徐树桐，江来利，刘贻灿，苏文，1995. 大别山区特征性构造—岩石单位分带及其形成和演化. 安徽省地质科学研究所. 内部资料

是硬柱石的存在)都表明,朱家冲以及这个带内类似的榴辉岩的原岩必定是富含水份的基性岩。作者推测,这个带(ECL1)内的榴辉岩和西部红安、宣化店的榴辉岩一样,原岩都为洋壳玄武岩,与ECL2带内的壳源榴辉岩有明显不同。不过由于此种榴辉岩内新鲜绿辉石细而少,很难分离,因而未能测出榴辉岩的 ϵNd 值。有人认为黄镇一带性质类似的榴辉岩也为洋壳成因^[37]。

榴辉岩受到的剪切作用表现为产状与区域面理一致的面理化、轴向近水平的北西-南东向褶皱以及倾向南南西的早期绿辉石线理。

浅变质的表壳岩 浅变质的表壳岩岩块也是碰撞混杂岩中的组分,是一组绿片岩相变质岩,是榴辉岩带中的低级变质成员,主要分布在岳西县菖蒲村附近的宋河^[38]和潜山县龙潭河大桥以北^[10],与周围的榴辉岩相岩石以断层或剪切带接触。以宋河地区为例,是一套绿片岩相的火山碎屑岩,包括变质砾岩夹凝灰质和硅质千枚岩、白云石英片岩夹长石英岩,以孤立的岩片形式分布在榴辉岩相的岩石中,两者以糜棱岩带接触,以斜卧相似褶皱(枢纽产状 $120^{\circ} \sim 140^{\circ} \angle 5^{\circ} \sim 10^{\circ}$)形式分布在长度 $> 3 \text{ km}$ 、宽 1 km 的范围内,褶皱的振幅 $400 \sim 600 \text{ m}$ ^[38],含砾千枚岩中夹有薄透镜状、宽约 1 m 长约 6 m 细粒榴辉岩,榴辉岩的石榴岩中有柯石英假象,可能是构造变形过程被卷入的超高压围岩中的榴辉岩。岩片中的剪切作用除去表现为强烈的褶皱外,大部分都已变为绿片岩相糜棱岩;糜棱岩化发生在褶皱作用之前,产状与周围超高压二云斜长片麻岩面理的产状一致(图11)。浅变质的表壳岩中含有藻类以及动植物化石的碎屑,推测原岩可能为晚元古代-早古生代的火山碎屑沉积岩,可能是在碰撞混杂岩组合构造侵位到上地壳时,被卷入的晚元古代-早古生代表壳岩,并在后续运动过程中,相继发生糜棱岩化和褶皱,因此它是较晚加入碰撞混杂岩组合的组分。由于这种成分处于混杂岩带的最上部而最易受到剥蚀,故而保存量较少。

碱性变质花岗岩 碱性变质花岗岩是这个碰撞混杂岩组合(榴辉岩带)内的特殊成员,主要分布在ECL2带内(图1)。根据徐树桐等研究^[39],变质花岗岩通常为灰白色,花岗变晶结构,块状构造(图12a),有残留岩浆结构,有时有片麻状构造(图12b)。主要矿物成分为钠长石、钾长石和石英,次要矿物有石榴石、单斜辉石、角闪石、多硅白云母、白云母、黑云母、楣石、锆石、磷灰石,不透明矿物有磁铁矿和钛铁矿,属于碱性花岗岩。多硅白云母的Si含量为 $3.27 \sim 3.33 \text{ (p. f. u)}$,与大别杂岩之二长花岗片麻岩在化学成分、长石相对含量等方面都有明显不同,属S型花岗岩。根据其中多硅白云母的Si含量,按Schreyer的方法计算^[40],变质作用应当发生在当时地表下 30 km 深度左右。这类变质花岗岩的最明显特征是:(1)它与围岩(二云斜长片麻岩夹斜长角闪片岩或片麻岩麻和大理岩)之间没有侵入接触关系,也无砂卡岩型接触变质矿物;这表明变质花岗岩侵入时,其围岩(二云斜长片麻岩夹斜长角闪片岩以及大理岩)可能处于较高温度的条件下(发生在深部);(2)大部分碱性

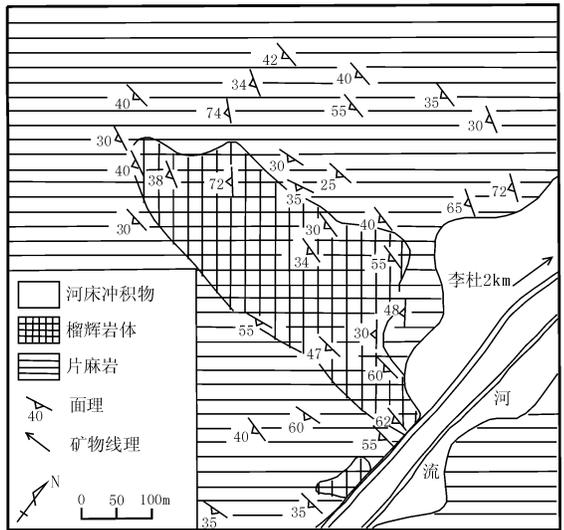


图10 朱家冲榴辉岩地质图

Fig 10 Geologic sketch of the Zhujiachong eclogite

变质花岗岩都为花岗变晶结构，有残留的岩浆结构，在变形强烈地区有两个世代的面理，表现为 S-C 构造，但其中的早期面理（S-组构）与围岩中的第二期褶皱轴面破裂理 S₂ 平行，晚期面理为 C-组构（图 12c）；这表明当围岩（二云斜长片麻岩夹斜长角闪片岩）发生第二期褶皱并已达到破裂理性质的脆性变形时，而变质花岗岩的变形行为此时仍为韧性，这可能是因为变质花岗岩此时尚未完全冷却；（3）未发现柯石英及其假象，但围岩中有柯石英及其假象，表明两者变质作用过程不同；（4）它的化学成分和矿物成分与白垩纪的二长花岗岩有明显区别^[39]。

Chavagnac 等曾在双河的碱性变质花岗岩中测得 700Ma（锆石 U-Pb）的原岩年龄，也测得 230Ma 左右的锆石 U-Pb 和 Sm-Nd 年龄^[41]，表明它受到过超高压事件的影响，但是对于它在 230Ma 期间是否处于超高压变质的深度尚无直接证据。虽然上述不同的研究结果并不完全一致，但是根据它的总体特征，特别是上述的（1）、（2）、（4），仍然可以认为，变质花岗岩是所属碰撞混杂岩组合中的一种特殊成员——经过重熔，也经过构造变形，但未俯冲到地幔深度。

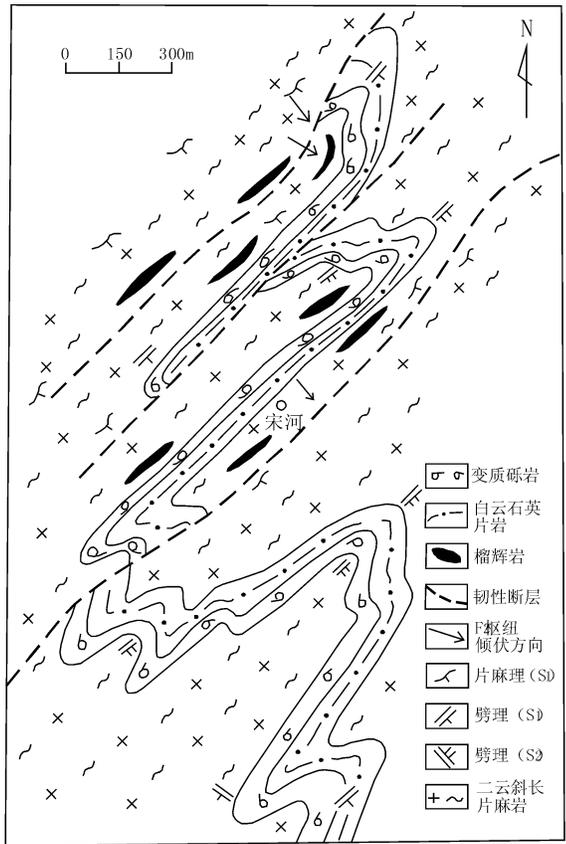


图 11 大别山菖蒲镇宋河村附近浅变质岩片地质略图^[38]

Fig. 11 Low-grade metamorphic rock sheets near Songhe Village, Changpu Township, Dabie Mountains^[38]

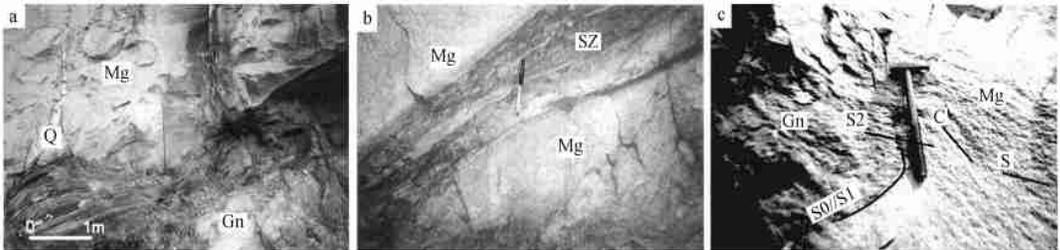


图 12 碱性变质花岗岩露头照片

Fig. 12 Photos of alkaline meta-granite outcrops

a: 石马附近的变质花岗岩与角闪斜长片麻岩的界线；b: 变质花岗岩内的小型剪切带，带内为眼球状糜棱岩；c: 潜山县三祖寺附近变质花岗岩与斜长角闪片麻岩的接触带。Mg: 变质花岗岩，Gn: 斜长角闪片麻岩；S₁/S₀: 斜长角闪片麻岩的早期面理（第一期褶皱轴面面理）//岩性层；S₂: 斜长角闪片麻岩褶皱的轴面面理；S: 变质花岗岩中 S 组构；C: 变质花岗岩中 C 组构；SZ: 剪切带；Q: 石英。详细解释见正文。

2.2.3 主要基质片麻岩及其混杂性和剪切性

榴辉岩（包括 ECL1 和 ECL2）带内的基质均为片麻岩，ECL2 带内的称为英山片麻岩，以英云闪长片麻岩为主；ECL1 带称为红安片麻岩（图 1），以云母（角闪）斜长片麻岩为主。两者主要区别是，红安片麻岩中未见片麻状的钙硅酸盐岩，也未发现有柯石英。这两类片麻岩中有正片麻岩和副片麻岩两种。以往文献中所说的正片麻岩中，除去小部分有超高压变质历史的、暗色的黑云角闪斜长片麻岩^[41]外，大部分为浅色的碱性变质花岗岩，本文已将其单独列出。因此本文所说的主要的基质，是指经受强烈剪切的、富含云母的、原岩可能为碎屑岩类的副变质的片麻岩，包括片麻状不纯大理岩或钙硅酸盐岩；它们都有超高压变质史。

片麻状不纯大理岩或钙硅酸盐岩 主要分布在石马以及新建至双河一带（图 9）。基质都已糜棱岩化（图 13a）并有强烈褶皱变形，其中可见紧闭褶皱（图 13b）和重褶，有时形成 A 型或鞘褶皱（图 13c）。糜棱岩中有指示运动方向的“ δ ”状韧性变形的榴辉岩块（图 13d）。鞘褶皱通常见于大型或巨型韧性剪切带内。实际上，榴辉岩带本身就是一个多期变质变形的、巨形的韧性剪切带。如同前文所述，强烈变形的基质中，也都有弱变形的岩块（图 8c，图 9b）。

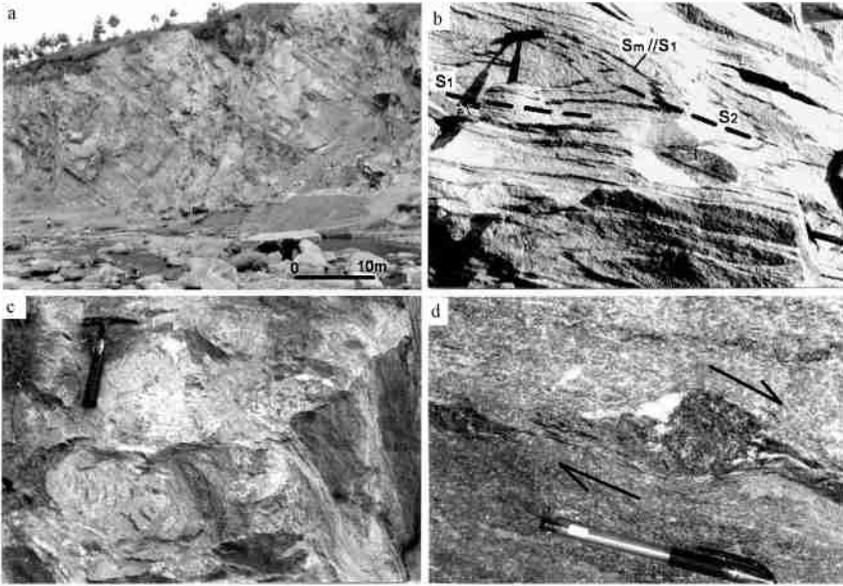


图 13 太湖县石马、石霞、毛屋一带，糜棱岩化并强烈褶皱的榴辉岩相副片麻岩

Fig 13 Mylonitized and strongly folded eclogite paragneiss in the area of Shima, Shixia and Maowu, Taihu County

a: 石霞附近斜长角闪质糜棱岩的露头；b: 石霞附近角闪斜长质片麻岩中的重褶；c: 石马东南 糜棱岩化钙硅酸盐岩中的 A 褶皱；d: 毛屋以南英云闪长质糜棱岩中“ δ ”状榴辉岩块。 $S_m // S_1$: 早期糜棱面理//早起褶皱轴面面理； S_2 : 第二期褶皱的轴面面理。箭头表示运动方向。

2.3 造山期后花岗岩

带内另一个主要特征是有若干个巨大的花岗岩类岩基。主要的有主簿源、白马尖和天堂寨岩体。主簿源和白马尖岩体在安徽境内，天堂寨岩体的主体在湖北省境内（图 3）。主簿

源岩体的和年龄为 125Ma (Rb-Sr)^①; 天堂寨岩体为二长花岗岩锆石 U-Pb 年龄为 133 Ma ~ 135Ma (U-Pb)^[43]; 白马尖岩体为二长—钾长花岗岩, 锆石 U-Pb 年龄为 115 ~ 150Ma^②, 时代跨侏罗纪和白垩纪, 但主体为白垩纪。东部榴辉岩组合中, 较为重要的只有司空山岩体、团岭岩体和英山县以北的三个岩体 (图 6), 岩性与北部基本相同, 以二长花岗岩为主。司空山岩体为复式岩体, 有 115 Ma 和 94 Ma^③的 K-Ar 年龄。团岭岩体的锆石 U-Pb 年龄为 134 Ma^[44]。Bryant 等认为, 这些花岗岩类是由下伏具有低 ϵ_{Nb} 值的扬子大陆下地壳熔融生成, 而不是由这个单位本身 (围岩) 的部份熔融生成的^[45]。这与碰撞造山带内地壳因重叠加厚导致下部地壳热量聚集, 山根受地幔热的影响以及碰撞造山过程中有摩擦热叠加而导致熔融等模式^[46]是一致的。发生部分熔融的基底, 就是扬子大陆俯冲基底^[24, 45]。这表明, 到白垩纪时地壳已达到最大厚度, 并发生熔融。这些花岗岩类的侵入, 破坏了条带状片麻岩—超镁铁岩组合面状分布的完整性。

3 讨论和结论

3.1 讨论

3.1.1 两个互相碰撞的大陆板块之间必然有一个碰撞混杂岩组合

像两个连在一起的不同地质体之间必然有一个断层带那样, 两个碰撞的大陆之间, 也必需有一个碰撞混杂岩组合。与其他著名碰撞造山带不同的是, 大别山区的仰冲壳楔 (即仰冲于扬子大陆之上的中—朝大陆的基底和盖层) 已经完全被剥蚀。因此, 在没有两个大陆的岩片直接接触的情况下, 必然会因为缺乏比较而难于认定其边界—碰撞混杂岩组合。

3.1.2 碰撞混杂岩组合的总体产状

两个大陆之间接触带的产状应当就是碰撞混杂岩组合的总体产状。根据薄皮板块构造理论^[6]以及已知各著名碰撞造山带的实际情况^[1, 2] (图 14), 作为两个大陆分界线的碰撞混杂岩, 或主滑脱 (Décollement) 带, 都以平缓的倾角产出。但是, 如同任何巨大冲断层带一样, 可以在其发育过程中, 因产生叠瓦状分枝断层^[47]、褶皱变形或双冲构造 (duplex) 而使碰撞混杂岩组合的倾角局部变大^[48]。

就大别山东部的情况而言, 虽然还不清楚每个组合中的结构细节, 但是不同碰撞混杂岩组合之间的关系, 特别是北部组合的弧形前缘以及前后陆的缩短变形^[10], 都充分表现为塑性变形条件下巨大冲断层带的结构特征。因此, 两个大陆之间的主接触带—碰撞混杂岩组合的总体 (不包括局部分枝断层) 产状必然是缓倾的、大面积分布的, 但分枝断层会使局部倾角变大。在穿过本区的反射地震剖面图的南部^[7], 有很多产状近“水平的反射层, 这些反射层都是由岩层物理化学性质不同, 在受到近水平应力作用下形成的剪切带。罗田地区的穹隆南北两侧的倾角变陡, 可能是在造山过程中形成的双冲式背斜, 而不象由伸展作用形成的变质核杂岩^[49, 50]。

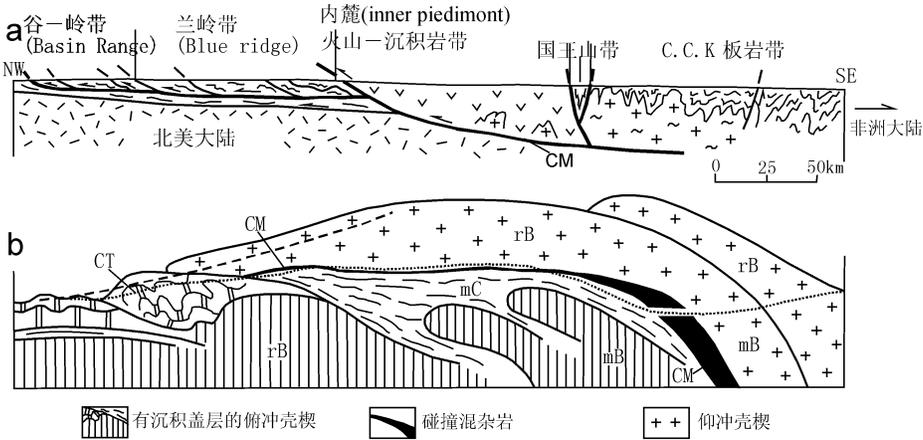
3.1.3 碰撞混杂岩与缝合带的关系

两个碰撞大陆之间的缝合带, 实际上就是碰撞混杂岩组合的分布带。通常所指的缝合带

① 北京大学地质系, 1997. 官庄幅 (1/5 万) 地质图说明书, 内部资料

② 安徽省区域地质调查所, 1995. 来榜等四幅 (1/5 万) 区域地质调查, 内部资料

③ 安徽省地质矿产局, 1997. 店前河幅 (1/5 万) 区域地质调查说明书, 内部资料



—浅侵蚀面 (如 Alps 山); 深侵蚀面 (如大别山); rB 刚性基底;
 mB 活化基底; mC 活化盖层; CT 盖层冲断层; CM 碰撞混杂岩。

a-Appalachian 造山带^[1]; b-碰撞造山带模式图 (无比例尺)^[2]

图 14 碰撞造山带的几何结构 (碰撞混杂岩组合的分布) 略图

Fig. 14 Architecture of collisional orogens and distribution of collisional mélanges

是碰撞混杂岩组合后缘陡倾的根带部分, 它比地表的薄皮部分窄得多^[9]。缝合带的根带不可能是顺层的, 否则不会造成两个不同大陆的碰撞, 相当于冲断层的断坡, 因此倾角较陡 (图 14, 图 15)。就大别山东部而言, 碰撞混杂岩带的根部是落儿岭一带 5~8 km 宽的糜棱岩带。根据地表地质, 结合反射地震剖面提供的信息, 可将大别山的几何结构重建如图 15^[7]。

3.1.4 碰撞混杂岩的混杂性

混杂性是碰撞混杂岩的主要特点之一, 它包括不同种类 (沉积岩、火山岩、岩浆岩、变质岩) 与不同构造背景 (地幔岩、不同层次的陆壳岩石、洋壳岩石等) 及不同时代的岩石。混杂程度如何, 应与碰撞和折返的过程以及混杂岩不同部位有关。例如, 俯冲深度很大时, 碰撞混杂岩中应有超高压的组分; 陆壳的冷俯冲和快速折返时会缺少高温变质的麻粒岩相成员, 混杂岩上部可能有较多的来自仰冲大陆的物质而底部则可能有较多来自俯冲大陆的物质。一个经过深俯冲的碰撞混杂岩组合, 在其深俯冲过程中, 中、上地壳的岩石会因为深俯冲而受到超高压变质, 如前述的大理岩—榴辉岩—硬玉岩组合 (图 9)。在碰撞的折返过程中, 主滑脱带到达中、上地壳层次时, 会有浅变质的、甚至未变质的中、上地壳的物质被卷入, 成为最后加入碰撞混杂岩组合的成员。就大别山而言, 图 3 和图 11 中的浅变质岩就是这种成因。不同构造背景岩石的混杂, 例如在阿尔卑斯造山带, 有海沟相放射虫硅质岩、复理石岩与源于海相辉长岩或玄武岩的榴辉岩相混杂。大别山区的碰撞混杂岩组合中有大洋地幔、大陆地幔、陆相表壳岩的混杂 (见“2.1”, “2.2”), 但未见有大量的、经过确证的、来自洋壳的物质, 这可能由于剥蚀效应或工作程度有关。

碰撞混杂岩组合中还应当有不同年代岩石的混杂。由于大别山的俯冲作用可能开始于早古生代晚期, 碰撞作用可能开始于晚古生代早期, 折返时限应为晚三叠世 (220~230 Ma) 至侏罗世^[10], 因此早于三叠纪的岩石, 都可能在大陆碰撞和俯冲过程中受到破碎, 并卷入碰撞混杂岩组合, 故而碰撞混杂岩组合中应当有早于三叠纪的岩石。但现有的测年资料中只有 7~8 亿年左右的锆石 U-Pb 年龄^[44, 51]。不过也有一些资料说明, 带内确有原岩为古生代和

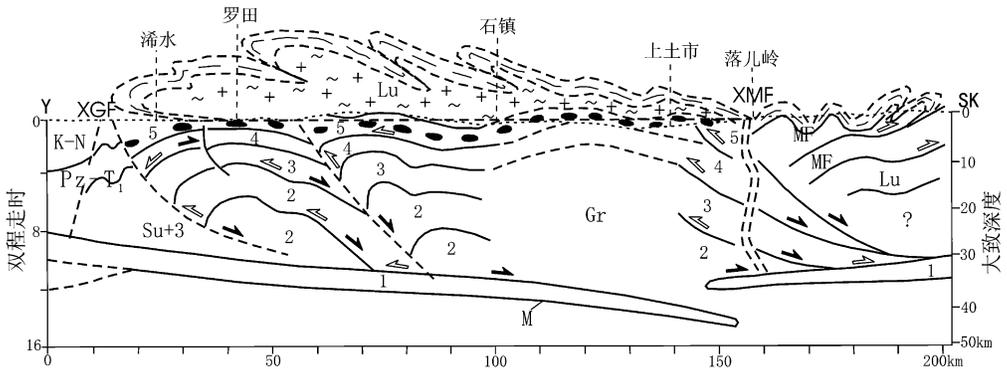


图 15 大别山黄石至六安的偏移反射地震剖面地质解释 (据徐树桐等 2008)^[7]

Fig. 15 Seismic reflection profile from Huangshi to Liu'an, Dabie Mountains along the route as shown in Fig. 1

半空心箭头表示造山期沿剪切带的运动方向; 半实心箭头表示造山期后应力松弛阶段沿剪切带的运动方向。

1: 下地壳 (条带状片麻岩); 2: 中地壳 (英云闪长质和云母斜长质片麻岩); 3: 上地壳 (二长花岗片麻岩或大别杂岩); 4: 榴辉岩组合; 5: 条带状片麻岩组合; M: 莫霍面; MF: 变质复理石; XMF: 晓天一磨子潭断层带; XGF: 襄樊齐济断层带; SK: 中朝大陆; Y: 扬子大陆; Gr: 中生代花岗岩; Lu: 卢镇关群; K-N: 白垩系一新近系; P_Z-T₁: 古生界一下三叠统; Su: 宿松群。反射地震剖面位置见图 1。

晚元古代的副变质岩。例如, 南部组合的宋河浅变质岩 (图 11) 有晚元古代的微古生物化石以及古生代的动、植物化石碎片, 南部榴辉岩组合中, 牌楼附近 (图 9) 的大理岩中也发现过震旦纪的微古生物化石^①。据此推测, 中部组合的南 (花凉亭水库北岸至牌楼, 图 1)、北 (新建至双河, 图 1, 图 9) 两个大理岩带和大理岩—硬石英岩带的原岩都可能是震旦纪—古生代的沉积岩, 当然这是一个需要进一步证明的问题。不过仍然可以认定, 大别山混杂岩组合中, 至少含有原岩年龄为震旦纪到古生代的岩石。既然碰撞混杂岩组合介于两个大陆之间, 其中的岩石来自上、下盘两个不同大陆。目前尚未发现来自中一朝大陆的以及年龄大于 7~8 亿年的岩石的原因可能是: 碰撞过程中, 扬子大陆有较多的岩石受到剪切破碎, 并卷入混杂岩组合中; 少量来自上盘破碎的岩石, 处于混杂岩组合的上部, 在这个带出露地表后, 大部分被剥蚀, 也可能还有为数不多的残留有待发现。

湖北省罗田以北黄土岭的麻粒岩, 是带内至今发现的最老岩块。黄土岭麻粒岩位于湖北省罗田县西北, 夫子河幅地质图 (1/5 万) 中响水潭水库的西岸, 区内有一些 1~10 余米的中—酸性麻粒岩构造透镜体, 散布在花岗质糜棱岩中。这类糜棱岩本身在黄土岭也表现为两个断续相连的、走向北北西的构造透镜体, 每个透镜体出露面积大致为 300×1000 m², 夫子河幅 (1/5 万) 区域地质调查中称之为角砾状混合岩^②, 为角闪岩相。黄土岭麻粒岩的锆石年龄为 28、25 和 19 亿年, 推测其原岩是源于空岭群的沉积岩, 然后受到的区域变质作用, 但是没有小于 7 亿年的年龄^[32~34]。在本区占主要位置的条带状片麻岩则代表扬子大陆的下地壳, 锆石年龄为 7 亿年左右^[44, 51], 24~25 亿年代表本区最早的变质年龄^[53]。因此, 黄土岭弱变形的麻粒岩构造岩块, 显然是 7 亿年以后甚至 200Ma 以后构造侵位的透镜体 (无 7 亿年以后的变质年龄), 是卷入碰撞混杂岩下部的扬子大陆下地壳的岩块。碰撞混杂岩形成之

① 安徽省地质矿产局, 1996. 小池幅 (1/5 万) 地质图说明书, 内部资料

② 湖北省地质矿产局, 1988. 夫子河幅、总路咀幅 (1/5 万) 地质图说明书, 内部资料

后, 罗田地区上升, 经过剥蚀, 使处于碰撞混杂岩下部的扬子大陆下地壳岩块 (黄土岭片麻岩) 出露。也许, 还有类似的下地壳岩块仍然处于碰撞混杂岩的底部有待发现, 或尚未出露。

3.1.5 岩块与基质

岩块与基质是相对而言, 岩块原指直径大于 2m 的岩石块体, 基质是指充填于岩块之间的细粒岩石。这种细粒基质本身也常常组成规模更大的块体, 并与性质不同的基质构成的块体互相混杂 (图 3), 不过现在的用法中, 对两者都无明确的规模限制。所以, 碰撞混杂岩的混杂性, 除不同岩块的混杂之外, 也应包括不同基质的混杂。这可能是 Smith 认为挪威榴辉岩带是巨大构造混杂岩 (giant tectonic mélange) 的原因^[59]。

3.2 结论

根据前文的叙述和对有关问题的讨论, 得出以下结论:

1. 大别山东部出露的条带状片麻岩和榴辉岩组合, 都是由中朝大陆和扬子大陆碰撞不同期次形成的碰撞混杂岩组合, 由幔源的和壳源的乃至表壳岩的岩块以及代表下、中、上地壳的基质组成。大部分岩块和基质的原岩年龄为 7~8 亿年左右, 推测来自扬子大陆基底的浅部, 个别岩块有 28~30 亿年的年龄, 可能是由构造卷入的扬子大陆最老的基底碎块。大部分岩块和基质都经受过超高压变质作用。这个碰撞混杂岩组合的主要特点是混杂性、广泛的剪切性和超高压变质作用。

2. 从地质图上可以看出, 榴辉岩组合在西侧罗田穹隆范围内, 被条带状片麻岩组合逆掩, 推测在条带状片麻岩组合之下应有榴辉岩组合的存在。

3. 从反射地震剖面并结合地表地质, 可以读出下列问题:

(1) 上、中、下地壳内都有近水平的反射面, 说明薄皮构造理论适用于大别山。近地表有一个连续性较好的反射体 (图 15), 就是两个大陆之间的主滑脱带, 它与下地壳滑脱带构成大别山的双冲结构^[7]。

(2) 罗田双冲构造的背斜 (图 15) 应是在造山折返过程中, 由南北向缩短形成的复式背形; 造山过程的晚期, 各种运动矢量作反向运动, 有东西方向缩短, 背斜因叠加而形成穹隆。

4. 碰撞混杂岩组合本身就是两个大陆的缝合带, 其根带是出露于北部的条带状片麻岩组合, 即通常所说的磨子潭—晓天断裂带以南。带的地表宽度达到 8 km^[10]。

5. 根据地球化学特征, 南部的下地壳应相当于北部地表的条带状片麻岩。或者说北部地表的条带状片麻岩是逆冲到地表的扬子大陆下部地壳组分, 并在逆冲过程中形成叠瓦状构造, 并逆冲到浠水以南 (图 15)。

参 考 文 献

- [1] Condie KC. Plate Tectonics and Crustal Evolution (third edition). Oxford: Pergamon Press [M], 1989, 476.
- [2] Hsü KJ. Thin-skinned plate tectonic model for collision-type orogenesis [J]. Science in China, 1981, 24 (1): 100~110.
- [3] Hsü KJ. Mélanges and their distinction from olistostromes [J]. Soc. Econ. Paleotol. Minl. Spec. Publ. 1974, 19: 321~333.
- [4] Gansser A. The ophiolitic mélange: a worldwide problem on Tethyan examples [J], Eclogae Geologicae Helvetiae, 1974, 67 (3): 479~503.
- [5] 肖序常, 李廷栋 (主编). 青藏高原的演化与隆升机制 [M]. 广东科技出版社, 2000, 313.

- [6] Seeber L. Large-scale thin-skin tectonics [J]. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 1983, 21 (6), 1528~1538.
- [7] 徐树桐, 袁学诚, 吴维平, 刘贻灿. 大别山黄石—六安反射地震剖面新的地质解释 [J]. *地质通报*, 2008, 27 (1): 19~26.
- [8] Michel F, Lin Wei, Shu Liangshu, Sun Yan, Scharer U. Tectonics of the Dabieshan and possible exhumation mechanism of ultrahigh-pressure rocks [J]. *Terra Nova*, 1999, 11 (6), 251~258.
- [9] Xu Shutong, Liu Yican and Wu Weiping. A paradox: The ultramafic rock belt (UMRB) as a metamorphosed tectonic mélange in northern Dabie Mountains Eastern central China [J]. In: Ueli Briegel, Wenjiao Xiao (ed), *Paradox in Geology*. The Netherlands: Elsevier Science B, 2001, 323~342.
- [10] 徐树桐, 刘贻灿, 江来利, 吴维平, 陈冠宝. 大别山造山带的构造几何学和运动学 [M]. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 2002, 133.
- [11] Cong BL (ed). *Ultrahigh pressure Metamorphic Rocks in the Dabieshan-Sulu Region of China* [M]. Beijing: Science Press, 1996, 224.
- [12] 刘贻灿, 李曙光, 徐树桐, 古晓锋. 北大别片麻岩的超高压变质证据——来自锆石提供的信息 [J]. *岩石学报*, 2006, 22 (7): 1827~1832.
- [13] Bryant DL, Ayers JC, Miller CF, Zhang HF. Geochemical, age and isotopic constraints on the location of the Sino-Korean/Yangtze suture and evolution of the Northern Dabie Complex, east central China [J]. *GSA Bulletin*, 2004, 116 (5/6): 689~717.
- [14] 刘贻灿, 徐树桐, 江来利, 吴维平, 陈冠宝. 大别山北部超高压变质大理岩 [J]. *矿物岩石地球化学通报*, 2001, 20 (2), 88~92.
- [15] 靳永兵, 支霞臣, 孟庆, 高天山, 彭子成. 大别山北部锐钦寨超镁铁岩体的形成年代: $Re-Os$ 同位素定年法 [J]. *科学通报*, 2003, 48 (24): 2560~2565.
- [16] 李曙光, 洪吉安, 李惠民, 江来利. 大别山辉石辉长岩体的锆石 $U-Pb$ 年龄及其地质意义 [J]. *高校地质学报*, 1999, 5 (3): 351~355.
- [17] Jahn B-M, Wu Fuyuan, Lo C-H, Tsai C-H. Crustal-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from post collisional mafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China [J]. *Chemical Geology*, 1999, 157: 119~146.
- [18] 葛宁洁, 侯振辉, 李惠民, 陈江峰, 刘斌, 阮俊, 秦礼萍. 大别造山带岳西沙村镁铁—超镁铁岩体的锆石 $U-Pb$ 年龄 [J]. *科学通报*, 1999, 44 (19): 2110~2114.
- [19] Liu Y, Li S, Xu S, Gu X. Geochemistry and geochronology of eclogites from the northern Dabie Mountains [J]. *Journal of Asian Sciences*, 2005, 25: 431~443.
- [20] Bucher K, Frey M. *Petrogenesis of Metamorphic rocks* [M]. Berlin: Springer Verlag, 1994, 1~318.
- [21] 刘贻灿, 徐树桐, 江来利, 吴维平, 苏文, 陈冠宝. 大别山北部蛇绿岩的地球化学制约 [J]. *矿物岩石*, 1999, 19: 68~73.
- [22] 刘贻灿, 徐树桐, 李曙光, 江来利, 吴维平, 陈冠宝, 苏文. 大别山北部榴辉岩的地球化学特征和 Sr, Nd 同位素组成及其大地构造意义 [J]. *中国科学 (D 辑)*, 2000, 30, 99~107.
- [23] 刘贻灿, 徐树桐, 李曙光, 陈观宝, 彭练红. “罗田穹隆”中的下地壳俯冲成因榴辉岩及其地质意义 [J]. *地球科学*, 2005, 30 (1): 71~77.
- [24] Zhang H, Gao S, Zhong Z, Zhang B, Zhang L, Hu S. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Cretaceous granuloids: constraints on tectonic framework and crustal structure of the Dabieshan ultrahigh-pressure metamorphic belt, China [J]. *Geochemical Geology*, 2002, 186: 281~199.
- [25] 徐树桐, 苏文, 刘贻灿, 王汝成, 江来利, 吴维平. 大别山北部榴辉岩的发现及其岩相学特征 [J]. *科学通报*, 1999, 44 (3): 1452~1456.
- [26] XU Shutong, LIU Yican, Chen Guanbao, Compagnoni R, Rolfo F, He Mouchun, LIU Huifang. New findings of microdiamonds in eclogites from Dabie-Sulu region in China [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2003, 48 (10): 988~994.
- [27] 江来利, 刘贻灿, 吴维平, 李惠民, 方中. 大别山北部漫水河灰色片麻岩的锆石 $U-Pb$ 年龄及其地质意义 [J]. *地球化学*, 2002, 31 (1), 66~70.
- [28] 刘贻灿, 李曙光, 徐树桐, 李惠民, 江来利, 陈观宝, 吴维平, 苏文. 大别山北部榴辉岩和英云闪长片麻岩锆石

- U-Pb 年龄及其变质增生 [J]. 高校地质学报, 2000, 6 (3): 417~423.
- [29] 陈道公, Etienne Deloué, 夏群科, 陈昊. 北大别片麻岩中锆石 U-Pb 年龄离子探针初步测定 [J]. 岩石学报, 2000, 16 (2): 199~202.
- [30] Castelli D, Rolfo F, Compagnoni R, Xu S. Metamorphic veins with kyanite, zoisite and omphacite in the Zhujiaochong eclogite, Dabie Shan, China [J]. Island Arc, 1998, 7: 159~173.
- [31] XU Shutong, Liu Yican, Chen Guanbao, Wu Weiping. Architecture and kinematics of the Dabie orogen, Central eastern China [J]. Acta Geologica Sinica, 2005, 79 (3): 356~371.
- [32] 吴维平, 徐树桐, 江来利, 等. 大别山东部超高压变质岩中的石英硬玉岩带 [J]. 岩石学报, 1998, 14 (1): 60~70.
- [33] 徐树桐, 刘贻灿, 苏文, 等. 大别山超高压变质带面理化榴辉岩中变形石榴子石的几何学和运动学特征及其大地构造意义 [J]. 岩石学报, 1999, 15 (3): 321~337.
- [34] Zhang RY, Liou JG., Yang JS, Yui TF. Petrochemical constrains for dual origin of garnet peridotites from the Dabie-Sulu UHP terrane, eastern China [J]. Metamorphic Geol., 2000, 18: 149~166.
- [35] 程裕淇, 刘敦一, Williams L. S. 大别山碧溪岭榴辉岩和片麻状花岗质岩石 SHRMP 分析: 晋宁期高压-超高压变质作用同位素年龄依据 [J]. 地质学报, 2000, 74 (3): 193~205.
- [36] Robert S. Geology of ultra-high pressure rocks from the Dabie Shan, eastern China [J]. [PhD thesis]. Institut für Geowissenschaften, Universität Potsdam, 2000, 108.
- [37] Li X-P, Zheng Y, Wu, Y, Chen F, Gong B, Li Y. Low-T eclogite in the Dabie terrane of China: petrological and isotopic constrains on fluid activity and radiometric dating [J]. Contrib Mineral Petrol, 2000, 148: 443~470.
- [38] 汤家富, 钱存超, 高天山. 大别山榴辉岩带中浅变质火山碎屑岩组合的发现及其地质意义 [J]. 安徽地质, 1995, 5 (2): 29~36.
- [39] 徐树桐, 吴维平, 苏文, 江来利, 刘贻灿. 大别山东部榴辉岩带中的变质花岗岩及其大地构造意义 [J]. 岩石学报, 1998, 14 (1): 42~59.
- [40] Schreyer W. Metamorphism of crustal rocks at mantle depth: high pressure minerals and mineral assemblages in metapelites. Fortschr. MinSchreyer W. 1985. Metamorphism of crustal rocks at mantle depth: high pressure minerals and mineral assemblages in metapelites [J]. Fortschr Mineral, 1995, 63: 227~261.
- [41] Chavagnac V, Jahn BM, Villa IM, Whitehouse MJ, Liu D. Multichronometric evidence for an "in situ" origin of the Ultra-high Pressure Metamorphic terrane of Dabieshan [J]. China J Geology, 2001, 109 (5): 633~646.
- [42] 刘晓春, 王明在, 曲玮. 大别山超高压片麻岩: 岩石学及变质演化 [J]. 矿物学报, 1995, 15 (2): 154~162.
- [43] Xue F, Roley DB, Tucker RD, Peng ZX. U-Pb zircon age of granitoid rocks in the north Dabie complex [J]. The Journal of Geology, 1997, 105: 744~753.
- [44] Hacker BD, Ratschbacher L, Webb L, Ireland T, Walker D, Dong Shuwen. U/Pb zircon ages constrain the architecture of the ultrahigh-pressure Qinling-Dabie orogen [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1998, 161: 215~230.
- [45] Bryant DL, Ayeis JC, Gao S, Miller CF, Zhang HF. Geochemical, age and isotopic constrains on the location of the Sino-Korean/Yangtze Suture and evolution of the Northern Dabie Complex, east central China [J]. GSA Bulletin, 2004, 116 (5/6): 698~717.
- [46] Seyfert CK (ed). The Encyclopedia of Structural Geology and Plate tectonics [J]. (Encyclopedia of Earth Science; V. 10). New York; Van Nostrand Reinhold Co. 1988, 560~580.
- [47] Mandl G, Shippam GK. Mechanical model of thrust sheet gliding and imbrication. In: Thrust and Nappe Tectonics [J]. Blackwell Scientific publications, 1981, 539: 79~98.
- [48] Ramsay JG., Huber ML. The techniques of Modern Geology, Volume 2, Folds and Fractures [M]. London: Academic Press, 1987, 700.
- [49] Davis G. A., 郑亚东. 变质核杂岩的定义、类型及构造背景 [J]. 地质通报, 2007, 21 (4/5): 185~192.
- [50] 宋鸿林. 关于变质核杂岩构造特征的几个问题 [J]. 地质通报, 2007, 21 (4/5): 193~197.
- [51] Xie Z, Gao T, Chen J. Multistage evolution of gneiss from North Dabie: evidence from zircon U-Pb chronology [J]. Chinese Science Bulletin, 2004, 49: 1963~1969.
- [52] Ma C, Ehlers C, Xu C, Li Zh., Yang K. The roots of the Dabieshan ultrahigh-pressure metamorphic terrane: constrains from

- geochemistry and Nd-Sr isotope systems [J]. *Precambrian Research*, 2000, 102: 279 ~ 301.
- [53] Jian P, Yang W, Zhang Z. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon dating of the Huangtuling hypethene-gamet-biotite gneisses from the Dabie Mountains Luotian County, Hubei Province, China: New evidence for early Precambrian evolution [J]. *Acta Geologica Sinica*, 1999, 73 (1): 78 ~ 83.
- [54] Chen Y, Ye K, Liu J, Sun M. Multistage metamorphism of the Huangtuling granulite, Northern Dabie Orogen, eastern China: implications for the tectonometamorphic evolution of subducted lower crustal crust [J]. *Metamorphic Geology*, 2006, 24: 633 ~ 654.
- [55] Smith DC. A tectonic mélange of foreign eclogites and ultramafics in the basal gneiss region, Western Norway [J]. *Nature*, 1980, 287: 366 ~ 368.

METAMORPHIC COLLISIONAL MÉLANGE IN THE DABIE MOUNTAINS, EASTERN CHINA

XU Shu-tong¹, WU Wei-ping¹, LIU Yi-can², WANG Hua-ming¹

(1. *Institute of Geology of Anhui Province, Hefei 230001, Anhui, China;*

2. *University of Science and Technology of China, Hefei 230026, Anhui, China*)

Abstract: The Dabie Mountains are a collisional orogen between Sino-Korean and Yangtze continents. It is characterized by thin-skin tectonics as revealed by the seismic reflection profile. The rocks forming a detachment (thrust shear) zone between the two collisional continents are collisional mélanges. The detachment can only be defined by recognizing collisional mélanges in the Dabie Mountains because the overriding wedge has been completely removed by erosion and the ultrahigh-pressure (UHP) metamorphic belt exposed extensively. This is a necessary step to perform a geometric analysis of the Dabie Mountains. The Dabie collisional mélanges may be divided into two parts: the northern part consists of a banded gneiss-ultramafic rock assemblage and the southern part a mica plagiogneiss-eclogite assemblage. Both assemblages have mostly undergone UHP metamorphism. Their common features are the presence of “giant mortar texture” due to pervasive shearing and mixing of rocks from various tectonic settings. The so-called “Luotian dome” was a huge duplex anticline formed in the early stage of orogeny, which finally formed a dome formed by superimposed contraction in an east-west direction in the late stage of the orogeny.

Key words: Dabie Mountains; metamorphic collisional mélange; duplex structure; thin-skinned tectonics

(上接第 32 页)

Liaoning. However these structures remain to be further confirmed. The studies of global impact tectonics show that long-term stable cratons are favorable to discovering impact craters and many craters are hidden beneath Quaternary and older sediments. So satellite-borne photography and geophysical exploration will be effective in determining targets, and on that basis, through strengthening petrological and structural studies, impact craters may be confirmed.

Key words: impact tectonics; impact metamorphism; impactite; indicator of impact cratering; economic geology significance