胶南造山带研究新进展

张成基 王世进
（山东地勘局地勘开发处） （山东省地质科学实验研究院）

提要 胶南造山带范围指安丘–莒县断裂以东、五莲–桃村断裂东南、嘉山–响水河断裂以北狭长隆起区，是秦岭–大别造山带的东延部分。十多年来该区开展的区调工作和专题研究取得了重要进展，成果表明该造山带主要由晚元古代晋宁期及震旦期变质变形侵入岩组成，另有少量中元古代四堡期超基性—基性侵入岩分布；变质地层为晚太古代胶东岩群和早元古代荆山群、粉子山群，呈孤岛状残留于晚元古代花岗岩中。榴辉岩沿造山带广泛分布，部分榴辉岩含柯石英和微粒金刚石，表明经历过超高压变质作用。除此，造山带东段还有麻粒岩及麻粒岩相岩石出露。胶南造山带主体是晚元古代时由华北板块与扬子板块碰撞造山作用形成的，韧性变形作用强烈，可划分为早期中深部构造相推覆韧性剪切带和晚期浅部构造相走滑韧性剪切带。

胶南造山带位于华北板块的东南边缘，范围包括郯庐断裂带之安丘–莒县断裂以东、五莲–桃村断裂东南、嘉山–响水河断裂以北的广大地区。该造山带为一北东向狭长的隆起区，古老结晶基底裸露，经历过强烈的变质变形作用，具有世界上规模最大的超高压变质带。其西北侧为胶北变质区，西侧为鲁西变质区，南侧为扬子变质区，总体地质特征与大别地区类似，故被划归昆仑–秦岭–大别造山带的东延部分（图 1）。

对胶南造山带这一大地构造单元，一些专家学者曾给予不同的名称：王致本（1985）提出胶南隆起为扬子板块与华北板块的碰撞接合带[1]；孙竞雄（1988）指出苏北–胶南变质地块为秦岭造山带的东延部分；刘若新（1989）称其为苏北–胶南构造混杂岩带[2]；曹国权（1990）认为胶南地体可能是华北克拉通边缘活动带[3]；李曙光等（1991）称其为苏北–胶南隆起；亓润章等（1994）称其为苏胶地体，认为它是由不同变质级和变形构造岩块组成的破碎地体经多期变质作用叠加改造形成的[4]；丛柏林、王清晨（1994）称之为大别山—苏（北）—鲁（胶东）地区超高压变质带[5]；王来明（1994）称其为鲁东碰撞带，认为该带由元古宙变质地层混杂堆积体、花岗质片麻岩、榴辉岩、超镁铁质岩、麻粒岩及韧性剪切带组成[6]。尽管这些名称不尽一致，但都认为该造山带为一有别于华北地块和华南地块（又称扬子地块）的独立的大地构造单元。

近十几年来，胶南造山带的地质调查研究工作取得了重要进展，这主要得益于在该区开展的 1∶20 万和 1∶5 万区域地质调查。至 1996 年，山东区调队在完成该区 1∶20 万区调修测工作的同时，还与山东地矿局第一、三、四、六、八地质队及长春地质学院、中国地质

本文 1997—04—20 收到，1997—05—15 改回。

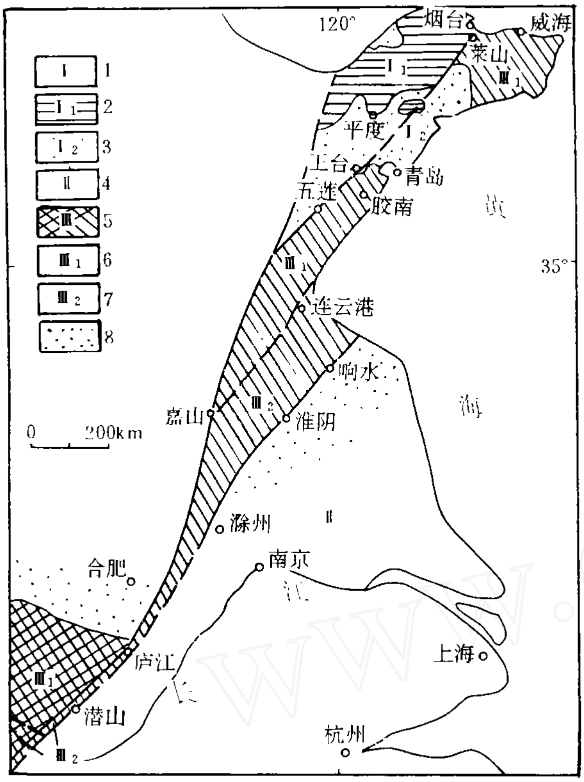

图1 胶南造山带大地构造位置图

Fig.1 Geotectonic location of the Jiaonan orogenic belt

1—华北板块;2—胶北地块;3—胶莱坳陷;4—扬子板块;5—大别/胶南造山带;6—华北板块南缘部分;7—扬子板块北缘部分;8—中新生代盆地

大学(北京)一起,在该区开展了1:5万区域地质调查。由于工作中掌握了新的地质理论,并广泛采用了地质填图新方法,因而在基础地质研究方面,特别是对前寒武纪地层、侵入岩和构造等的研究,取得了许多新成果和新进展,使造山带地质图的面貌发生了重大改观。1997年8月,由ICDP和NSFC发起,并由中国科学院许志琴院士等组织的"大别—苏鲁超高压变质带科学钻探先行址选择国际会议"将在青岛召开。为使地质界同行全面了解胶南造山带的地质构造特征,并为科学钻探选址论证工作提供参考资料,笔者撰写了此文,对该造山带的基础地质研究新进展作一简单介绍。不当之处,敬请指正。

1 关于胶南造山带

胶南造山带的范围是依据以下地质特征确定的:①应有标志超高压—高压变质带的特征岩石(榴辉岩、蓝闪片岩和白片岩)分布;②应有晚元古代晋宁期同构造(造山)期荣成超单元花岗质侵入岩分布;③应有以晚元古代为主形成的韧性变形带分布;④应有基本平行于该造山带方向的北东向基底构造线分布。

依据上述四点,作者认为胶南造山带范围包括:西界为郯庐断裂带之安丘-莒县断裂,被公认为划分鲁东、鲁西地块的界线;南界为响水河-泗阳-滁州-庐江-潜山断裂,争议不大;北界为五莲—王台—荆山—莱山一线,大致与后期的郝官庄断裂、桃村断裂相一致(图1)。惟北界的确定有不同意见:一种认为以五(莲)-荣(成)断裂为界,另一种则主张以五(莲)—文(登)—威(海)一线为界,还有以牟平-即墨断裂为界的。这些意见都倾向于以强韧性变形带作为造山带的特征。最近通过区调在桃村东的铎疃发现了榴辉岩包体,其位置已向西超出了上述几种意见确定的北界。而晚元古代晋宁期同构造(造山)期荣成超单元花岗质侵入岩及韧性剪切带亦分布至荆山—莱山(桃村断裂)一线,且在该线西侧基底构造线以东西向为主,向东即被改造置换为北东方向。故作者认为胶南造山带的北界应位于五莲—王台—荆山—莱山一线。另外,依据榴辉岩分布的多少和韧性变形程度的强弱,该造山带还可以乳山—羊亭一线为界,以东(南)划为强度形带,榴辉岩多见;以西(北)划为

弱变形带,少见榴辉岩。

胶南造山带根据地理位置可划分为三段:东段指青岛—桃村—烟台以东地区,有称文(登)-威(海)造山带的;中段指胶南隆起(山东境内);西段(西南段)在苏北的东海—赣榆—连云港一带。山东区调队(1976—1982)通过1∶20万日照、赣榆幅区域地质调查和1∶20万胶南隆起区域地质调查,曾提出胶南隆起可与大别隆起对比,即为扬子板块与华北板块的碰撞接合带。这与现在造山带的划分范围基本吻合(图1)。

另外,依据前寒武纪变质地层和低温(超)高压、中高温(超)高压双变质带的发育特征,胶南造山带可以连云港市—嘉山一线为界分为两部分:北侧为晚太古代胶东岩群和早元古代荆山群(岩群),与相邻胶北隆起的地层系统一致,为中高温(超)高压变质带,划归华北板块南缘,可能为板块仰冲带;南侧为中晚元古代海州岩群,与华北地层区地层系统不同,为低温(超)高压变质带,划归扬子板块北缘,可能为板块俯冲带。两者之间大致为板块碰撞缝合线的位置(图1)。

2　变质地层研究新进展

1985年以前,胶南造山带东段(东经121°以东的文登—威海地区)的变质地层沿用原805队(山东区调队)的划分方案,归属胶东岩群,自下而上划分为鲁家夼组、马格村组、王官庄组、枣园组;中段及西段的一部分(胶南隆起区)变质地层按1∶20万日照、赣榆幅区调报告的意见划分为胶南群和五莲群。1986年以来的区调和专题研究成果表明,上述胶东群、胶南群主要由变质变形的晚元古代晋宁期荣成超单元侵入岩组成,真正的变质地层仅呈条片状、孤岛状包体零星分布于晚元古代侵入岩中。经区域地层对比,现将原胶南群大山沟组极少部分斜长角闪岩、角闪黑云变粒划归晚太古代胶东岩群苗家岩组,而将原胶南群邱官庄组少量黑云变粒岩和于家岭组变质地层以及造山带东段呈包体产出的变质地层,均划归早元古代荆山群(岩群)。原五莲群与早元古代粉子山群的岩性完全可以对比,现统称粉子山群。另外,原划邱官庄组内还解体出地质时代属震旦纪的朋河石组。

2.1　胶东岩群苗家岩组

该岩组出露于日照市齐家沟—秦家楼一带,莒南县一带偶见该岩组斜长角闪岩呈包体产于花岗质片麻岩中,并获得2 618.8Ma(U-Pb法)的年龄数据①。在齐家沟,该岩组由细粒斜长角闪岩夹黑云角闪变粒岩组成,被中粒斜长角闪岩(变质辉长岩)侵入,后者全岩Sm-Nd模式年龄2 497Ma②,说明变质地层老于2 500Ma。秦家楼东冯家沟一带,该岩组细粒斜长角闪岩的全岩Sm-Nd模式年龄为3 633±17Ma,而早元古代西水夼单元斜长角闪岩的全岩Sm-Nd模式年龄亦高达3 254～4 219Ma(4件样品),反映其源岩可能来自早中太古代的古老基底,说明胶南造山带确实存在太古宙变质地层残片,经区域对比将其划归胶东岩群苗家岩组。

2.2　早元古代荆山群(岩群)

发育有陡崖岩组、野头岩组和部分禄格庄岩组,其主要岩性为长石石英岩、变粒岩、大

① 山东省地矿局区调队,1988,1∶5万莒南、三界首幅区域地质调查报告。
② 山东省地矿局第八地质队,1996,1∶5万日照等六幅区域地质调查报告。

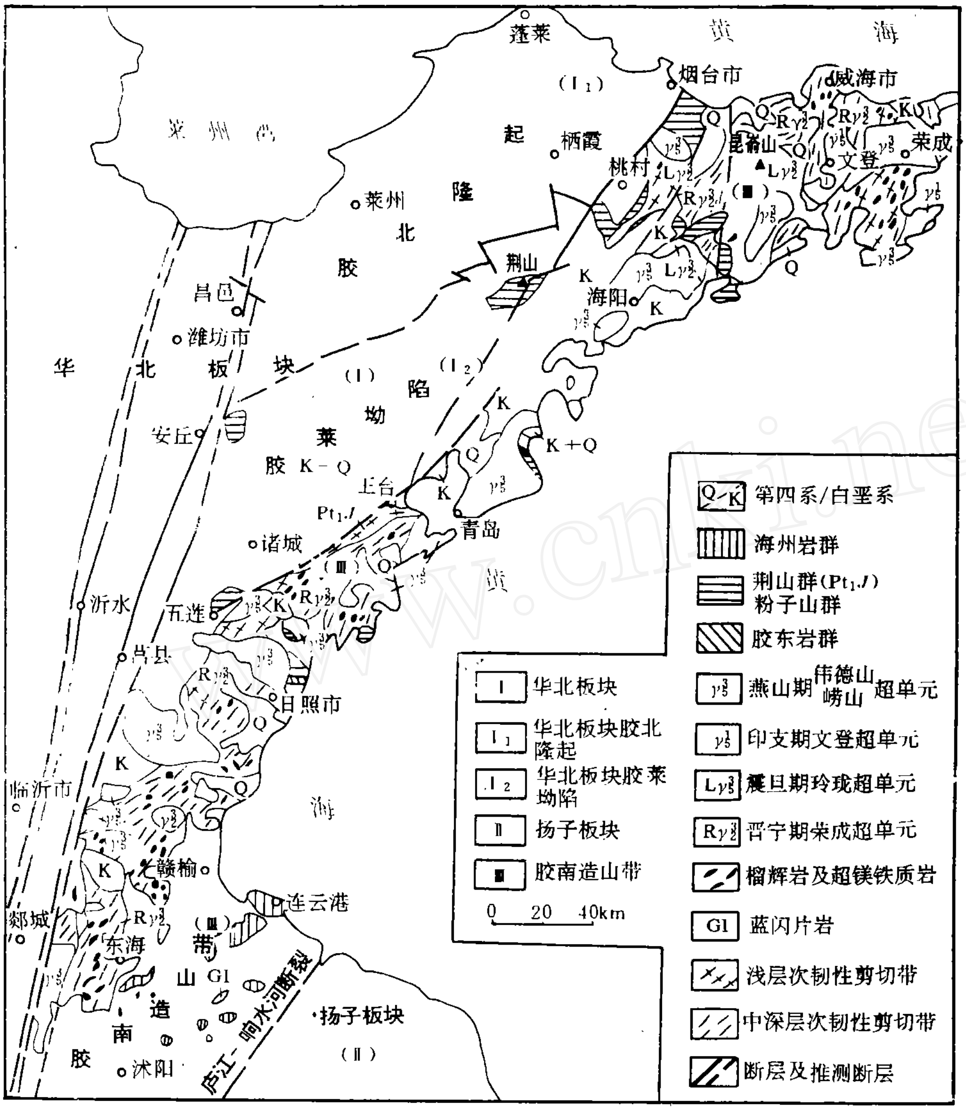

图 2 胶南造山带地质略图

Fig. 2 Geological sketch of the Jiaonan orogenic belt

理岩、角闪片岩、黑云片岩等，为孔兹岩系，原岩为碎屑岩-泥质岩-碳酸盐岩夹火山岩建造。变质作用为中压相系角闪岩相，个别地区为中压相系麻粒岩相。日照地区荆山群(岩群)大理岩中虽然发现有早寒武世疑源类和中晚元古代微古植物化石，但它被早元古代吕梁期莱州超单元西水夼单元基性斜长角闪岩(全岩 Sm－Nd 等时线年龄为 1 907Ma)所侵入①，且该群黑云变粒岩 U－Pb 和谐线年龄为 1 912Ma 和 2 125Ma② 及 2 279.2Ma①、

① 山东地矿局第八地质队，1996，1∶5 万日照等六幅区域地质调查报告。
② 中国地质大学(北京)，1992，1∶5 万石门、理务关幅区域地质调查报告。

2 182Ma①,故其地质时代仍归属早元古代。

"七五"期间该区 1:5 万区调划分的邱官庄组、于家岭组、龙骨岩组,经区域对比,均应划归荆山群(岩群)。该群(岩群)在诸城市石门—桃园和莒南县于家岭—邱官庄一带出露较好,呈 NE 向延伸,其它地区仅零星出露。它们被晚元古代晋宁期荣成超单元片麻状花岗岩类侵入,后者曾被划为胶南群大山沟组、甄家沟组及邱家庄组,现已从地层中剔除。

2.3　早元古代粉子山群

粉子山群主要分布在胶南造山带的西北缘,为原五莲群变质地层①。经区域对比,现将五莲群海眼口组下亚组划归粉子山群小宋组,上亚组划归祝家夼组;坤山组划归张格庄组。区内粉子山群主要岩性为斜长角闪岩、黑云角闪变粒岩、黑云变粒岩、含红柱石黑云片岩、大理岩等,原岩为泥砂质碎屑岩夹基性火山岩-碳酸盐岩建造,厚 831m。变质作用为中低压相系低角闪岩相。由于采自该群下部斜长角闪岩的两组 Sm－Nd 全岩等时线年龄分别为 872.3±38.5Ma 和 845.8±74.4Ma,且在张格庄组大理岩中发现有管孔藻类微古化石组合,故有认为其相当于震旦纪地层的②。但由于该地层被晚元古代晋宁期荣成超单元、震旦期五莲超单元和玲珑超单元弱片麻状角闪黑云二长岩、二长花岗岩类所侵入,因此结合地层对比,仍将其归于早元古代。

2.4　晚元古代震旦纪朋河石组

分布于莒南县朋河石、王家道村峪及赣榆县石桥(江苏省区调队原称石桥群)一带,为一套变质的长石石英砂岩、长石砂岩、粉砂岩、砾岩夹绢云(或二云)千枚岩、板岩等岩石组合,不整合覆于晚元古代晋宁期荣成超单元片麻状二长花岗岩(锆石 U－Pb 年龄 830Ma 左右)之上。该组底部所夹绢云千枚岩全岩 Rb－Sr 等时线年龄值为 620Ma①,并采得藻类 *Trematosphaeridium* sp.,其特征与蓬莱群相似,故划归震旦纪。

3　前寒武纪变质变形侵入岩研究新进展

近十年来,胶南造山带变质变形侵入岩通过野外宏观地质特征、岩相学、岩石化学及侵入接触关系的调查研究,结合同位素测年等资料,按照同源岩浆演化理论进行了岩石谱系单位的划分。自老而新划分为:中元古代四堡期海阳所超单元(超基性—基性—中性岩及斜长花岗岩);晚元古代晋宁期荣成超单元(片麻状的石英二长闪长岩—花岗闪长岩—二长花岗岩类);震旦期铁山超单元(弱片麻状的正长花岗岩—碱长花岗岩类)、月季山超单元(弱片麻状的二长岩—二长花岗岩类)、五莲超单元(弱片麻状二长岩—石英二长岩类)、垛崮山超单元(弱片麻状花岗闪长岩类)、玲珑超单元(二长花岗岩类)。其中荣成超单元分布最为广泛,按成分演化可细划分为莒南、大时家和威海 3 个亚超单元 22 个单元[7]。

3.1　中元古代四堡期海阳所超单元

该超单元侵入于荆山群(岩群),并呈包体产于荣成超单元等后期花岗质侵入岩中,为成分演化序列,自老而新划分为通海单元(超基性岩)、烟墩山单元(辉石角闪石岩)、老黄山单元(斜长角闪岩、变辉长岩)、大张八单元(片麻状中细粒黑云母闪长岩)、花林单元(片

① 山东省地矿局区调队,1982,1:20 万日照、赣榆幅区域地质调查报告。
② 长春地质学院,1995,1:5 万诸城等八幅区域地质调查报告。

麻状细粒角闪石英闪长岩)和小屯单元(片麻状中细粒斜长花岗岩)。该超单元的岩石化学、地球化学特征表明其为幔源岩浆结晶分异形成。岩体多呈北东—北东东向的带状或成群展布,可能属板块碰撞前拉张环境的侵入产物。岩石经历多期变质变形作用,形成不同世代的矿物共生组合及片状、片麻状构造,变质程度达角闪岩相,局部达麻粒岩相,部分退变质为绿片岩相。该超单元获得的Sm-Nd全岩等时线年龄为1 282.5~1 472.1Ma和1 340Ma[①]以及1 648±140Ma[②],单颗粒锆石Pb-Pb年龄为1 370.6Ma[③],属中元古代。

3.2 晚元古代晋宁期荣成超单元

荣成超单元广泛发育于整个造山带,与其围岩——荆山群(岩群)呈明显的侵入接触关系。该超单元经历过多期变质变形作用,为一套花岗质片麻岩,部分岩石因受韧性剪切作用影响而形成糜棱岩、变晶糜棱岩和构造片麻岩。侵入岩体中含有较多的荆山群(岩群)和海阳所超单元岩石包体,岩体与地层及包体之接触带内发育有伟晶岩脉,近接触带处地层和早期岩石包体数量多,规模大,岩体中心则逐渐减少甚至很少见到。

荣成超单元为成分和结构双演化序列,由莒南亚超单元(片麻状二长闪长岩类,划分3个单元)、大时家亚超单元(片麻状花岗闪长岩类,划分5个单元)和威海亚超单元(片麻状或条带状二长花岗岩类,划分14个单元)组成。该超单元的岩石化学、地球化学特征表明其为壳幔混合型或壳源重熔型花岗岩,是由于华北板块与扬子板块碰撞使得地壳增厚,从而引起上地幔及地壳下部花岗质岩石重熔,并在剪切机制下侵位形成的,属造山带碰撞的同构造期花岗岩。获得的单颗粒锆石U-Pb年龄为796.8Ma、856~890Ma[④]、787Ma[①],锆石U-Pb和谐线年龄为870.6Ma[①]、832Ma[⑤],年龄值多集中在800~900Ma之间,属晚元古代晋宁期。

3.3 晚元古代震旦期铁山、月季山、五莲、垛崮山和玲珑超单元

震旦期各超单元属主构造(造山)后期的花岗质侵入岩。除玲珑超单元外,其它超单元分布较为局限,其侵入顺序为:

(1)铁山超单元:为具成分和结构双演化的偏碱性花岗岩序列。由石英正长岩(郑家庙单元)—正长花岗岩(曹界前、前石沟、麻姑馆单元)—含霓石碱长花岗岩(老爷顶、磨山单元)组成。该超单元具A型花岗岩的地球化学特点,为幔源成因,是在造山后期局部拉张条件下形成的。单颗粒锆石Pb-Pb法同位素年龄为782.9Ma[③],属震旦期。

(2)月季山超单元:亦为成分和结构双演化序列,由二长岩(石灰窑单元)—石英二长岩(窝洛单元)—二长花岗岩(小河西、后石沟单元)组成。岩体中含有较多深源闪长质包体,为壳幔岩浆混合作用的产物。单颗粒锆石Pb-Pb法同位素年龄为755.2Ma[③],属震旦期。

(3)五莲超单元:具成分和结构双演化序列的特点。由二长岩(清平峪、小双墩单元)—石英二长岩(下大兰沟单元)—二长花岗岩(鸡山沟单元)组成。该超单元未与月季山超单元直接接触,二者具相似的成分演化特征,是否应并入同一超单元,有待进一步研究。

(4)垛崮山超单元:由花岗闪长岩类侵入岩组成,为结构演化序列,划分为窗笼山、老虎窝、大孤山三个单元。结构演化特征明显,由中粒结构→含斑中粒结构→斑状中细粒结构。岩石化学、地球化学特征表明其为I型或同熔型花岗岩。该超单元中见有海阳所超单元侵入岩包体,本身被晚元古代震旦期玲珑超单元所侵入,其形成时代划归震旦期。

(5)玲珑超单元:由二长花岗岩组成,依据所含石榴石特征的差异,划分为九曲亚超单元(弱片麻状细粒—中粒—细粒含石榴二长花岗岩类)和郭家店亚超单元(细粒—中粒—含斑中粗粒—中粒—细粒—伟晶不等粒二长花岗岩类),共12个单元。该超单元结构序列演化特征明显,空间上常呈同心环带状展布,地球化学特征表明其为S型或壳源型花岗岩。玲珑超单元侵入垛崮山超单元,本身被中生代燕山晚期伟德山超单元所侵入,其Rb-Sr全岩等时线年龄为704Ma[①]、662Ma、702Ma,锆石U-Pb年龄为733Ma、622Ma、683Ma[⑥]、671Ma[⑦]、788±24.6Ma[⑧],年龄值集中在600~800Ma之间,属震旦期。

4 榴辉岩研究新进展

胶南造山带内部发育有众多大小不等成群成带分布的榴辉岩体,它们是碰撞造山作用的主要标志。榴辉岩体的围岩为荆山群(岩群)变质地层、晚元古代晋宁期荣成超单元片麻状花岗质侵入岩和中元古代海阳所超单元超镁铁质—镁铁质岩。产于超镁铁质岩、镁铁质岩中的榴辉岩,与蛇纹岩、斜长角闪岩呈过渡关系或具清楚的界线,说明榴辉岩与围岩之间有成因上的联系,可能是地幔岩部分熔融并在榴辉岩相条件下直接结晶再经变质而形成的,其形成时代为中元古代(海阳所超单元形成时代)。荣成超单元花岗质片麻岩中的榴辉岩则呈包体状产出,前者为晚元古代晋宁期变质变形花岗岩,后者形成时代应比花岗岩稍早些。变质地层中的榴辉岩多呈透镜状或似层状产出,榴辉岩周围构造挤压强烈,说明其形成时代晚于早元古代变质地层。区内榴辉岩展布方向与围岩片理、片麻理方向一致,说明二者均经历了较强的变质变形作用。部分榴辉岩矿物线理和变晶糜棱结构发育,并发育紧闭褶皱及叠加褶皱。有的榴辉岩中还发现柯石英和微粒金刚石(?),反映其经历过超高压变质作用。

经矿物对温压测定,榴辉岩形成的温压条件为$T=700\sim1\ 130$℃,$P=2.8\sim4$GPa[②③⑤⑥⑧⑨⑩]。其峰期地热梯度约7~8℃/km,为超高压相系。经岩相学的进一步研究,榴辉岩的变质作用可分为前榴辉岩相期、榴辉岩相期和退变质期,据其变质矿物共生组合和矿物对温压测定资料,均得到了长轴倾斜较陡、长短轴比率较大的椭圆形顺时针方向的PTt演化轨迹[②③⑧⑨],与大陆碰撞带的轨迹相似,说明其为碰撞造山带的产物。

榴辉岩的原岩为基性岩类。超镁铁质岩中的榴辉岩可能为地幔岩浆(玄武质岩浆)分离结晶早期堆积的岩石变质而成,其它榴辉岩则为幔成榴辉岩类及壳成榴辉岩类,如荆山群(岩群)大理岩中的榴辉岩透镜体可能由泥灰岩或基性火山岩、侵入岩床变质而成。

如前所述,榴辉岩原岩的形成时代应为早—中元古代,发生榴辉岩相变质的年龄值集中在900~749Ma(用U-Pb法测定榴辉岩中单颗粒锆石的年龄[6]),说明榴辉岩的形成

---

① 山东省地矿局第三地质队,1990,1:5万牟平等六幅区域地质调查报告。
② 山东省地矿局第三地质队,1995,1:5万石岛等八幅区域地质调查报告。
③ 山东省地质调查研究院,1996,1:5万胶南、王台幅区域地质调查报告(送审稿)。
④ 山东省地矿局区调队,1992,1:20万海阳、威海等四幅区域地质调查报告。
⑤ 中国地质大学(北京)、山东省地矿局,1992,1:5万石门、理务关幅区域地质调查报告。
⑥ 山东省地矿局第八地质队,1995,1:5万日照等六幅区域地质调查报告。
⑦ 山东省地矿局区调队,1988,1:5万莒南、三界首幅区域地质调查报告。
⑧ 山东省地质调查研究院,1996,1:5万坪上等三幅区域地质调查报告(送审稿)。
⑨ 山东省地矿局第六地质队,1995,1:5万威海等九幅区域地质调查报告。
⑩ 山东省地矿局,青岛海洋大学,1991,鲁东榴辉岩地质。

始自中元古代四堡运动期，至晚元古代晋宁运动时为主形成期，即该造山带的主造山期；榴辉岩叠加变形变质的年龄值集中在239～211Ma（用Sm－Nd法测定矿物等时线年龄）[8]，如荣成榴辉岩232Ma，诸城榴辉岩222±6Ma，日照榴辉岩220Ma，日照安东卫榴辉岩边部多硅白云母测得$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄为313.49±1.23Ma①，表明该造山带於印支期再次发生碰撞，而105～190Ma（榴辉岩Sm－Nd内部矿物等时线年龄）为燕山期岩浆侵入活动热事件或快速抬升冷却的年龄②。这说明榴辉岩的形成和演化是一个长期而复杂的过程。

关于超高压变质榴辉岩的折返机制问题，目前尚在探讨之中。从榴辉岩和含榴辉岩变质地层的产出条件看，它们均呈包体状产于中元古代四堡期海阳所超单元超基性、基性岩及晚元古代晋宁期荣成超单元片麻状花岗质岩体中（为主），而且榴辉岩与围岩的变质温压条件有着明显差异。结合造山带构造事件和榴辉岩的PTt演化轨迹，作者提出仰冲剪切回流（华北板块的仰冲剪切拖带回流）→幔源海阳所超单元超基性、基性岩浆携带侵位→壳幔混合源荣成超单元花岗质岩浆携带侵位→推覆韧性剪切抬升→造山带的隆升剥蚀的多阶段、多机制、阶梯传递式的逐步折返机制模式。这与榴辉岩的PTt演化轨迹是一致的，其中被岩浆携带折返与榴辉岩峰期变质之后至退变质期之间的近等温降压的温压条件相吻合，而退变质期的降温降压反映了后两个折返阶段的温压特点。

胶南造山带在连云港—嘉山一线西南的海州岩群分布区内存在着蓝片岩带，向北依次为白片岩、榴辉岩。蓝片岩变质温度为450～500℃，压力为0.7～0.9GPa；白片岩变质温度650～840℃，压力为1～1.2GPa[10]。由此可看出，构成胶南造山带的高压变质带可能存在北部的高温高压变质带（以榴辉岩带为主）和南部的低温高压变质带（以蓝片岩带为主），两者共同构成一高压高低温双变质带。其中高温高压变质带位于华北板块南缘，为板块仰冲盘；低温高压变质带位于扬子板块北缘，为板块俯冲盘。

5 麻粒岩研究新进展

胶南造山带东段强变形带的西界，即日照南湖—胶南宝山—青岛仰口—乳山海阳所—文登泽头—威海田村一线，零星出露有麻粒岩和麻粒岩相岩石。它们呈透镜状成群分布于早元古代荆山岩群（岩群）和晚元古代片麻状花岗岩中，主要岩石类型为石榴透辉麻粒岩、石榴二辉麻粒岩和含透辉紫苏石榴石岩等。麻粒岩相变质的温压条件为$T=700\sim949$℃，$P=0.94\sim1.22$GPa。其峰期地热梯度约18～25℃/km，属中压相系麻粒岩相[9]③④⑤⑥⑦。经岩相学的进一步研究，麻粒岩的变质作用可划分为早期、峰期和退变质期，据变质矿物共生组合和矿物对温压测定资料，均得到了逆时针方向的PT演化轨迹或趋势，其特征类似于大陆岛弧区或大陆边缘造山带变质作用的PTt轨迹④⑤⑥。

另外，紧邻该造山带西侧的胶北隆起区之莱西南墅—平度—昌邑岞山—安丘赵戈庄一带，同一荆山群的确发生了低压相系的角闪麻粒岩相变质作用，其$T=760\sim875$℃，$P=0.5$GPa，地热梯度约41°～46℃/km，其PTt演化趋势亦呈逆时针方向⑧。该低压相系麻粒岩相变质带亦大致呈NE向展布，与胶南造山带内的中压麻粒岩相变质带共同组成了近于平行分布的双变质带，其间还夹杂高角闪岩相变质带。毫无疑问，这一发现对于研究

吕梁期造山带区域变质作用的构造环境和演化历史将有重要意义。

经研究,这些麻粒岩的原岩为超基性—基性岩,多数为侵入荆山群中的早元古代吕梁期莱州超单元彭家疃和西水夼单元的超基性、基性岩床,部分可能由基性火山岩或副变质岩变质形成。

上述麻粒岩多产于荆山群地层中,部分麻粒岩呈包体状产于晋宁期片麻状花岗质岩体中,其形成时代应早于晋宁期。而采自威海西小石岛(划归西水夼单元)石榴透辉麻粒岩中的测年样品,其单颗粒锆石 Pb-Pb 年龄值为 1 913±9Ma,为麻粒岩相变质峰期的年龄。因此,麻粒岩的原岩形成时代和变质时代均为吕梁期。

6 韧性剪切(变形)带及穹状构造

最近几年,采用区调新填图方法对区内地质构造进行研究的结果,发现胶南造山带内韧性剪切(变形)带极为发育。由于不同研究者从事研究的区域和涉及的构造部位不同,因此对韧性剪切带的性质、特征、单元划分及构造意义亦有不同的认识。张长厚、顾德林等通过 1∶5 万石门、理务关幅区调将韧性剪切带划分为两期[8]:早期为逆掩韧性剪切系统,由李家前夼-小竹园-芙蓉村主逆掩韧性剪切带和双庙-庙子山韧性剪切带组成,形成于 832Ma～514Ma 间;晚期为胶南隆起北缘的左行正滑韧性剪切带,即下六谷-前立柱韧性剪切带(小卜落崮-石门-薛家庄韧性剪切带的石门段),认为形成于中生代。这种划分观点也反映在安郁宏主编的鲁东地质图说明书中⑨。张丕健、赵运伦则根据 1∶5 万牟平等六幅和石岛等 八幅的区调成果,将造山带东段文—威地区的韧性剪切带划分为近水平伸展式韧性剪切带、收缩挤压式韧性剪切带及逆冲推覆韧性剪切带三种类型,认为前一种剪切带形成于中元古代,后两种形成于晚元古代早期,是华北、扬子板块碰撞过程形成的,并认为晚元古代晚期还形成走滑性质浅部构造相韧性剪切带。宋明春等根据 1∶5 万胶南、王台幅和莒南、三界首幅的区调成果,结合邻区资料综合研究后,将造山带中段韧性剪切带划分为水平拆离型、平行造山带走向的高角度走滑型、呈弧形展布的局部垂直造山带走向的推覆型和造山带边缘隆-滑型,认为这四种类型韧性剪切带是依次形成的,并认为造山带边缘隆-滑型韧性剪切带(即小卜落崮-石门-薛家庄韧性剪切带)西段以左行走滑剪切运动为主,中段以左行正滑运动为主,东段以正-左行平移(之后曾发生正-右行平移和左行正滑)运动为主,横向分段性明显。

上述不同性质、不同方向和不同构造相韧性剪切带的构造岩,随构造相的变浅依次为构造片麻岩(或构造片岩)、变晶糜棱岩(或构造片岩)、糜棱岩等,主要发育于晚元古代晋宁期同构造(造山)期荣成超单元花岗质岩石中,震旦期各超单元花岗质岩石中相对较少,

① 山东省地质调查研究院,1996,1∶5 万坪上等三幅区域地质调查报告(送审稿)。
② 山东省地矿局、青岛海洋大学,1991,鲁东榴辉岩地质。
③ 山东省地矿局第八地质队,1995,1∶5 万日照等六幅区域地质调查报告。
④ 山东省地质调查研究院,1996,1∶5 万胶南、王台幅区域地质调查报告(送审稿)。
⑤ 山东省地矿局第三地质队,1995,1∶5 万石岛等八幅区域地质调查报告。
⑥ 山东省地矿局第六地质队,1995,1∶5 万威海等九幅区域地质调查报告。
⑦ 山东省地矿局第一地质队,1996,1∶5 万乳山等四幅区域地质调查报告(送审稿)。
⑧ 山东省地矿局第四地质队,1995,1∶5 万夏甸等四幅区域地质调查报告。
⑨ 山东省地矿局区调队,1992,鲁东地质图说明书。

或仅局部发育。韧性剪切构造带的方向，以平行造山带的北东方向为主，局部为东西向、北西向及南北向。造山带内有如下几期韧性剪切变形事件：①吕梁期造山褶皱前的隆-滑构造产生的中深构造相顺层滑脱韧性剪切变形事件，发育于荆山群(岩群)变质地层中；晚太古代的韧性剪切事件，因保存太少或被改造，已不易辨认。②中晚元古代(四堡—晋宁期)榴辉岩构造相韧性剪切变形事件，主要见于榴辉岩中，矿物塑性变形强烈，构成条带或条纹状构造，并发育A型褶皱。有的发育在莱州超单元岩体包体中，因存在于异地包体中，其性质和特征不易恢复。③晚元古代晋宁期荣成超单元花岗质岩石中，发育1～2次(多数地段为2次)中构造相逆冲推覆韧性剪切带，后期个别为走滑韧性剪切带，常两次叠加或被后期的韧性剪切带截切。构造岩经历了以中压相系角闪岩相为主，局部为低压相系和高压相系角闪岩相的动力变质作用，发生时间以晚元古代晋宁期为主，部分为震旦期(控制震旦期花岗岩定位)。④晚元古代震旦期花岗岩石中发育1—2次中浅—浅部构造相韧性剪切带，常叠加(或截切)在前几期韧性剪切带之上，其性质有逆冲推覆、走滑、正滑等，但以走滑性质为主，方向各异。发生时间主要为震旦期末(如日照、梭罗树一带采集的多硅白云母，其$^{40}Ar-^{39}Ar$法坪年龄为721.48±13.6Ma)，最晚可能延至加里东运动或华力西运动期，局部印支期可能亦有活动。

胶南造山带的构造演化模式可概括为：早元古代统一大陆→中元古代裂陷→晚元古代华北板块与扬子板块碰撞造山(早期推覆—晚期走滑韧性剪切)→隆升剥蚀。

除上述呈带状分布的较强韧性剪切变形带外，在晋宁期荣成超单元花岗岩弱韧性变形及未发生后期叠加韧性变形的区域，如威海西南初村、胶南宝山—诸城桃林和日照等地区，常可见到片麻理穹状构造。其特征是花岗质岩石中由暗色矿物组成的片麻理或变余条带状构造产状平缓，形成宽缓的穹状构造，其中变质地层或榴辉岩包体的长轴与前述的面理构造平行，并呈环状分布。对于穹状构造的成因，有的认为属后期褶皱①②，有的则认为是由花岗岩底辟侵位形成的片麻岩穹窿③。

本文对胶南造山带近十年来地质研究新进展作了概括总结，其目的在于为全面了解该造山带的地质构造特征提供基础素材。文中阐述了作者对该区某些重大地质问题的看法，希望能与同行们共同探讨，不断深化认识。由于仓促成文，因此未能将这一地区历年来基础地质研究方面的新成果、新进展一一加以总结，疏漏或引用有误之处在所难免，恳请同行指正。

① 山东省地矿局第六地质队，1995，1∶5万威海等九幅区域地质调查报告。
② 山东省地矿局第八地质队，1995，1∶5万日照等六幅区域地质调查报告。
③ 山东省地质调查研究院，1996，1∶5万胶南、王台幅区域地质调查报告(送审稿)。

参 考 文 献

1 王致本等．胶南隆起变质地层划分对比及大地构造演化初步探讨．山东地质，1985，1(1)：66—77.

2 刘若新等．苏北—胶南构造混杂岩带的地质特征和岩性地层柱．地震地质，1989，11(1)：47—54.

3 曹国权等．山东胶南地体及其边界断裂五莲—荣成断裂的构造意义．山东地质，1990，6(1)：1—14.

4 亓润章等．苏胶地体碱质闪石阿石英榴辉岩的意义．火山地质与矿产，1994，15(4)：53—61.

5 丛柏林，王清晨．中国超高压变质岩研究评述．科学通报，1994，39(24)：2215—2218.

6 王来明．鲁东碰撞带的初步研究．山东地质，1994，10(1)：100—107.

7 张成基，王世进．山东省侵入岩岩石谱系单位划分序列．山东地质，1996，12(2)：92—105.

8 顾德林，张长厚，陈建强等著．胶南隆起北部地质构造特征及其演化．武汉：中国地质大学出版社，1996.

9 张希道，王来明．胶东威海—乳山麻粒岩相岩石的发现及初步研究．中国区域地质，1996，(4)：213—221.

10 张树业等．中国中部元古代蓝片岩—白片岩—榴辉岩带——古陆内板块裂撞带的三位一体特征．长春地质学院学报(鄂皖蓝片岩带地质专辑)，1989.

NEW DEVELOPMENT IN THE JIAONAN OROGENIC BELT RESEARCH

Zhang Chengji

(Geological Exploration Department of Shandong Geological Exploration Bureau)

Wang Shiji

(Shandong Institute and Laboratory of Geological Sciences)

Abstract

The Jiaonan orogenic belt is a long and narrow uplifted situated to the east of the Anqiu—Juxian fault, to the southeast of the Wulian—Taocun fault and to the north of the Jiashan—Xiangshuihe fault. It is the east extension of the Qinling—Dabei orogenic belt. Over the last ten years, new developments have been gained in the regional surveys and special subject research in this area. These developments prove that the orogenic belt consists mainly of metamorphosed and deformed intrusive rocks of the Neo—proterozoic Jinning and Sinian phases, little ultrabasic—basic intrusive rocks of the Meso—proterozoic Sibao phase and some deformed strata, such as the late Archean Jiaodong group, Palaeo—proterozoic Jinshan and Fenzishan groups which are residued in the Neo—proterozoic granites. Eclogites spread widely along the orogenic belt. Some eclogites contain coesite and micro—grained diamond indicating that they have experienced ultrahigh—pressure metamorphism. In addition, in the east part of the orogenic belt, granulite and graulite—facies rocks are exposed. The Jiaonan orogenic belt was formed by the collision—orogenism of the north China plate and the Yangtz plate during the Neo—proterozoic when the ductile deformation was intensive. It can be divided into ductile shear zones of medium—deep level structural—facies in the early stage and the slip ductile shear zones of shallow—level structural—facies in the late stage.