

# 鲁西花岗绿岩带和变质作用

徐惠芬

(中国地质科学院地质研究所)

**提要** 山东郯庐断裂以西的鲁西断块是我国较典型的晚太古代花岗绿岩带，同位素年龄资料表明，它的形成开始在近于2800Ma以前，约在2700—2500Ma间经历多期构造变形、变质作用和岩浆活动。发育有具喷发旋回和簇刺结构的科马提岩、具枕状和杏仁构造的拉斑玄武岩，以及TTG演化系列的花岗质岩套，同时伴随有与绿岩带有关的铁、金等矿产。

变质作用与构造变形紧密相关，变质等级属角闪岩相—绿片岩相，随时间的推移，变质等级逐渐降低，PTt轨迹显示鲁西花岗绿岩带主要是在地壳回返大陆抬升过程中形成的。空间上表现变质作用不均匀，尤其是晚太古末期，近东部雁翎关组泥质岩石出现红柱石等中温低压矿物，而西部柳杭组出现多硅白云母、黑硬绿泥石和硬绿泥石等低温高应变矿物。

近些年来综合地质研究结果表明，位于山东郯庐大断裂以西的鲁西南太古宙地块是我国较典型的晚太古代花岗绿岩带，很多特点可与国内外同时代的花岗绿岩带地体相比，其主要表现在如下几方面：

1. 从出露基岩的岩石组合看，花岗质岩石（包括部分正片麻岩和混合岩）重重包围了变质层状岩系，后者在很多地区已被分隔得支离破碎，花岗质岩石约占该区基岩露头体积的70%±，绿岩约占20%，其它层状变质泥砂质或中酸性火山岩等约占10%或更少。

2. 多种方法(Sm-Nd、U-Pb、Rb-Sr和Ar-Ar等)同位素年龄数据显示，该花岗绿岩带的绿岩原岩是一套上壳岩，开始形成于约≥2800Ma以前，此后埋入地壳深部，大约在2700—2500Ma间长达2—3亿年的时间经历了多期构造变形、变质作用和岩浆活动的改造，发展成现今的花岗绿岩带。因此该花岗绿岩带是晚太古代产物。

3. 除岩石化学证据外，野外喷发熔岩旋回，特有的科马提岩结构（如簇刺和冷凝边结构）及镜下残余的橄榄石、辉石等矿物，都佐证科马提岩的存在。出露较好的新泰石河庄水库东侧总厚达300多米，在整个雁翎关地区的雁翎关组从下到上发育有4—5套科马提岩，均分布在原岩为拉斑玄武岩的底部，并伴随有大量超镁铁质层状岩幕和侵入体。柳杭组也有发育。

4. 绿岩中除科马提岩外，大量发育海相喷发的拉斑玄武岩（间夹凝灰岩），喷发的火山旋回和火山—沉积旋回多处可见。局部尚保存有浅海相的枕状构造。在雁翎

关组和柳杭组中都见到变余压扁拉长的杏仁构造。

5. 就出露较全的新泰—泰安一带，尤其是原雁翎关组和山草峪组显示早期以超镁铁—镁铁质火山岩为主，晚期以中酸性和沉积碎屑—泥砂质岩为主的演化趋势。

6. 花岗质岩石（包括部分片麻岩和混合岩），晚太古代就具有明显的TTG成分演化系列，早期的英云闪长岩发育片麻理，其方向与区域片麻理方向一致，走向 $320^{\circ}$ — $340^{\circ}$ 。奥长花岗岩混合岩化和伟晶岩化强烈，花岗岩略具块状构造，部分与围岩侵入关系清楚，并见围岩接触变质而形成透闪石、十字石、红柱石和石榴石等矿物。据同位素年龄数据，TTG套多数形成在2700—2500 Ma之间。

7. 尚存一定规模的铁矿（如韩旺铁矿）和若干绿岩金矿异常区。某地（化马湾）的金矿带与绿岩带晚期剪切带、绿片岩相褪变以及奥长花岗岩侵入有着密切的关系。

8. 花岗绿岩带经受的变质作用和它的构造变形史紧密相关，空间上不均匀，时间上也不是一次形成的，变质相总的趋势表现从角闪岩相—绿片岩相。

60年代以来不少人探讨过该区尤其是雁翎关组的变质作用等级和变质相系，并估算其形成的温压条件，如程裕淇等<sup>[1]</sup>认为该区属于区域变质作用范畴的角闪岩相的低压和中压相系，贾跃明<sup>[1]</sup>据斜长角闪岩中角闪石—斜长石和石榴角闪岩中的石榴石—角闪石矿物温度计，估算温度为 $T = 500 - 570^{\circ}\text{C}$ ，压力 $P = 0.25 - 0.35 \text{ GPa}$ ，认为属于区域变质的高绿片岩相—低角闪岩相，亓润章<sup>[2]</sup>据东平铁矿区原雁翎关组角闪质岩石中石榴石—黑云母矿物对平衡温度估算为 $T = 550 - 500^{\circ}\text{C}$ ；近几年山东地矿局在1:20万和1:5万填图工作中又做了大量工作，估算的温压条件也接近上述结果。

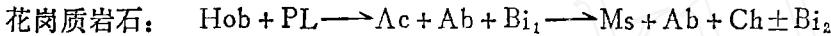
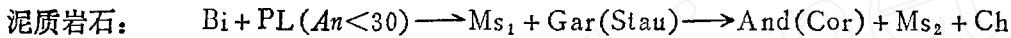
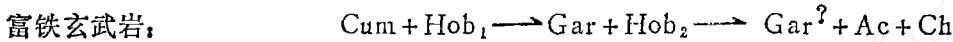
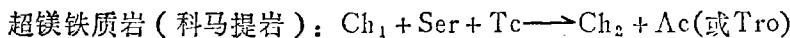
### 缩写符号

Xmg	$\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Mn})$	镁分配系数	Ser	Serpentine	蛇纹石
Xca	$\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$	钙分配系数	Se	Sericite	绢云母
Am	Amphibole	角闪石	Ms	Muscovite	白云母
Hob	Hornblende	普通角闪石	Bi	Biotite	黑云母
Ac	Actinolite	阳起石	Gar	Garnet	石榴石
Tro	Tremolite	透闪石	Alm	Almandine	铁铝榴石
Cum	Cummingtonite	镁铁闪石	And	Andalusite	红柱石
Ant	Anthophyllite	直闪石	Stau	Staurolite	十字石
Tc	Talc	滑石	Cor	Cordierite	堇青石
Ch	Chlorite	绿泥石	Ep	Epidote	绿帘石
C1	Chloritoid	硬绿泥石	P1	Plagioclase	斜长石
Stp	Stilpnomelane	黑硬绿泥石	Ab	Albite	钠长石

<sup>1)</sup>贾跃明，1985，山东雁翎关地区太古宙镁铁质—超镁铁质岩的岩石成因和变质作用研究。硕士研究生论文，未刊。

我们通过野外构造分析、微构造测量、岩相学研究、矿物共生组合、变质反应及矿物微区分析等手段，以新泰—泰安一带的雁翎关组、山草峪组和柳杭组的层状变质岩系为例，结合花岗质岩石的变形和变质作用研究，认为鲁西花岗绿岩带经历了多期（四期以上）构造变形和变质作用迭加，有它独特的PTt演化途径。

矿物共生组合。鲁西花岗绿岩带广泛分布的变质层状岩系有角闪质岩石（包括斜长角闪岩和角闪岩）、变粒岩类（黑云和角闪变粒岩或两者过渡）、科马提岩和云母片岩类岩石。这些岩石的原岩为超镁铁质—镁铁质—中酸性组分的火山熔岩到凝灰岩，部分属沉积砂泥质岩石。它们的主要矿物共生组合和演化如下：



从以上不同岩石组分的变质矿物共生组合看出：由于岩石化学组分的差异导致完全不同的矿物组合，本区超镁铁质岩石中有代表性的主要共生矿物为阳起石+绿泥石，镁铁质岩中为普通角闪石+斜长石，泥质岩石中主要出现石榴石（铁铝榴石为主）+十字石+红柱石+堇青石+直闪石，有时同一类矿物随不同岩石组分的变化十分明显，并存在一定的规律性。如钙质闪石在基性岩石（表1中1—15号样）中，其  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$  比值除个别样品外均在0.50—0.60之间，在超镁铁质岩石中为0.21—0.37。另外如  $\text{Al}/(\text{Si} + \text{Al})$  和  $\text{Na}/(\text{Ca} + \text{Na})$  等都具有明显的差别（表1）。又如石榴石在泥质岩石和富Si岩石中  $\text{Al}_{\text{m}}$  端元组分  $\leq 50\%$ ，在富铁基性岩中  $\text{Al}_{\text{m}}$  端元组分高达70—80%，其它岩类中石榴石的这一端元组分多见介于50—70%。绿泥石，在科马提岩中为相对较高硅和镁的叶绿泥石，在泥质岩石中为低硅高铁的铁绿泥石（即蠕绿泥石）。角闪石在科马提岩中为阳起石或透闪石，在玄武质岩石中以镁普通角闪石为主，晚期褪变为阳起石。在富铁玄武质岩石中以铁—普通角闪石为主，晚期褪变为铁阳起石。斜长石的变化更大，富铁基性岩中可出现  $An = 90$  的钙长石和透闪石共生，泥质岩石中  $An = 0 - 10$ ，中酸性岩石中主要出现  $An = 30 - 0$ ，基性岩中  $An = 57 - 5$ ，一般认为变质基性岩中斜长石的号码可视作为变质作用等级的标志之一，实际上，本区斜长角闪岩中的斜长石  $An$  变化相当大，如前述  $An$  可差50号之多，因此，不能简单地用斜长石号码来判断变质作用等级。矿物成分的变化还取决于共生矿物的种类和成分，如同一样品中和石榴石共生的角闪石铝含量相对低（ $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 9\%$ ），而与石榴石非共生的角闪石为高铝角闪石（ $\text{Al}_2\text{O}_3$  达17%）。不同岩石中同期变质作用下，斜长石与  $\text{CaO}$  含量相对低的镁角闪石共生为中—更长石，而与  $\text{CaO}$  含量相对高的镁角闪石则共生为更—钠长石，它们的形成温度可以完全一致，但和阳起石共生的常为钠长石。显然后者是褪变的组合，不是同期产物。相近组分的岩石或同一岩样中显示有多期演化的矿物共生组合。这里明显标志矿物共生组合演化

趋势的是基性玄武质岩石和泥质岩，而且，这两种岩石区域上分布也较广泛。有利于空间上作对比，因此选择这两种岩石以解剖本区的变质作用演化、形成的P—T条件，推算PTt途经并进行区域对比是比较可行的。以下列举斜长角闪岩中P—T演化的主要标志：

表1 钙质闪石的主要化学成分变化

编号	样品号	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Ti	Al/(Si+Al)	Na/(Ca <sup>+</sup> /Na)	Na+K	Ca/(Ca <sup>+</sup> /Na+K)	Mg/(Mg <sup>+</sup> /Fe <sup>2+</sup> )
1	AY299	6.854	1.146	0.823	0.070	0.22	0.14	0.323	0.854	0.60
2	AY330	6.743	1.257	0.496	0.189	0.21	0.12	0.297	0.864	0.60
3	AY282	6.939	1.061	0.345	0.110	0.17	0.13	0.338	0.855	0.51
4	AY371	6.606	1.394	1.155	0.159	0.28	0.31	0.344	0.683	0.60
5	AY356	6.839	1.161	0.731	0.234	0.22	0.15	0.288	0.839	0.49
6	AY356	7.075	0.925	0.543	0.132	0.17	0.15	0.352	0.842	0.63
7	AY71	6.641	1.356	0.730	0.132	0.24	0.1	0.211	0.899	0.60
8	AY334	6.702	1.298	0.709	0.125	0.23	0.15	0.34	0.835	0.58
9	AY69	7.037	0.963	0.442	0.079	0.17	0.18	0.335	0.817	0.69
10	BY277a	6.856	1.144	0.501	0.052	0.194	0.149	0.329	0.846	0.586
11	YI018	7.01	0.99	0.094	0.068	0.168	0.144	0.378	0.814	0.55
12	86058	6.558	1.442	0.945	0.028	0.267	0.253	0.592	0.736	0.535
13	LI024	6.436	1.546	0.129	0.228	0.21	0.19	0.367	0.781	0.371
14	S076	6.825	1.175	0.532	0.062	0.200	0.174	0.54	0.7083	0.545
15	LIII035	6.776	1.224	0.932	0.056	0.241	0.162	0.036	0.8295	0.58
16	S055	6.399	1.601	1.094	0.058	0.296	0.150	0.401	0.819	0.21
17	S061	7.507	0.493	0.645	0.032	0.13	0.07	0.158	0.927	0.33
18	S057	6.542	1.458	0.751	0.081	0.25	0.21	0.378	0.781	0.37
19	YI022	6.916	1.084	0.575	0.040	0.194	0.192	0.495	0.777	0.337
20	YIII022	7.271	0.729	0.441	0.033	0.09	0.13	0.267	0.85	0.37
21	86092	6.957	1.043	0.662	0.048	0.20	0.23	0.436	0.796	0.37
22	YI09	6.249	1.751	1.177	0.043	0.32	0.21	0.583	0.750	0.29

续表1

23	YI014	7.895	0.105	0.201	0.025	0.02	0.03	0.005	0.997	0.89
24	YI113(1)	8.079	0	0.024	0	0.003	0.008	0.1	0.93	0.91
25	87078	7.751	0.249	0.402	0.026	0.08	0.07	0.135	0.928	0.680
26	87078	7.751	0.249	0.402	0.026	0.01	0.003	0.005	0.997	0.84
27	LII007	7.332	0.668	0.423	0.038	0.13	0.13	0.283	0.853	0.741
28	LIII036	8.063	0	0.002	0	0.0002	0.07	0.124	0.935	0.88
29	LIII045	7.849	0.151	0.295	0.006	0.05	0.04	0.073	0.961	0.75

1—15. 镁角闪石，产于斜长角闪岩；16—22. 铁角闪石，产于含石榴石角闪质岩；23—29. 阳起石或透闪石，产于科马提岩。

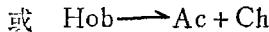
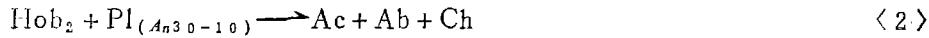
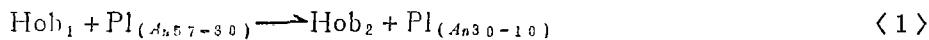
由矿物成分环带看 P—T 演化。所取的样品分别是雁翎关组和柳杭组，岩石较新鲜，斜长石和角闪石均具成分环带，但是斜长石的环带在光性上显示比角闪石明显得多，除少数显示反环带外，多数斜长石显示正环带，从核部到边部其成分变化分别为  $An_{38-27}$ （雁翎关组）、 $An_{33-28}$ （柳杭组），部分见边部钠长石。角闪石环带核部为低硅高  $Al^{IV}$ ，边部相对高硅低  $Al^{IV}$ ，最边部阳起石， $x_{Ca}$  从核部一边部均有升高的趋势，据角闪石和斜长石共生关系，显示褪变质的趋势，P—T 条件逐渐降低。

从矿物包裹关系看 P—T 演化。在含石榴石的斜长角闪岩中被石榴石包裹的角闪石和在石榴石外的角闪石（和石榴石共生）成分也有变化，前者相对高硅低  $Al^{IV}$ ，后者相对低硅高  $Al^{IV}$ （见前），前者  $x_{Ca}$  和  $x_{Mg}$  相对后者要高，这里显示和不含石榴石的斜长角闪岩中角闪石的成分变化是相反的趋势，假设石榴石成分较均一，如果按镁铁分配系数估算温压条件，按 *перчук* (1967) 图解石榴石  $x_{Mg}$  不变，角闪石的  $x_{Mg}$  升高，显示温度下降。因此包于石榴石中的角闪石是较低温的，而在石榴石外的角闪石则是相对高温。这个趋势与上述斜长角闪岩中角闪石的成分环带正好相反，前者是褪变，后者是进变。这样的矛盾可能属于非同期产物。推断前进变质可能迭加在褪变作用之上，和部分石榴石共生的角闪石 ( $Hob_2$ ) 很可能应该代表更晚的角闪石 ( $Hob_3$ )。石榴石生长有过温度升高。

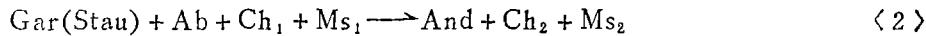
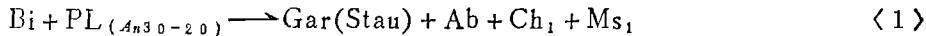
从共生矿物对地质温压计结果看 P—T 演化。斜长角闪岩中的  $Hob-P1$  共生矿物对，由于没有  $Fe^{3+}$  和  $Fe^{2+}$  计算的问题（对探针分析结果），因此按照它们估算的温度可能更有代表性。不同岩样计算结果大致分成三组，I 组温度  $T = 520-600^{\circ}C$ ，II 组  $T = 450-500^{\circ}C$ ，III 组  $T \leq 400^{\circ}C$ ，其中 III 组出现共生矿物为  $Ac + Ab$ ，它们分别分布在普通角闪石和斜长石的边缘或呈纲脉穿切。因此 I—II 的演化可能性最大。反映了褪变质作用的 P—T 演化。但是，如前述石榴石斜长角闪岩中普通角闪石显示进变质的趋势，很可能在不含石榴石的斜长角闪岩中这期变质作用在矿物组合上反映不灵敏，但是据部分样品中见到斜长石尚存在反环带结构，很可能是类似的进变质作用反映。

从典型变质反应看 P—T 演化。仍然以斜长角闪岩和泥质岩石为例，前者的典型变

质反应是：



后者泥质岩中典型反应是：



以上变质反应显示该区褪变质作用为主导的演化趋势。

从矿物形变机制看 P—T 演化。鲁西花岗绿岩带中变质矿物普遍存在塑性形变，其中层状硅酸盐矿物如白云母（包括部分绢云母）、黑云母和绿泥石多数沿叶理面呈现 (001)[100] 滑移系为主的定向排列和变形，它们的拉伸方向与区域片麻理方向一致，基本上代表了中一低温组构，黑云母在黑云变粒岩或二云片岩中形成条件代表了角闪岩相的中温中压特点，白云母和绿泥石定向排列（早期）演化到杂乱分布，后者温压条件略有降低，剪切应力也有降低的趋势。

近几年来矿物塑性变形实验研究表明，有些矿物如斜长石、角闪石等在不同温压条件下具有不同的塑性变形机制。角闪石是较耐韧性的矿物，一般在低温下层状硅酸盐变形时它只表现脆性变形，呈变斑晶或碎斑，只有在高温下才显示有规律的滑移系。如在 600—750°C 间角闪石出现 (100)[001] 滑移系，结构中 Si—O 键未破坏<sup>[3]</sup>，还出现膝折构造。当温度在 800 °C 时角闪石 (100) 面滑移，但滑移方向有变化，不再固定在 [001] 方向上<sup>[4]</sup>。本区普通角闪石明显看到两种以上的变形机制，较早期它沿叶理面的 x 方向定向排列，在叶理面上可见拉伸线理，其方向和杏仁及砾石的拉伸方向一致，经微构造测定，主要表现为 (100)[001] 滑移系，但未见明显膝折构造。故形成在 ≤600 ° 温度和应变压力下。这期角闪石和前述矿物对温压估算中的 I 相对应，和变质反应中的 Hob<sub>1</sub> 一致，因此也称之为 Hob<sub>1</sub>，另一种角闪石呈碎斑晶，野外常描述为变斑晶，它显示明显的斑块状，多米诺状等波状消光，普遍有亚颗粒、压力影等结构，常见滑移双晶，在 xz 面上见到呈左型的旋转构造，角闪石内的石英和磁铁矿包体同时发生旋转。这种角闪石基本和变质反应中的 Hob<sub>2</sub> 对应。Hob<sub>2</sub> 穿切和包裹 Hob<sub>1</sub>，和 Hob<sub>1</sub> 有近 40° 交角。Hob<sub>1</sub> 在 Hob<sub>2</sub> 中又拖曳了其中的定向包体，以上角闪石的塑性形变特点，明显看出 Hob<sub>1</sub> 和 Hob<sub>2</sub> 呈现截然不同的变形机制，Hob<sub>1</sub> 属于近高温中压高应变的产物，因此导致了 (100)[001] 的滑移系，而 Hob<sub>2</sub> 具有剪切带中变形机制的特点，属于较 Hob<sub>1</sub> 温度低（中温）但同样具高应变的产物，它们分别对应的温度可能是 Hob<sub>1</sub> = I, T = 550°C ±, Hob<sub>2</sub> = II, T = 450 ° ±。推测 Hob<sub>1</sub> 形成在地壳深度 ≥15km 左右的地方，达到角闪岩相，而 Hob<sub>2</sub> 可能形成在 5—10km 深度间，属于角闪岩相到绿片岩相过渡的变质相。

关于形成压力的估算难度较大，这里主要按角闪石的探针分析结果，据 Plysnina (1982) 实验的  $\text{Ca}^{+1} - \Sigma \text{Al}_{A_m}$  图解，同一样品中 Hob<sub>1</sub> 和 Hob<sub>2</sub> 两者的压力几乎相近，在 0.5Gpa ± 变化，但是据 Brodie 等 (1986) 的  $\text{Na}/(\text{Ca} + \text{Na})$  对  $\text{Al}/(\text{Si} + \text{Al})$  关系图解，

$H_{ob_2}$ 比 $H_{ob_1}$ 的压力略下降，只是都落在中压线附近，和该图解中多数剪切带的角闪石点位置相吻合。因此，本区 $H_{ob_1}$ 很可能代表了中地壳的剪切应变，而 $H_{ob_2}$ 则代表上地壳的剪切应变。

综上所述，不管从矿物成分的变化，矿物对地质温压计估算，变质反应的演绎，还是从矿物不同形变机制的表现都证明鲁西花岗绿岩带在形成、发展过程中曾经经历了多期迭加的构造变形和变质作用，变形和变质是紧密相关的，如上述 $H_{ob_1}$ 可能与早期的新甫山—徂徕山复向斜宽褶皱构造变形( $D_1$ )同时， $H_{ob_2}$ 与平行 $D_1$ 片麻理方向的剪切带构造( $D_2$ )同时。从该区花岗质岩石的同位素年龄和剪切带可能的时间，推断鲁西花岗绿岩带经历了约200—300百万年的构造变形和变质作用演化，试图搞清楚全部PTt演化途径是很难的，上述的PTt演化是初步的，它基本显示了褪变质作用的趋势，反映了整个鲁西晚太古代花岗绿岩带是在地壳抬开返回大陆时经受各种变形和变质作用的，这点和朱振华同志关于该区花岗质岩石变形和变质作用研究结果基本一致。

另外，据本区东部新泰地区的雁翎关组和山草峪组中出现红柱石和堇青石等低压中温矿物，而西部泰安地区的柳杭组出现多硅白云母、黑硬绿泥石、硬绿泥石等低温高应变矿物，构造分析和岩相学研究表明它们都发生在上述 $H_{ob_2}$ 同时或之后，因此，推断在晚期(约2500Ma左右)，该区在空间上变质作用是不均匀的，东部是低压中温带，西部属于低温高应变带。东部受花岗岩浆侵入影响为主，西部受晚期剪切带应变影响为主。

值得讨论的是早于 $H_{ob_1}$ 也就是早于 $D_1$ 是否存在有更早的变形和变质作用？据 $H_{ob_1}$ 切过的角闪石有一定定向方位和变形机制， $H_{ob_2}$ 在 $H_{ob_1}$ 中拖曳了 $H_{ob_1}$ 晶体内的定向包体等现象，推测很可能存在早于 $D_1$ 的变质作用，今后工作值得进一步搜索其残迹。此外，新泰雁翎关地区由石榴石角闪岩中存在前进变质的迹象，泥质岩石中见红柱石包裹十字石，显示升温降压的趋势，据矿物共生关系，可能发生在前述Ⅱ和Ⅲ之间或与Ⅲ同时，西部泰安柳杭组却出现多硅白云母、黑硬绿泥石和硬绿泥石等低温高应变矿物，它们迭加在 $H_{ob_2}$ 之后也即Ⅱ和Ⅲ之间或与Ⅲ同时。因此，晚期空间上变质作用表现了不均匀，东部为中温低压、西部为低温高应变。

综上所述，鲁西花岗绿岩带的变质作用属于角闪岩相—绿片岩相，PTt轨迹显示总趋势为高温中压——中温中压——中温低压(东部)  
低温高应变(西部)，代表古地壳抬升的造山运动。

形成的温压条件变化： $T = 550 - 600^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 0.5 - 0.6 \text{ GPa} \rightarrow 450^{\circ}\text{C} \pm 0.4 - 0.5 \text{ GPa}$

$\nwarrow 400 - 450^{\circ}\text{C}, \leq 0.2 \text{ GPa}$ 。

$\nwarrow < 400^{\circ}\text{C}, 0.3 - 0.4 \text{ GPa}$ 高应变。

金矿化与晚期绿片岩相有关，形成在 $380^{\circ}\text{C} \pm$ 。

## 感谢和结束语

本文的部分资料来自地矿部“七五”攻关项目(86013—3—4)，主要成果应归功于本课题的全体工作组成员。值得庆幸的是曹国权总工程师是本课题的技术指导，他曾多次到野外现场指导，提出研究方向和总体设想。作者自1981年以来曾多次和曹总在鲁西南进行野外地质考查，受益不浅。山东地矿局，尤其是地质一大队的王致本高工、马云顺高工和该区1:5万填图组及绿岩组的全体同志，在本课题进行中，他们给予了各方面支持并提供了大量可贵的地质资料。山东区调队的王世进工程师等也提供了部分地质资料，在这里一并感谢。作者以此文献给曹总和山东的地质同行们，错误和缺点一定很多，欢迎批评指正。

## 参考文献

- [1]程裕淇等, 1982, 山东太古代临朐变质火山—沉积岩. 地质出版社.
- [2]亓润章, 1984, 鲁西前寒武纪地层划分及含铁建造地质特征. 南京地矿所所刊, 第5卷, 1984年第3期.
- [3]林传勇和史兰斌译, 1985, 变质岩的晶质塑性和固态流变. 科学出版社.
- [4]K.H.Brodie and E.H.Rutter, 1986, On the Relationship between Deformation and Metamorphism with Special Reference to the Behavior of Basic Rocks, 《Meta. Reactions Kinetic, Textures and Deformation》, PP.138—179.
- [5]D.Thiéblemont et al., 1988, Mineralogy, Petrology and P-T-t path of Ca-Na Amphibole Assemblages, Saint-Martin des Noyers formation, Vendée, France, Jol. meta. Geol., 1988, No.6, pp.697—715.

# GRANITE—GREENSTONE BELT AND THE METAMORPHISM IN THE LUXI UPLIFT, SHANDONG

Xu Huisen

(*Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences*)

## Abstract

A Late Archean granite-greenstone belt is located in the Luxi Uplift, east to the Tanlu Fault, Shandong. The belt is a typical one of the Archean greenstone belts in China. New data of geochronology have shown that the belt formed at  $\geq 2800$  Ma. ago and between about 2700-2500 Ma, underwent polygene tectonic deformation, magmatism and metamorphism. There are komatiites with volcanic lava cycle and split structure, tholeiites with pillow and amygdaloidal structure, and TTG granitoids of the Archean age. Some Fe and Au ore deposits related to the greenstone belt have been discovered.

Metamorphism can be related directly to the deformation. The P-T-t path which is based on the basic rocks suggests that the metamorphism occurred in the region belongs to amphibolite facies-greenschist facies, and the retrogressive metamorphism was evolved during the uplift of the Late Archean Luxi crust.