

辽宁鞍山地区元古宙岩群构造变形及其对铁矿床分布的控制规律

屈 奋 雄

提 要 本文运用构造解析的方法,结合地层学、岩石学及地球化学等方面的研究,搞清了鞍山地区元古宙岩群的构造变形规律,建立了构造变形序列,探讨了该区韧性变形带的分类性质、形成机制、形成时代以及韧性变形带与构造序列的关系,在此基础上总结出了本区地质构造的演化规律,以及构造变形对铁矿床的控制规律。

关键词 构造变形序列 韧性变形带 构造演化 构造控矿 岩浆活动

一、区域地质背景

鞍山地区位于华北地台东北部,抚顺—靖宇和营口—宽甸两个隆起带之间(图1),是前寒武纪复杂构造区之一。曾有许多地质学家来此进行过地质研究,但都采用传统的地质学方法,忽视了前寒武纪构造变形的多期性和构造置换现象,简单地认为该区各岩群之间的关系为一单斜构造^[1]。近年来不少学者、专家对该区进行过较详细的地质工作,认识到本区构造变形的多期性和复杂性。本文是在前人工作基础上进行的,以构造解析方法为主,结合地层学、岩石学及地球化学等方面的研究,搞清了鞍山地区元古宙岩群的构造变形规律以及构造变形对铁矿床的控制规律。

区内元古宙岩群包括早元古宙樱桃园组^[2],中元古宙辽河群及晚元古宙震旦系盖层沉积(图1)。樱桃园组主要分布于太古宙岩群两侧,由绿泥石英片岩、绿泥片岩及巨厚的条带状含铁石英岩组成,原岩为一套以粘土岩、粉砂岩、杂砂岩为主的沉积岩系。辽河群则零星分布于西鞍山、齐大山、胡家宙子及大石头等地,由石英砂岩、底砾岩、绿泥片岩、千枚岩等浅变质岩系组成,原岩为一套浅海相沉积岩系和一些火山凝灰岩夹层。分布于大石头和大孤山西北部的薄层石英岩及千枚岩,在岩石组成、变质程度及构造样式等方面都与辽河群相似,而与樱桃园组有较大区别,因此文中把它们划为辽河群地层。

本区岩浆岩很发育,以花岗岩类为主,还有少量闪长岩、中基性火山岩和各种脉岩。花岗岩类除构成太古宙铁架山群片麻岩的花岗岩外,还有元古宙的红色花岗岩和燕山期的钾长花岗岩。根据花岗岩与围岩的接触关系及花岗岩变形特征与构造序列的关系,可进一步把元古宙花岗岩分为两期,早期与 PD_1 变形有关,晚期与 PD_1 构造变形有关(详后)。岩石学、岩石化学的研究证明这套花岗岩(该花岗岩过去被许多地质学家认为是“鞍山群”地层混合岩化的产物并统称为“混合岩”)为岩浆成因的“S”型花岗岩(图2),并非“混合岩”^[3]。

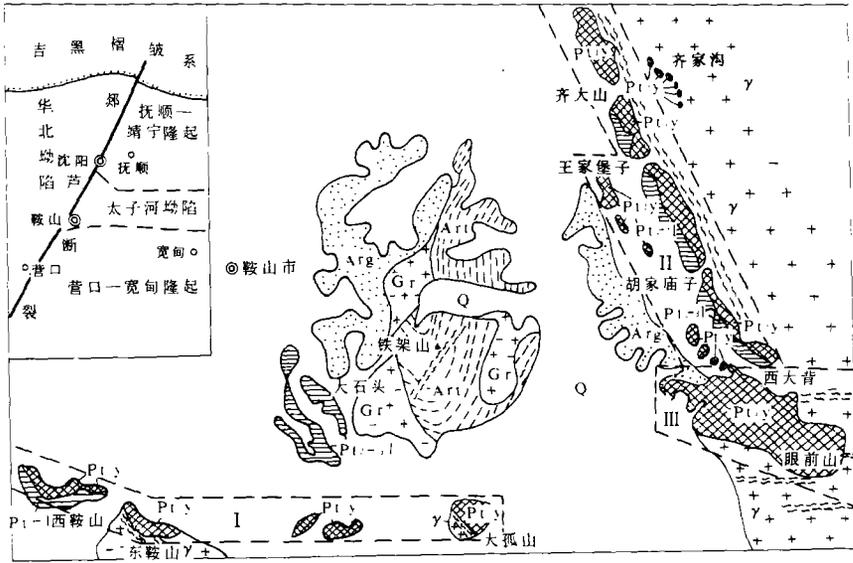


图 1 鞍山地区地质简图

Fig. 1. Tectonic location and simplified geological map of the Anshan region

Art 铁架山群; Arg 鞍山群; Ptiy 樱桃园组; pt2—3L 辽河群; Gr 花岗岩(时代未定); r 元古宙花岗岩; I, II, III 为樱桃园组构造均匀区; 双“S”线为韧性变形带; 左上角插图示鞍山地区大地构造位

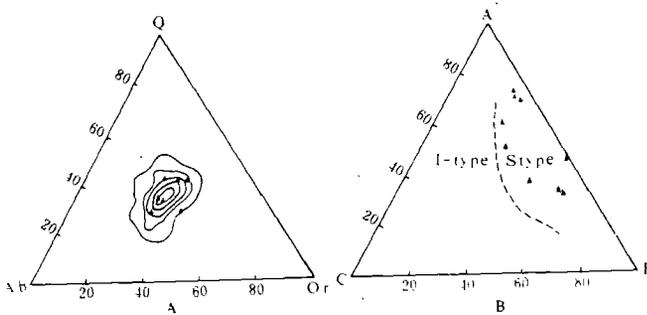
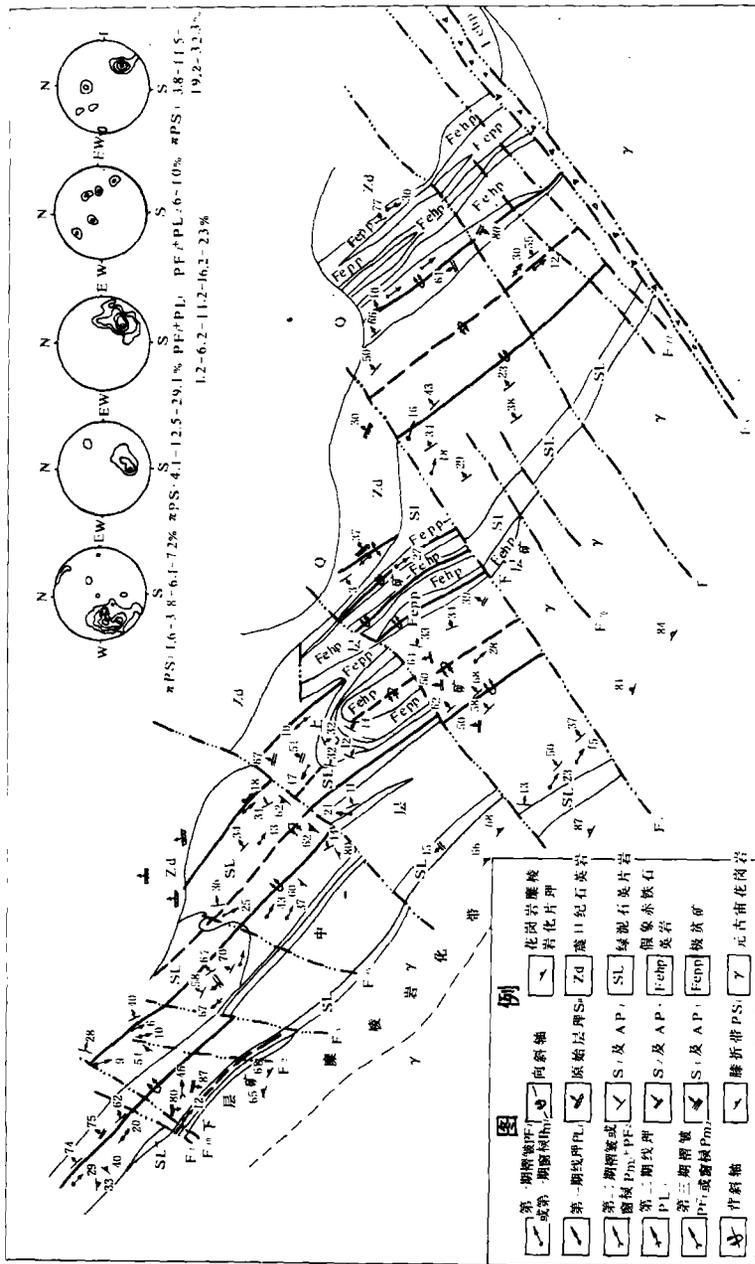


图 2. 鞍山地区元古宙花岗岩 Q—Ab—Or 图解(A)和 A—C—F 图解(B)

Fig. 2. The Q—Ab—Or and A—C—F diagrams of the Proterozoic granite in Anshan region



(注: 采用东鞍山铁矿地质底图, 右上角插图东鞍山矿区各构造要素的组构图)

图 3 东鞍山矿区构造地质图

Fig. 3. Simplified tectonic map of the eastern Anshan region

(注: 采用鞍山铁矿地质底图, 右上角插图东鞍山矿区各构造要素的组构图)

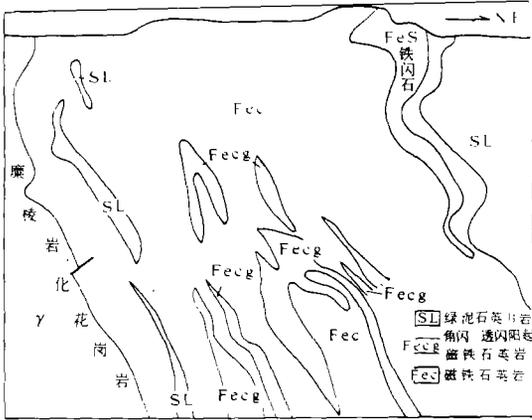


图 4 大孤山铁矿 92 线地质剖面图
Fig. 4. Geological profile of No. 92 line in Dagushan iron-ore deposit

二、构造变形

(一)早元古宙樱桃园组构造变形

1. 构造形迹

樱桃园组中有三期构造变形 (PD₁、PD₂、PD₃) 发生, 每一期构造变形都产生一定的 S+F+L 组合。PD₁ 变形: 形成高塑性的紧闭同斜褶皱、柔流褶皱。原始层理主要表现为片岩中的砂质夹层及铁矿的硅铁条带, 现多被 PS₁ 面置换, 除在残存的 PF₁ 褶皱转折端处, 一般二者呈平行关系, 即 PS₀ // PS₁ (照片 1)。PS 为片理面, 由片状矿物定向排列组成, 是 PF₁ 褶皱的轴面构造。PF₁ 系紧闭同斜褶皱, 一系列显微到大型的片内钩状褶皱 (PF₁) 和紧闭同斜褶皱 (PF₁) 的存在反映出本区樱桃园组并非单斜层, 而是由一系列紧闭同斜褶皱组成的 (图 3、4)。PD₁ 变形有多种类型, 线理 (PL₁) 发育, 主要为 PS₀ 与 PS₁ 的交面线理及窗棂构造, 后者比较集中地分布于 PF₁ 转折端, 且与 PF₁ 褶轴平行, 能有效地指示大型褶皱转折端位置和倾伏方向。

PD₂ 变形: PD₂ 变形产生 PS₂、PF₂ 和 PL₂ 构造组合。PS₂ 为一组折劈构造, 从简单引曳型到复褶型都有; PF₂ 为与 PS₂ 相对的滑褶皱; PL₂ 为 PS₂ 与 PS₁ 交面线理及 PF₂ 褶轴。PD₂ 变形在东西鞍山一带较弱, 主要表现为非透入性发育的简单引曳型折劈 PS₂ 及与 PS₂ 相适应的 PF₂ 开阔褶皱, 往东到大孤山和齐大山—西大背区逐渐加强, 造成齐大山—西大背矿带在平面上呈波状弯曲, 到眼前山区 PD₂ 变形最强, PS₂ 已由简单收曳型经复褶型转变为“成分层” (照片 2)。早先形成的闪长玢岩脉在眼前山矿区东端形成分离很远的石香肠体和紧闭褶皱 (PF₂) 的闭合端。早期片化的花岗岩受 PD₂ 变形形成紧闭的花岗岩背形, 眼前山主矿体就位于该背形的核部 (图 5), 眼前山区总体构造应为 PF₂ 复式向形, 砬嘴子矿带与关门山—眼前山矿带为该复式向形的两个翼, 它们之间有许多次级的 PF₂ 褶皱 (图 5)。

PD₃ 变形: 多发育于片理比较发育的片岩中, 主要为膝折带构造, 也有尖棱褶皱。在大孤山, 眼前山绿帘石英片岩、绿泥片岩及片理化的花岗岩中特别常见。从膝折带形成的力学机制⁽⁶⁾, 可以看出, 膝折带的产生伴随有体积的增大, 表明是在造山运动后期地壳上升及压力减小的条件下形成的。

2. 构造解析

以广泛发育的 PS₁ 面均匀性条件为准, 结合地层的分布情况, 可把樱桃园组出露地区划分为三个构造均匀区 (图 1, I、II、III 区)。各区组构图解 (等面积网, 下半球投影) 经计算机处理绘于图 6。I 区和 II 区的 πPS₁ (代表 PS₁ 面的兀组构图) 极密 (图 6, a, f) 反应出本区 PD₁ 变形为北北西—南南东向; 各区 πPS₂ 的极密 (图 6, c · h · l) 反映本区 PD₂ 变形的近东西向; πPS₃ 的极密

(图 6e)反映出 PD₂ 变形为北东—南西向。在 I 区, PD₁ 变形弱, PD₂ 变形强, 矿体的展布受 PF₁ 褶皱控制, 有 $\beta PS_1 (\approx So) = PF_1$ (βPS_1 代表 PS_1 π 组构造的环带轴) 的关系 (图 6, a · b), 属控制区^[7]。在 III 区, PD₂ 变形很强, πPS_1 (图 6, j) 环带轴落在 PF₂ 褶皱 (图 6, k) 投影区内, 有 $\beta PS_1 (\approx So) = PF_2$ 的关系, 属典型的改造区。II 区则介于二者之间。

(二)、中元古宙辽河群构造变形

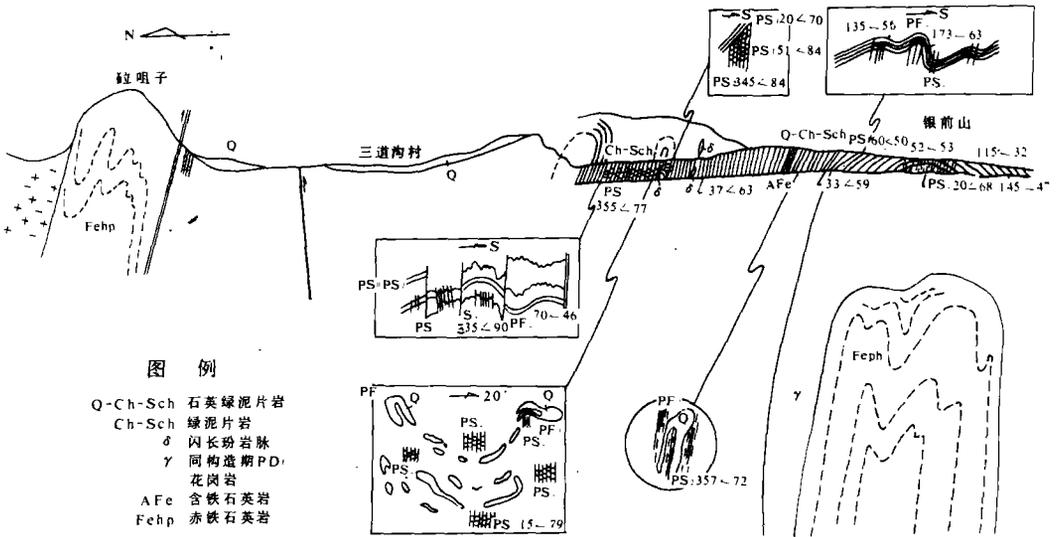


图 5 粒咀子—眼前山构造剖面图

Fig. 5. The tectonic profile from Lazuzi to Yanqianshan area

1、构造形迹

辽河群的构造变形早已有人研究^[2], 有一次和多次变形的几种观点, 通过本次工作证实了辽河群经历了四期构造变形 (PD₁—PD₄)。PD₁ 变形: PS₁ 为原始层理, 大多被 PS₂ 置换, 残余者多见于褶皱转折端, 表现为富石英层和富云母层的韵律条带或一些特殊的岩性夹层。PS₂ 为千枚层岩的千枚理面, 由片状矿物定向排列组成, 是 PF₁ 褶皱的轴面构造。在西鞍山南坡由南往北, 能见到千枚理由铅笔状构造→无拉伸线理的千枚理→有矿物拉伸线理的千枚理的演化过程 (J. G. Ramsay: 构造地质学与岩石变形专题讲座, 北大地质系整理, 1983)。在胡家庙区 PS₂ 被 PS₃ 置换, 表现为 PS₂ 之间的微褶纹。PF₁ 为片内—露头规模的紧闭褶皱, 呈 1C—2 型, 在大石头区的薄层石英岩中特别常见 (图 7)。由于后期构造叠加, 线理 PL₁ 不多见, 所见者多为 PF₁ 褶轴。

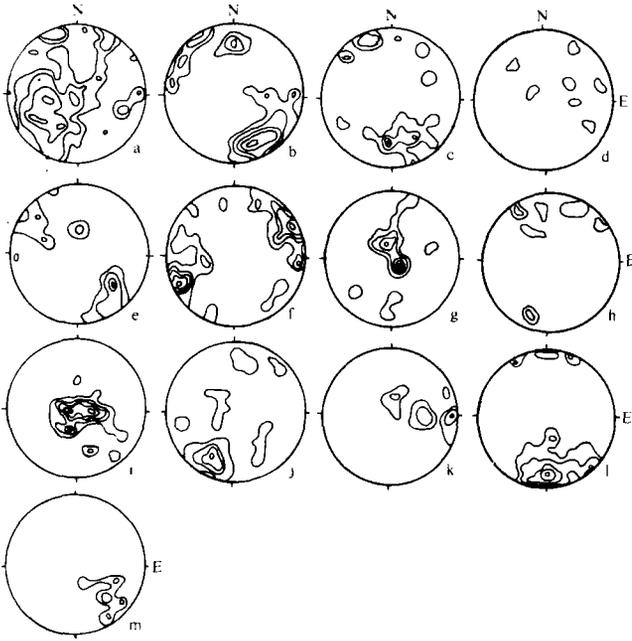


图6 櫻桃园组组构图

Fig. 6. Equal-area projections of structural elements of Yingtaoyuan Formation

PD₃ 变形: PD₃ 变形在本区表现强烈, PS₃ 多为复褶皱折劈, 宽 0.5—2mm, 部分已变为“成分层”, 在大石头区岩性以薄层石英岩为主, 1PS₃ 不甚发育。PF₃ 多为紧闭相似型褶皱, 也有开阔的, 常与 PF₂ 呈共轴叠加(图7)。在 PF₃ 转折端常发育有窗根构造 Pm₃ 和轴面劈理 PS₃。

PD₂ 变形: 主要产生一些非透入性的折劈构造 PS₂ 和一些开阔褶皱 PF₂, 其中 PF₂ 的形态与 PS₂ 的滑动方向相适应。在胡家庙区, PF₂ 有两种, 一种为 PF_{2a}, 以 PS₂ 为形面, PS₂ 为轴面, 形成中常一开阔的园柱状褶皱; 一种为 PF_{2b}, 以 PF₂ 为形面, PS₂ 为轴面, 形成园锥状褶皱, 相应线理也分为 PL_{2a}(PS₂与PS₂交线)和 PL_{2b}(PS₂与PS₂交线)。

PD₁ 变形: 多发育于 PS₁ 比较发育的片岩, 千枚岩

中, 主要为单组或共轭发育的膝折带构造, 横切广泛发育的 PL₁、Pm₁。在西鞍山主峰南坡, PS₁ 密集发育, 成为主导的面性构造, PF₁ 以 PS₁ 为形面形成纵弯园柱状褶皱, 而寄生于 PS₁ 之间的

- a. I 区 π PS₁ (122 个), 1.2—2.8—5.3—6.9%;
- b. I 区 PL₁ (60 个), 0.8—2.5—5.8—7.5—8.1%;
- c. I 区 π PS₂ (28 个), 1.7—5.3—8.1—12.5%;
- d. I 区 PL₂ (7 个), 7.1%;
- e. I 区 π PS₃ (27 个), 1.8—5.5—9.2—20.3%;
- f. II 区 π PS₁ (49 个), 1—3—5.1—7.1—9.1%;
- g. II 区 PL₁ (22 个), 2.2—6.8—11.3—15.9—20.4%;
- h. II 区 π PS₂ (11 个), 4.5—13.6%;
- i. II 区 PL₂ A (36 个), 2.2—4.1—6.9—9.7—12.5%;
- j. III 区 π PS₁ (41 个), 1.2—6.0—10.9—15.8%;
- k. III 区 PL₁ + PF₁ (16 个), 3.1—9.3—15.6%;
- l. III 区 π PS₂ (47 个), 1—3.1—7.4—11.7—15.9%;
- m. III 区 π PS₃ (10 个), 5—15%。

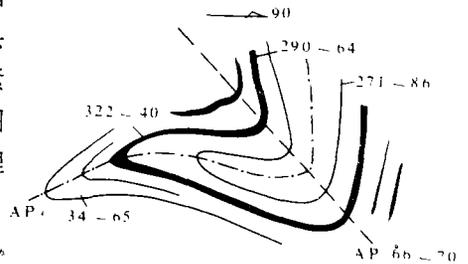


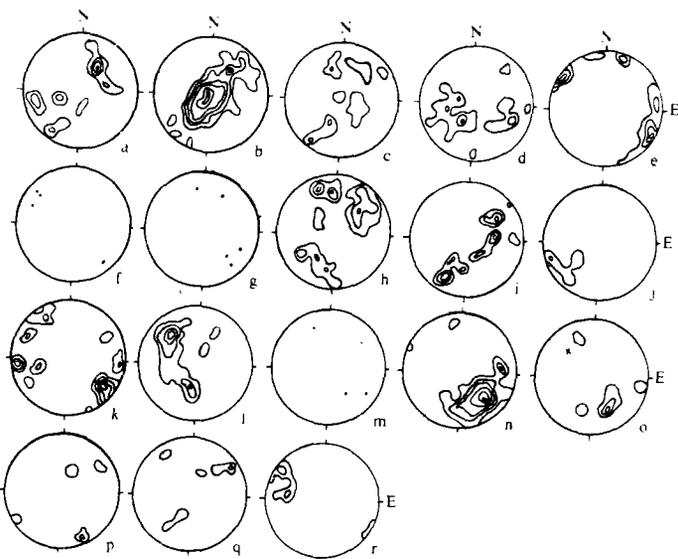
图7 大石头区辽河群 PF₂与PF₃呈共轴叠加

Fig. 7. The co-axial superposition pattern of PF₂ and PF₃ folds in Liaohé group, Dashitou area

千枚理 PS, 则被动地形成圆锥状褶皱, 锥轴 $82^\circ \angle 65^\circ$, 半顶角 68° 。

2、构造解析

根据岩石的分布状况及组构图解的均匀性可将辽河群出露区划分为三个构造均匀区—西鞍山区、胡家庙区、大石头区(图 1)。图 8 列出了电算处理的各区构造形迹组构图解。从中可以看出, 各区 PS₁ 的投影极密(图 8, b c d) 的倾向为北北东, PF₁ 的极密(图 8, e f g) 倾向为北西西或南东东, 一致反映 PD₁ 变形为北西西—南东东向。PS₂、PF₂ 的极密(图 8, h i j k l m) 也表明 PD₂ 变形为近东西向或北西西—南东东向, 两期变形的方向近于一致, 这与野外看到的 PF₁ 与 PF₂ 呈共轴叠加的现象是一致的。PS₃ 的极密(图 8, n o) 又暗示着 PD₃ 变形为北东—南西。各期构造之间的叠加关系在组构图解中都可得到反映, 各区 π PS₁ (图 8, b c d) 都具有极密与环带两种趋势, 环带轴都落入 PF₁ (图 8, k l m) 投影区, 有 β PS₁ \approx PF₁ 的关系, 反映出 PD₂ 变形对 PD₁ 变形构造的改造关系。



- a. 西鞍山 π PS₁, 2.2—6.8—11.3—15.9%;
- b. 西鞍山 π PS₁, 0.5—2.8—3.9—6.1—10.6%;
- c. 胡家庙 π PS₁, (17 个), 2.9—8.8%;
- d. 大石头 π PS₁, (25 个), 2—6—10%;
- e. 西鞍山 PL₁, 1.9—5.7—9.6—17.3%;
- f. 胡家庙 PL₁, (4 个);
- g. 大石头 PF₁, (5 个);
- h. 西鞍山 π PS₂, 1.5—4.5—7.5%;
- i. 胡家庙 π PS₂, (52 个), 2.8—4.8—6.2—8.6%;
- j. 大石头 π PS₂, (6 个), 8.3—25%;
- k. 西鞍山 PL₂, 1.6—5—8.3—11.6%;
- l. 胡家庙 PL₂ + PF₂, (34 个), 1.4—4.4—13.2—33.8%;
- m. 大石头 PF₂, (4 个);
- n. 西鞍山 π PS₃, 0.7—2.1—6.4—9.2—15%;
- o. 胡家庙 π PS₃, (9 个), 5.5—16.6—27.7%;
- x. 表示 PF₁;
- p. 西鞍山 PL₁, 10—30%;
- q. 西鞍山 π PS₁, 7.1—21.4%;
- r. 胡家庙 π PS₁, (8 个), 6.2—18.7%;

图 8 辽河群组构图

Fig. 8. Equal-area projections of structural elements of Liaohé Group

(三)、韧性变形带

韧性变形带在本区广泛发育, 较大者有齐大山—西大背韧性变形带, 大孤山韧性变形带, 眼前山韧性变形带, 以及齐大山、西鞍山等地的韧性变形带(图 1)。这些韧性变形带按岩性可分

为发育于花岗质岩石中的韧性变形带和发育于运河群层状岩石中的韧性变形带,其中前三条均发育于元古宙花岗岩中。通过详细的野外工作,室内显微构造的研究以及构造地球化学的研究,本文基本搞清两类韧性变形带的性质。

1. 花岗质岩石中的韧性变形带

发育在花岗质岩石中的韧性变形带,宏观上表现为一狭长的糜棱岩化带,带内片理由白云母、绿泥石等片状矿物及压碎、压扁的长石,石英及分异的石英条带定向排列组成。白云母多在长石的边部平行剪裂面分布,并相对集中成层的趋势,把碎裂的长石,石英分割成微细岩片(microlith),宏观上表现为强烈发育的片状构造(sheet structure)。黑云母则多显示出被动变形的特征或转变为绿泥石。微斜长石、斜长石则呈残斑存在,残斑边部往往有重结晶的白云母和石英。在变形带边部变形较弱,残斑较大(0.5—1.5cm),形成眼球状构造。石英可明显分为三类,即花岗岩结晶时形成的石英,变形期重结晶石英和分异石英脉体。

统计结果表明花岗岩中韧性变形带主要有北西或北北西和近东西向两组,北西向者以齐大山—西大背韧性变形带和大孤山韧性变形带为代表,带内糜棱岩化面理(S面)与附近樱桃园组 PS_1 面近于一致,其上叠加有早元古宙 PD_2 和 PD_3 构造变形^[2],反映该组韧性变形带是在 PD_2 变形之前,很可能为 PD_1 变形末期形成的。近东西向韧性变形带以眼前山韧性变形带为代表,在眼前山采场东端见其明显切割北西向变形带(图5),变形带的总体走向及带内糜棱岩化面理均与附近 PS_1 面一致,由此推测眼前山近东西向韧性变形带是在 PD_1 变形基础上顺早期 PS_1 面进一步发展而形成的。花岗岩中的这些韧性变形带性质大致相同。下面以大孤山韧性变形带为代表进行详细解剖。

(1) 一般特征

大孤山韧性变形带发育在大孤山铁矿西南盘的花岗岩中,带宽100多米,向西北可延伸至东西鞍山一带。该变形带东北部大致以花岗岩与铁矿的接触带($51^\circ \angle 42^\circ$)为边界,西南部被第四纪沉积物覆盖。由实测的 α 轴线理、S面与C面(剪切面、Castro·A. 1986)的关系、单斜对称的压力影及糜棱岩化面理的“S”型变位规律,确定该变形带的剪切运动方向为 $132^\circ \angle 7^\circ$,且具平面左旋运动的特征,变形时的应力场大致为:a轴 $132^\circ \angle 7^\circ$,b轴 $37^\circ \angle 43^\circ$,c轴 $230^\circ \angle 54^\circ$ 。对能反映变形强度的碎斑含量、重结晶粒度、变形长石、石英的长短轴比的统计(表1,图9A),表明该变形带有中部变形强,边部变形弱的特点。

(2) 应变模式的选择及剪切位移的计算

利用在XZ面与YZ面上统计的变形长石、石英长短轴比(表1),可求出该变形带变形时的Flinn指数K,它主要界于0.2—0.6之间,可见该变形带并非在有单剪切机制下形成,而是在压剪机制下形成的。

通过对先后后压与先压后剪两种情况的分析(屈奋雄:辽宁鞍山地区前寒武纪构造变形及其对BIF的成生与分布规律的控制作用,天津地质研究院硕士研究生论文,1987,102—105页),经电子计算机处理、绘图,可以得出在不同的叠加压应变 λ_1/λ_3 (仅考虑XZ面上的应变情况)下, θ' 对 Ψ 的关系图解(图9,B、C),其中 θ' 为主应变面与剪切带边界的夹角, Ψ 为剪切角。由该图可以看出,在压剪作用下,最大 θ' 值不是 45° ,也不是 41° ^[9],而是随叠加压应变的强度而变, λ_1/λ_3 越大,最大 θ' 越小。大孤山变形带中实测的最大 θ' 为 27° ,根据上面的分析可知,叠加压应变变量 λ_1/λ_3 不可能大于

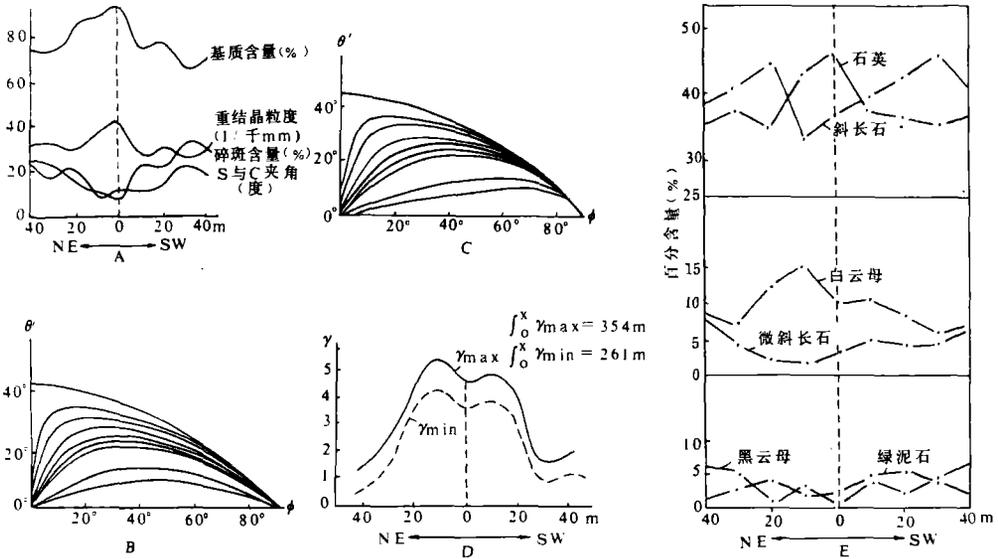


图 9 大孤山韧性变形带

Fig. 9. Variation of main features across the Dagushan ductile deformation zone

A 变形强度参数横向变化图; B、C 不同压扁程度下(由上至下 λ_1/λ_3 分别为 1.1, 1.1, 1.2, 1.4, 1.6, 1.8, 2.4, 8) θ' 关系图, 其中 B 为先压扁后剪切模式, C 为先剪切后叠加压应变变模式; D 剪切位移计算图; E 矿物成分横向变化图

1.5278, 当 $\lambda_1/\lambda_3 = 1.5277$ 时, 利用先压后剪与先剪后压两种模式可以计算出相应的剪应变最小值 r_{min} (表 1), 先剪后压模式的 r_{min} 值要比先压后剪的 r_{min} 值小, 前者可以作为该剪切带最小应变的估计值。由于 F_{Linn} 指数 K 小于 1, 所以也可用简单剪切模式来估算该剪切带的最大剪应变值 ($r = 2/\tan 2\theta'$ 表 1), 由此可以估算出该变形的剪切位移量 ($S = \int_0^x r dx$)^[10] 为 261 米(最小值)—354 米(最大值)(图 9D)。

(3) 变形环境及变形机制

近年来不少人^{[11][12]} 研究了亚晶、重结晶粒度与古应力的关系, 认为由位错滑动引起的亚晶和重结晶颗粒, 可以估算变形时的压力。该剪切带重结晶粒度可达 0.025—0.043mm, 利用 Twiss (1977), 提出的重结晶粒度与古应力间的经验公式: $\sigma = 5.5 \times D^{-0.68}$ (σ 为古应力, D 为重结晶粒度), 可以计算出该剪切带变形时的最大古应力可达 4.7—6.7 千巴。在变形期间产生的新矿物有: 白云母、斜长石、绿泥石、石英等, 为典型的绿片岩相矿物组合, 由此推测该变形带变形时的温压条件为: 200—450° 和 3—5 千巴^[13]。显微构造的观察与研究可进一步确定出该变形带的变形机制以显微裂隙作用和位错滑动作用为主。

(4) 变形带中矿物成分及化学成分的变化

大孤山韧性变形带特征参数表

表 1

Table 1. Characteristic parameters of the Dagushan ductile deformation zone

测定项目	位置								
	NE ←-----O-----> SW								
片理产状	90.45	80.46	63.33	55.32	-	84.41	67.41	65.66	-
碎基含量(%)	76.0	76.1	86.9	89.9	95.4	75.1	79.8	65.8	70.6
碎斑含量(%)	24.0	23.9	13.1	10.1	4.60	24.5	20.2	34.2	29.4
重结晶粒度(mm)	0.032	0.033	0.030	0.036	0.043	0.028	0.031	0.025	0.027
σ^3	27	21	12	10	12	11	13	23	19
石英颗粒 X/Z	2.58	2.81	3.79	5.38	4.93	4.08	3.51	3.37	3.56
石英颗粒 Y/Z	2.03	2.18	2.29	-	2.62	2.31	2.38	2.07	2.16
Flinn 指数 K	0.26	0.24	0.51	-	0.54	0.58	0.34	0.59	0.56
长石颗粒 X/Z	1.93	1.97	2.20	2.36	2.13	2.18	2.10	2.01	2.15
长石颗粒 Y/Z	1.55	1.50	1.76	-	1.92	1.76	1.90	1.74	1.95
Flinn 指数 K	0.45	0.63	0.33	-	0.12	0.31	0.12	0.21	0.11
简单剪切 r	1.45	2.22	4.49	5.49	4.49	4.95	4.10	1.93	2.56
先剪后压 r _{min}	0.60	1.58	3.54	4.37	3.54	3.92	3.21	1.30	1.89
先压后剪 r _{min}	0.74	1.95	4.37	5.40	4.37	4.84	3.90	1.60	2.33

注:表中参数见正文

韧性变形带中矿物成分及化学成分的规律性变化早已有人研究^[14],大孤山韧性变形带也不例外,统计结果表明(图 9E);由变形带边部向中部有长石、黑云母减少,石英、白云母增多的规律。显微构造的研究又证明这种变化规律与变形强度密切相关,是受变形强度控制的,由边部向中部变形强度增加,多数长石、黑云母分解,形成白云母、石英及绿泥石,所以长石、黑云母在边部高,中部低,而石英、绿泥石则在边部低,中部高。表 2 列出了该变形带的化学成分,从中可见,CaO、MgO 含量有边部高,中部低的趋势,这是由于 CaO、MgO 为相对活动的低熔融组分,在强变形带中活化迁移造成的。

大孤山韧性变形带化学成分横向变化表

表 2

Table 2. Lateral variation of chemical composition in the

Dagushan ductile deformation zone

位置	NE ←-----O-----> SW							
	CaO	2.60	1.40	0.73	0.67	1.13	1.00	1.13
MgO	1.24	0.86	0.62	0.62	0.62	0.62	0.721	0.87

2. 层状岩石中的韧性变形带

在齐大山北采场西部辽河群石英岩中夹有一层厚约 70 米的“层间砾岩”，该砾岩层具如下特征：

(1)“砾岩”具有分层的特征，常见同一成分层的砾石呈隅节状或石香肠段线状延伸。

(2)“砾石”和“胶结物”均经历了强烈的变形，砾石呈大小不等的扁豆体(图 10A)，镜下观察证明“砾石”主要由坚硬的石英集合体组成，系糜棱岩化的残斑，“胶结物”是糜棱岩化基质。野外追索又证明强变形仅发生在该“砾岩”层内，两边的厚层石英层变形均很弱；

(3)“砾岩”层中发育剑鞘状褶皱(图 10B)。

以上特征足以证明这个所谓的“层间砾岩”带实质上为一韧性变形带。在强烈塑性变形的条件下，弱岩层形成片理化带，而强硬岩层由于抗压、抗剪强度大，变形还未能使所有岩石压碎，这样就形成了由残斑和糜棱岩化基质组成的假砾岩(实为构造砾岩)。这种砾岩在西鞍山辽河群与花岗岩的接触带也可见到(照片 3.4)。在齐大山该带走向北西西—南东东，与 PD_1 方向一致，还能见到代表 PD_1 变形的折劈构造 PS_1 切穿糜棱岩化面理的现象，这就证明该变形带是在 PD_1 变形之前，很可能为 PD_1 变形同期或末期形成的。

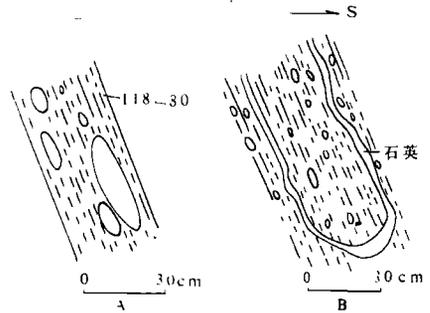


图 10 齐大山辽河群层间剪切带中构造现象

A. 剪切带糜棱岩化叶理及变形石英透镜体
B. 剪切带中发育完好的鞘褶皱

Fig. 10. Lenticular structures (A) and sheath fold (B) in Qidashan ductile deformation zone

(四) 地质构造的演化规律

在地壳构造的演化过程中，变形作用，变质作用及岩浆作用相辅而行，相互制约，显示出一定的演化规律。

1. 构造序列的演化规律

综前所述，本区元古宙构造变形包括樱桃园与辽河两个构造旋回。每个构造旋回的早期，区域应力场及热流场均高，发生绿片岩相变质及强烈的水平挤压，形成一系列不同规模的紧闭褶皱，紧闭同斜褶皱及塑性流动褶皱。原始层理 S_0 往往被紧闭褶皱的轴面构造置换。

在旋回演化的中期，区域应力场及热流场均减弱，相应地产生一组折劈构造 (Crenulation cleavage) 及与折劈构造相适应的相似型褶皱。折劈构造的间距，发育程度及相应褶皱的形态和紧闭程度都与区域应力场、热流场密切相关，当它们很强时可以使折劈构造进一步发育成“成分层”(Compositional Layer)。

在旋回的末期，区域造山带褶皱回返，上覆压力减小，区域应力场及热流场进一步减弱，形成了单组或共轭发育的膝折带构造及一些大的开阔褶皱。

韧性变形带也是构造旋回演化一定阶段的产物，往往在某期强变形之后期形成，岩石受力

要产生变形,当地体中的横向压缩量很大,不能被抵消吸收时,地体就要顺早期压性面理(如大孤山韧性变形带顺 PS_1 面)或折劈面(如眼前山韧性变形带)产生滑动^[8],使应变集中于一个薄弱带内,形成韧性变形带。

2. 变形作用与变质作用的关系

在区域造山带的演化过程中,变形作用往往是在一定的变质条件下发生的。每一期变形、变质作用都有相应的面状构造产生,即先存矿物的压扁定向与新生矿物的重结晶定向。对变形矿物的光性特征、变形特征的研究^{[15][16]},可以确定出变形前、变形期和变形后的矿物组合,从而确定出每一期构造变形时的区域变质条件(本区元古宙构造变形均发生在绿片岩相或更低的条件下)。

在区域变质高潮过后,变形作用以发育折劈构造为特点,显示了力和化学作用的过程,这时的变质作用已不是普遍的重结晶作用,而是局限于强变形的“M”带中^[9],随着变形作用的加强,变质作用可逐渐波及全区。

3. 变形作用与岩浆活动

强变形作用往往伴随有区域高热流场的出现,这正是岩浆产生的条件;强变形产生的各种薄弱地带(断裂带、片理化带、韧性变形带),正是岩浆侵位的通道。本区元古宙两期强变形(PD_1 和 PD_2)都伴随着有构造同期或末期岩浆侵入活动。存在 PD_1 变形期形成的花岗岩的证据有:在大孤山花岗岩岩体中见有 PD_1 变形产生的 PS_1 面和窗棂构造 Pm_1 ,以及 PD_2 变形产生的膝折带和尖棱褶皱;在眼前山花岗岩岩体中见有 PD_1 、 PD_2 变形形成的两期糜棱岩化片理和以 PD_1 变形产生的糜棱岩化面理(PS_1)为形面的 PF_1 褶皱以及 PD_2 变形产生的膝折带构造; $Rb-Sr$ 同位素等时年令为 21 亿年(孙敏通信)。存在 PD_2 变形同期侵位的花岗岩的证据有:在西鞍山、齐大山等地见花岗岩侵位于辽河群地层,使辽河群石英岩形成锥轴近于直立的圆锥状褶皱;在齐大山辽河群岩石广泛发育的折劈构造 PS_2 在花岗岩中也普遍见到。此外,位于眼前山采场东端的闪长玢岩岩脉遭受 PD_2 变形,形成紧闭钩状褶皱和断续分布的石香肠体,显然它是在 PD_2 变形之前,很可能为 PD_1 变形期侵入的。

三、构造变形对铁矿的控制作用

元古宙构造变形,特别是早元古宙的 PD_1 — PD_2 构造变形以及后期的断裂活动对本区铁矿的展布与加厚起主要控制作用,并表现于以下几个方面:

1. PD_1 变形产生一系列北北西向紧闭同斜褶皱,它们控制了本区铁矿总体上呈北北西向延伸,造成铁矿厚度成倍增加。樱桃园组总体构造为一由 PD_1 变形形成的复式褶皱^[4],在复式褶皱的背形部位(现今铁架山一带)矿体遭受剥蚀,向形部位则保留下来,成为现今分布于铁架山穹形构造两侧的两个矿带。

2. PD_2 变形叠加于 PD_1 变形之上,改造了原来矿体的展布规律。在西鞍山—大孤山区, PD_2 变形较弱,矿体展布受 PF_1 控制,呈北西向延伸。在齐大山—西大背区, PD_2 变形增强,造成该矿带在平面上呈波状弯曲。在眼前山区, PD_2 变形最强,完全改造了早期铁矿的北北西向

延伸,使其变为近东西向,形成复式向形(图5),砬咀子矿带与关门山—眼前山矿带是该复式向形的两个翼,它们在下部可能相连。

3. PD_3 变形使铁矿体产生宽缓褶皱,在眼前山区有可能使向东倾伏的矿体靠近地表。

4. 韧性变形带对铁矿的富化及加厚也起了一定作用。在大孤山靠近韧性变形带的铁矿明显富化;在齐大山—西大背矿带中,有一些倾竖褶皱的形成可能与韧性变形带有关,它们也在一定程度上造成矿体的重复加厚。

5. 一系列晚期北东—南西向左行断裂使原来呈北北西向延伸的西鞍山—大孤山矿带变为近东西向。

四、结 论

1. 通过详细的构造解析确证樱桃园组中有三期构造变形发生(PD_1 — PD_3),辽河群中有四期构造变形发生(PD_1 — PD_4),它们分别属于两个造山旋回(P_1 和 P_2)。每个造山旋回都有变形作用由强→弱、由塑性→脆性,变质作用由高→低的演化规律,反映了区域应力场与热流场的规律性变化。

2. 本区发育有许多韧性变形带,按性质可分为两大类,一类为发育在花岗岩石中的韧性变形带,另一类发育于层状岩石中的韧性变形带,前者以发育糜棱岩和S型糜棱岩化片理为特点,后者以发育糜棱岩和剑鞘状褶皱为特点。按形成时代可分为与樱桃园组构造变形有关的韧性变形带和与辽河群构造变形有关的韧性变形带,前者主要发育于早元古宙岩石中,可进一步分为两组,一组为北北西或北西向,形成于 PD_1 变形末期,另一组为近东西向,形成于 PD_2 变形后期,其中北西向的大孤山韧性变形带有平面左行滑动的特征。位移量可达261米(最低值)—354米(最大值),变形时处于绿片岩相条件,压力最大可达4.7—6.7千巴;位于齐大山和西鞍山的辽河群“层间砾岩”或“底砾岩”是强变形形成的构造砾岩,砾岩本身构成韧性变形带,它们很可能是 PD_1 变形同期或末期形成的。

3. 韧性变形带是构造旋回演化到一定阶段的产物,其形成往往与某期强变形有关。当变形达到一定程度,地体中的横向压缩量很大,不能被抵消吸收时,地体就要顺早期压性面理(PS_1)或折劈面产生滑动,使应变集中于一个薄弱带内,形成韧性变形带。

4. 本区花岗岩可分为四期,除太古宙的铁架山花岗片麻岩和晚期的燕山期千山花岗岩外,元古宙花岗岩可进一步分为两期,第一期形成于 PD_1 变形同期或末期,第二期形成于 PD_2 变形同期或末期。

5. 构造变形,特别樱桃园组构造变形(PD_1 — PD_3)对铁矿床起主要控制作用,它们不仅控制了矿体的展布规律,而且造成褶皱重复,使矿体厚度大为增加。

本文是在刘如琦高级工程师的指导下完成的,工作中得到郑俊庆、张宝华、崔文智等同志的帮助,鞍山矿山公司及下属各矿山都予以支持,并提供了有关资料,在此一并致谢。



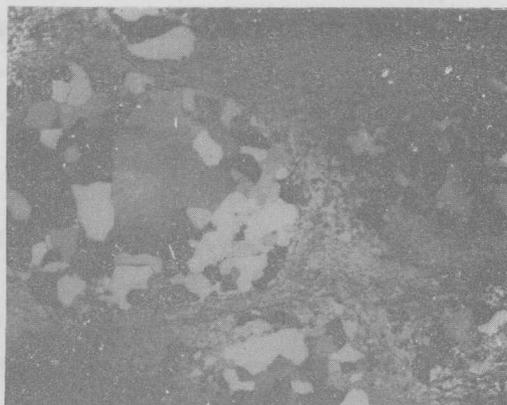
照片 1. 绿泥石英片岩中内钩状褶皱(PF₁)
黑色者为磁铁矿, 浅色者为片岩, 大孤山, 单偏光, L
= 0.175cm(L为底边长度, 下同)



照片 2. 绿泥石英片岩中由折劈 S₂ 演化成的成分层。
浅色部分为片岩, 深色条带为绿泥石集合体, 眼前山, 单
偏光, L=0.139cm



照片 3. 强变形带中石英亚晶结构(中部)(西鞍山)。
正交偏光, L=0.35cm



照片 4. 变形带中石英质香肠体, 边部为强烈糜
棱岩化的基质, 西鞍山。
正交偏光, L=0.7cm

参考文献

- [1]周世泰:辽宁鞍山地区鞍山群,《东北地质》,1980
- [2]刘如琦等:鞍山地区西鞍山—大孤山一带前震旦岩群的古构造变形及对铁矿床的控制,《天津地质调查所所刊》,第二期,1980
- [3]江克一:辽宁鞍山地区前寒武纪变质岩系回曲构造,《辽宁地质学报》,第一期,1981
- [4]刘如琦等:鞍山附近“樱桃园组”的构造样式及其时代讨论,《地质科学》第一期,1987
- [5]B. F. Windley:关于重新认识中国东北太古宙的友好建议,《国际前寒武纪地壳演化讨论会论文集》第三集,1986,174—176页
- [6]刘如琦等:区域变质杂岩的构造序列规律讨论,《地质科学》第一期,1983,10—19页
- [7]刘如琦:复合褶皱的赤平投影的分析方法,《地质科学》,第一期,1976
- [8]Castro, A. 1986, Structural pattern and ascent model in the Central Extremadura batholith, Hercynian belt, Spain J. struct. Geol. 8, 1986 633—645
- [9]Burg, J. P., Laurant, Ph. Strain analysis of a shear zone in a granodiorite, Tectonophysics, 47, 1978 15—42
- [10]Ramsay, J. G. and Graham, R. H., Strain variation in shear belts, Can. J. Earth Sci. 7, 1970 786—813
- [11]S. white, Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. Tectonophysics, 39, 1-3, 1977
- [12]Twiss, R. J., Theory and applicability of a recrystallized grain size palaeopiezometer, Pure and Applied Geo-physics, 115, 1/2, 1977
- [13]贺同兴、卢良兆、李树勋、兰玉琦:《变质岩岩石学》,地质出版社,1980
- [14]Mitra, G., 1978, Ductile deformation zones and mylonites; The mechanical crystalline basement rock. Am. J. of Sci. Vol. 278, 1978 1057-1084
- [15]陈曼云:变质岩岩石学研究—第二讲,显微镜下变质矿物平衡共生及转变的研究,《长春地质学院学报》,第四期,1985
- [16]张树业等:《变质岩结构构造图册》,地质出版社,1985

THE PROTEROZOIC TECTONIC DEFORMATIONS AND THEIR EFFECTS ON THE DISTRIBUTION OF THE IRON ORE DEPOSITS IN ANSHAN AREA, LIAONING PROVINCE

Qu Fenxiang

Abstract

Comprehensive structural analysis and petrological and petrochemical study have been conducted in Anshan region, Liaoning province. As a result, three phases of deformation (PD_1 - PD_3) in Yingtaoyuan Formation and four phases of deformation (PD_1 - PD_4) in Liaohe Group have been recognized. Structural elements of each episode have been described in detail in the paper, which show a general evolution tendency of planar structures from schistosity to crenulation cleavage and kink band, and also the gradual decrease in plasticity of rocks, metamorphic temperature and intensity of stress field.

Ductile deformation zones are usually developed during a strong deformation episode or at the end of it. The NNW trend deformation zones in Yingtaoyuan Formation and its adjacent granites were formed during or at the end of PD_2 event, whereas those of nearly E-W trending in Proterozoic granites were formed during PD_1 event. The so-called "sedimentary basal conglomerate", "intraformational conglomerate" in Liaohe Group in Xianshan and Qidashan have been proved to be highly deformed rocks, and formed during PD_1 event. These deformation zones can be divided into two types. The first type is developed in massive rocks, characterized by mylonites and "S" type mylonitic schistosity. The second type is developed in bedded rocks, characterized by mylonites and sheath folds.

All these deformations, especially PD_1 - PD_3 , have influence on both distribution and preservation of the iron ore deposits. Great thickness of the iron ore deposits is caused by isoclinally-folded style of the iron layers.

Granites in this region can be divided into four stages and they intruded before PD_1 (during Archaean), and during PD_1 , PD_2 and Yenshan Period respectively.