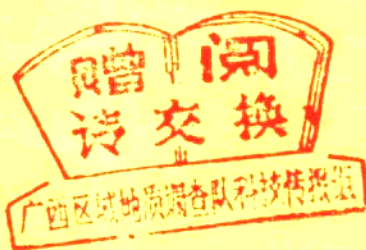


广西区域地质

1991—1992合刊

总第十九期



广西壮族自治区区域地质调查队

1992年10月

目 录

基础地质

- 广西泥盆纪层序地层及其与特提斯洋的演化 张继淹 (1)
- 钦防褶皱带的形成及其地质影响 李孝全 刘文钧 郑荣才 (3)
- 丹池断裂带南段印支—燕山期构造应力场分析 黄宏伟 (14)
- 论广西高龙地区马平阶与茅口阶之间的“同构造沉积不整合”——
一种新的不整合类型 王桂斌 (19)
- 岑溪县古荣复式岩体构造应力特征及其发展简史 康云骥 (25)
- 石南、成均地区花岗岩稳定同位素地球化学特征及其地质意义 吕庆阶 (32)
- 岑溪县交剪—和堂脆—韧性剪切带的地质学、运动学特征及其
与古荣复式岩体定向组构的关系 李木强 (38)
- 岑溪地区长岗顶花岗岩序列就位机制探讨 黄忠元 (44)

矿产地质

- 广西泥盆系矿产 王志鹏 (49)
- 桂西八渡地区金矿控矿条件初探 蒋继能 (51)

方法与新知

- 海南省坝王岭、猴猕岭地区沉积地层中稀土元素地球化学特征
及其对沉积环境的恢复 庞兴南 (56)
- 广西发现有孔虫藻核形石 彭懋媛 (61)
- 岑溪地区志留、泥盆纪地层新知 张 权 (63)

译 文

- 瑞士尼森复理石下部的古等积岩 A·H·布玛著 康云骥译 (65)

信息资料

- 非金属矿的开发利用 (48)
- 《广西地质矿产工作图例》通过技术鉴定 (62)

广西泥盆纪层序地层 及其与特提斯洋的演化

张继淹

广西泥盆系分布广泛,发育完善,岩性岩相变化复杂,沉积类型多样,并赋存丰富的沉积和层控型矿产,是研究层序地层和沉积盆地演化的理想地区之一。

根据岩性和生物群落特征,广西泥盆系可划分为钦州(南丹)、象州和曲靖三种沉积类型。钦州(南丹)型主要分布于钦州和南丹地区,岩性以黑色泥岩、硅质岩为主,富含漂浮型竹节石、笔石、菊石及薄壳腕足类等生物,代表槽盆相或台沟相深水或较深水低能环境沉积。象州型主要分布于南宁至象州大片地区,岩性主要为碳酸盐岩、白云岩及部分碎屑岩,生物礁、滩相发育,富含底栖固着生长的腕足类、珊瑚等化石,代表浅海碳酸盐台地或滨海高能环境沉积。曲靖型分布于桂东北地区,岩性为杂色砂砾岩、砂岩及泥岩,生物以鱼类和植物为主,代表滨岸海陆交互相沉积。广西泥盆纪沉积的最大特点:一是自加里东运动后,广西地势北高南低,海侵自南向北上超于下伏不同时代地层之上;二是早泥盆世晚期岩性岩相开始发生分异,出现沟台交错、深浅水交错、台中有沟、沟又围台的局面,这种分异一直持续到早三叠世。

用层序地层学理论分析,广西泥盆系自南向北大致可划分出以下一些体系域或层序:钦防地区:低水位体系域(早中泥盆世钦州群和小董群)。南宁地区:陆棚边缘体系域(莲花山组、那高岭组)→海进体系域(郁江组、塘丁组)→高水位体系域(那叫组、东岗岭组、融县组)。象州地区:陆棚边缘体系域(莲花山组、那高岭组、郁江组下-中部)→海进体系域(郁江组上部)→高水位体系域(郁江组顶部、二塘组、官桥组、大乐组、应堂组、东岗岭组)→低水位体系域(榴江组)。桂林—贺县地区:陆棚边缘体系域(石桥组、贺县组)→海进体系域(信都组)→高水位体系域(东岗岭组下-中部)→低水位体系域(东岗岭组上部、榴江组下部)→海进体系域(榴江组中-上部)→高水位体系域(五指山组、融县组、桂林组)。

低水位体系域属进积型副层序,一般包括斜坡扇及低水位楔,它是由平均海平面下降,沉积物越过滨线坡折进积而成,其底界面即为I类层序界面。钦防一带低水位体系域可能为盆底扇或斜坡扇;桂林一带则为碳酸盐斜坡楔。海进体系域由一个或多个退积型副层序组成,它形成于全球海平面迅速上升时期,其沉积物向大陆方向上超,向海方向下超于海进面上,在其靠海一侧往往有凝缩(饥饿)段出现,高水位体系域由一个或多个加积—进积型副层序组成,向陆上超,向海下超在低水位或海进体系域之上,表现为浅水沉积物盖在深水沉积物之上。它的顶界为I型或II型层序的顶界面,底界为下超面所限。它形成于全球海平面上升末期和下降初期。陆棚边缘体系域由一个或多个弱进积—加积型副层序组成,顶面为海进面,底面为II型层序界面。

广西泥盆纪层序地层特点是：钦防一带为Ⅰ类层序，其余地区以Ⅱ类层序为主，出有Ⅰ类层序。Ⅰ类层序界面为钦州群和榴江组之底界面，Ⅱ类层序界面为莲花山组、石桥组之底界面。凝缩段是联系浅水与深水沉积地层的纽带，特点是由薄的深水相沉积物构成，硅泥质为主，常有生物层、生物潜穴、硬底和铁锰质结核出现。广西泥盆系凝缩段主要出现于郁江组中上部及榴江组中部。在垂向层序上，海进体系域自南向北由郁江组中上部→上部→信都组→榴江组中上部间歇性抬升，层位偏高，反映泥盆纪时期广西至少经历了两个较大的海水退进旋回，每个旋回中还有若干个小旋回。泥盆纪这种独特的海平面变化曲线是与全球海平面升降、海盆基底的拉张、升降作用和沉积物的补给速率有密切关系。

从现有的古生物和古地磁资料说明，泥盆纪时期广西已属古特提斯洋的一个组成部分，北为劳亚大陆，南为冈瓦纳大陆，其古纬度大致位于南半球的赤道附近。早泥盆世初期，随着特提斯洋的向东打开，钦防一带海盆基底拉张下沉，并引起相对海平面的迅速下降，当其下降速度超过沉积滨线坡折的沉降速度，陆架暴露侵蚀切割，沉积物迅速越过陆架形成Ⅰ型层序（低水位体系域）；而在南宁—象州一带相对海平面下降速率减小，遂在沉积滨线坡折靠陆一侧形成Ⅱ型层序（陆棚边缘体系域）。早泥盆世中期，海侵加大，相对海平面迅速上升，陆源沉积物场所向陆发生迁移，形成退积型海进体系域，当海进达最大值时，则在靠海一侧形成凝缩段。早泥盆世末至中泥盆世，海平面开始下降，在靠陆一侧沉积物容纳空间随之减小，陆源沉积场所向海迁移，形成高水位体系域。晚泥盆世初期，特提斯洋进一步打开，海平南再次发生下降，出现第二个较大的海水退进旋回。以上说明，泥盆纪两次较大海平面的迅速下降都与地壳的拉张、裂解有关，这正好反映了古特提斯洋在华南泥盆纪时期的发生及其演化特点。在整个晚古生代，它的这种演化至少还经历了三次（ C_1 、 P_1 、 P_2 ）巨烈的拉张扩散作用才发育为至臻完善的特提斯大洋。

泥盆纪矿产严格受沉积作用控制。铁矿主要位于海进体系域下部，锰、磷、钒矿主要出现于低水位体系域及凝缩段，层控型 Pb、Zn、Cu、Sb、Hg 及非金属矿产主要出现于高水位体系域及陆棚边缘体系域中。

钦防褶皱带的形成及其地质影响

李孝全
(广西区调队)

刘文均 郑荣才
(成都地质学院)

内 容 提 要

位于广西壮族自治区东南、钦州—防城一带的钦防褶皱带，是中国南方唯一的海西褶皱带，它的形成和发展有三个阶段。晚加里东阶段，扬子陆块与华夏陆块的不完整拼合，造成具有地槽型沉积特点的钦防残余海槽，与泥盆系为整合关系。海西期，它成为华南海侵的主要通道，随着哀牢山洋盆的打开与华南大陆边缘北西向裂谷系的形成，与右江盆地融为一体，成为它们的东部边界。东吴运动后，在滨太平洋构造影响下，钦防海槽褶皱成山，西侧形成上思前陆盆地并逐渐向西迁移，造成迭置的沉积棱柱体，从而使前期的右江盆地解体为构造性质不同的东西两部分。印支期后，右江盆地和上思前陆盆地同时消失。

位于广西壮族自治区东南、钦州—防城一带的钦防褶皱带，是中国南方唯一的形成于早二叠末东吴运动的海西褶皱系。它在早古生代具地槽型沉积特点；志留系与泥盆系为整合过渡关系；晚古生代为北东向的楔形深海槽，构成右江盆地的东缘；东吴运动后褶皱成山，并在大量花岗岩侵入活动发生；印支期在褶皱带西侧的十万大山地区，形成不断西迁的山前盆地，从而改变了右江盆地的轮廓；燕山期和喜山期仍不断有断裂、褶皱和岩浆活动发生。这些特点在整个华南地区都是十分罕见的，因此，研究它们的形成演化特点，不仅对了解右江盆地的发展很有意义，而且对华南大地的构造演化的研究也有所裨益。

地 质 概 貌

钦防褶皱带位于广西壮族自治区东南隅，包括防城、钦州、灵山、博白、合浦等县以及大容山和六万大山山系，西南端进入北部湾，东北端延入广东西部的封开、郁南等县。褶皱带东南以岑溪—博白大断裂带为界与云开大褶皱带相邻，西北侧以钦州—灵山大断裂带与十万大山相接，形成南宽北窄的北东向褶皱山系。褶皱带内地层从寒武系到第四系均有分布，以志留系分布最广（表1），部分老地层已混合岩化，断裂、褶皱也极为发育，海西—印支期花岗岩侵入活动强烈，成为褶皱带的重要组成部分（图1），按照广西地质志的划分，自东向西尚可分为博白拗陷、六万大山隆起、钦州拗陷等次级单元。

褶皱带内，构造线方向以东北为主，东吴运动及印支运动使古生代及三叠系发生强烈的褶皱、断裂活动，并伴随有大规模的岩浆侵入活动，两期褶皱均以紧密线形为特点，同斜、倒转褶皱均极发育，岩层倾角一般在 40° — 90° ，部分倒向北西。主要断裂有东侧的博白—岑溪大断裂带及西侧的灵山—藤县大断裂带。博白—岑溪断裂是纵贯湘、粤、桂地区的大断裂带，它南起合浦，往北东分为两支，东南支经陆川、岑溪进入广东封开、

表 1 钦防褶皱带古生代地层简表

	钦州—灵山	玉林—北流	博白
P ₂	顶部为海相硅质岩，中上部为海陆相的砂页岩，中下部为砂砾岩及泥岩 871—5609 m		
P ₁	硅质岩 > 2000 m(?)	暗色薄层灰岩 > 470 m	灰白色燧石条带灰岩 > 150 m
C ₂₋₃	硅质岩底部为岩屑	深—浅灰色灰岩 459 m	灰岩砾屑灰岩泥灰岩 1165 m
C ₁	砂岩 > 1311 m	硅质岩 > 270 m	硅质岩夹燧石灰岩
D ₃	硅质岩夹粉砂质泥岩 > 1000 m	硅质岩 240—280 m	硅质岩夹燧石灰岩
D ₂	小董群：灰黑色泥岩夹粉砂岩 > 600 m	黑色泥岩夹泥灰岩	上部灰岩，中部黑色页岩，下部砂岩泥质粉砂岩 900 m
D ₁₋₂	钦州群：黑色泥岩、粉砂岩、硅质岩 > 500 m	樟木组：砂岩、泥质粉砂岩 良禾塘组：暗色砂质泥岩 北均塘组：黑色泥岩 总厚 1541 m	杂色砂岩、粉砂岩、泥岩
S ₃	灰绿色泥质粉砂岩、粉砂质泥岩、富含笔石 1593 m	黄绿色砂岩夹泥岩，含砾砂岩 > 790 m	细粒石英砂岩夹页岩富含笔石 1534 m
S ₂	细粒砂岩泥质粉砂岩粉砂质泥岩 585 m	紫灰色泥质粉砂岩与黑色页岩互层，富含笔石 150—240 m	浅色石英砂岩、暗色页岩 670 m
S ₁	灰绿色岩屑砂岩泥质粉砂岩夹黑色页岩，底部有厚 340 m 的砾岩层	中厚层石英砂岩与页岩互层夹灰岩、含笔石、偶夹细碧岩 1400—4700 m	深灰色页岩夹泥质粉砂岩，东南侧夹砾岩的斜坡相沉积 1900—3800 m
O		细中粒石英砂岩夹粉砂岩、页岩，含底栖生物	东南侧为千枚岩、石英千枚岩、石英砂岩
C		灰绿色异粒石英砂岩、长石石英砂岩夹板岩	东南侧为混合岩夹变粒岩 > 4000 m

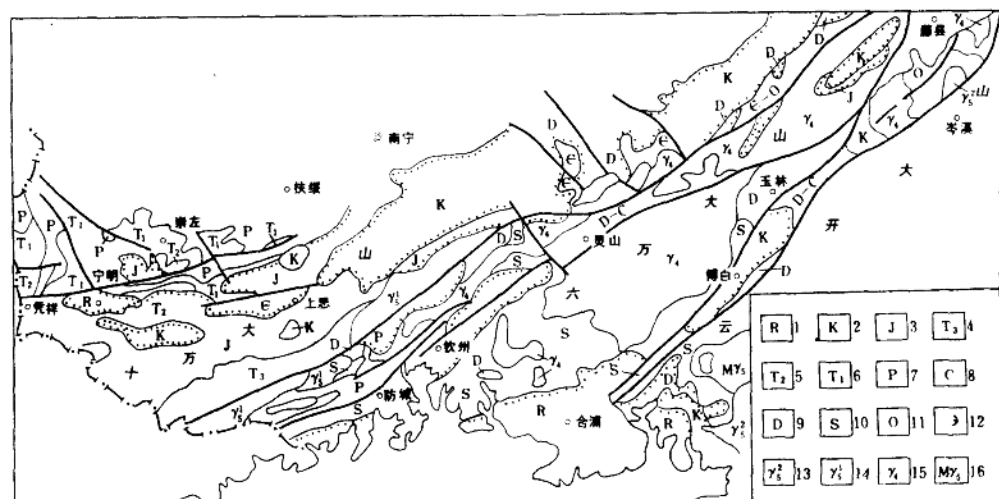


图 1 钦防褶皱带地质构造略图

1. 第三系 2. 白垩系 3. 侏罗纪 4. 上三叠统 5. 中三叠统 6. 下三叠统 7. 二叠系 8. 石炭系 9. 泥盆系
10. 志留系 11. 奥陶系 12. 寒武系 13. 燕三期花岗岩 14. 印支期花岗岩 15. 海西期花岗岩 16. 加里东期混合花岗岩

怀集、与郴怀断裂相接，继续北延经湘东到萍乡附近。沿线断裂标志清楚，断面南东倾，倾角 $40^{\circ}-60^{\circ}$ ，两侧磁场差异大，构成褶皱带的东南边界，它的出现可能在加里东晚期，沿断裂带上， $O-S_1$ 发育有斜坡相沉积，也控制着泥盆系—下石炭统的沉积相分布，沿线也见有岩浆活动出现，因此它是具有多旋回活动特点的壳断裂。北西支又称博白—梧州断裂，它平行于岑溪断裂北东延，经容县、梧州，可能由连山进入湖南，它的出现可能晚于岑溪断裂，但对泥盆纪沉积也有所影响，与岑溪断裂共同控制了海槽南缘的沉积特点。

另一支重要断裂带为西北缘的灵山大断裂带，它也是纵贯湘桂地区并对钦防海槽的形成有重要意义的断裂带。该断裂西南端起于北部湾和中越边境，经防城、钦州、灵山、藤县后继续北延，进入湖南后与郴怀断裂平行延至萍乡附近。断裂主要倾向南东，南燕端由三条断裂组成，北东延伸后逐渐合并。该断裂带可能与博白—岑溪断裂同时出现于加里东晚期，共同控制了志留系的沉积和广西运动的分布，晚古生代也明显的控制了两侧的沉积环境，形成深水相区和斜坡相区，海西—印支期的频繁活动与花岗岩的侵位和山前盆地的形成紧密相关，燕山—喜山期的活动与十万大山中新生代盆地的形成关系密切。因此它也是具有多旋回活动特点的壳断裂之一。

褶皱带内的岩浆活动是十分强烈的，岩浆活动主要限制于两条大断裂之间及期西北侧，形成著名的海西—印支期的大容山花岗岩带和十万大山花岗岩带，以及上二迭统中频繁出现的火山岩。大容山岩带包括三十余个岩体，主要由堇青石花岗岩组成，位于褶皱带的中央部分。十万大山岩带主要分布于西北侧与灵山断裂关系密切，共有 14 个岩体，主要由紫苏辉石花岗岩组成。各岩体的形成时期在晚二迭世至卡尼克期，同位素年龄值在 210—250 Ma 范围内，属海西—印支期的产物，根据有关资料推测，大容山岩带的形成早于十万大山岩带。

形成和演化

钦防褶皱带的形成，明显的经历了早古生代地槽沉积阶段，志留纪—早二叠世深水海槽阶段，东吴运动中褶皱成山，形成华南唯一的海西褶皱带，并在西侧山前地带出现不断迁移的线形盆地，印支运动中褶皱带再次受至影响，随后在燕山—喜山期又有多次构造运动发生，因此，它是华南地区具有多旋回构造运动特点的褶皱带之一，但是关于它在不同时期的沉积盆地性质，造山性质和形成机制等，尚存在不同看法。

(一) 钦防海槽的形成

褶皱带的前身是志留纪—早二叠世的海槽（或称钦防残余海槽），它的形成和发展，不仅是华南晚古生代的海侵通道之一，使中国南方海域成为古特提斯洋的一部分，而且对华南海西期沉积盆地的形成，特别是右江盆地的形成起着重要的边界作用。

华南的早古生界具有地槽型沉积特征，它是位于江南地块和华夏地块间的赣、湘、粤、桂残洋盆地（水涛，1987），或者是转换拉张裂谷盆地（刘宝君，1991），从寒武纪到奥纪沉积了巨厚的复理石建造。由于华南加里东运动具有脉动的幕式运动特点，奥陶纪末的北流运动，华南盆地的大部分隆起消亡，西南部分仅钦防一带保留下楔形的盆地沉积环境，其边界则由这个时期出现的博白断裂和灵山断裂所限定。钦防地区志留系与奥陶系仍

为整合关系,但底部砾岩层及其两侧滑塌砾岩层的出现,表明了它们所具有的残余盆地特点,整个志留纪时期海槽中沉积了厚达 5000 余米的富含笔石的由暗色细碎屑岩及泥质岩组成的韵律沉积。部分地区尚见等积岩和富碱(里特曼指数平均 3.64)、富钠($K_2O/Na_2O=0.03-0.52$)的细碧角斑岩。志留纪末的广西运动席卷整个华南地区,南华造山带(加里东褶皱带)最终形成。但在钦防带上继续保留残余海的特点,与泥盆系呈连续过渡关系。海西早期,金沙江—哀牢山结合带在原特提斯洋闭合后的残余海或残余拗陷基础上重新开裂,成为古特提斯洋的一部分,海水带着特提斯生物群源源不断的经过钦防海槽进入华南的边缘地区。华南的边缘地区也由于哀牢山洋盆的开裂,引起一系列与之平行的北西向裂谷盆地,它的西面受到另一个北东向的海通道一开远、平塘断裂的限制,而其东面则受到钦防海槽的约束,成为东西长、南北窄的菱形盆地,即前期的右江盆地。整个海西期,钦防海槽的沉积物都以暗色深水硅质岩及泥岩为主,含有大量的放射虫、竹节石等浮游生物,有时含火山物质。海槽两侧边缘,随着海西期哀牢山洋盆开裂所引起的拉张活动,以及海平面升降,沉积特征及其轮廓也发生相应的变化。泥盆纪一早石炭世是右江盆地的扩张沉降时期,海平面变化具有连续上升的特点,海槽两侧同生断裂活动增强,碎屑岩夹层增多,局部夹石英斑岩并有浊积岩及滑塌沉积出现。海槽范围以外,早泥盆世早期为陆棚相碎屑沉积而在早泥盆世布拉格期以后,其西侧和北侧为受同生断裂控制的深水台盆相所包围,其东侧则由于云开岛的存在,依然为浅水碳酸盐沉积。早石炭世时期,右江盆地东部已有上升之趋势。海槽周围逐渐变浅成为开阔台地环境,除了与丹池台盆直接相连外,与其它台盆之间已不直接相连。晚石炭世一早二叠世,右江盆地在构造上处于相对稳定的时期,前期形成的大多数北西向深水台盆已被充填,全区沉积以碳酸盐为主,海槽的轮廓也相应缩小,中央部分仍保持深海硅质岩沉积,周边地区则由斜坡相逐渐向开阔台地相过渡,与其它北西向台盆的直接联系,已全部被台地分隔了。

钦防海槽的存在是毫无疑问的,关于它的形成,各家认识则有所不同。主要有两种观点,即两大板块结合后的残余海槽或弧后裂陷槽。水涛最早认为它是江南地块与华夏地块拼合后的残余海槽,刘宝君教授也认为是残存转换断层离散作用形成的次深海盆地。王鸿祯教授则认为是云开岛弧古陆后方的张裂边缘海,任纪舜等也认为是陆内—陆间裂陷带。许靖华特称为钦州构造窗。钦防海槽并不是华南加里东海盆关闭后重新开裂后出来的。而限制海槽的灵山断裂及博白断裂向北延伸后其间距离很小,成为复杂的构造带,北延后在萍乡附近与萍乡—清江,江山—绍兴断裂相衔接,使整个断裂带具有“S”形外貌,沿断裂带方向,变质作用、岩浆活动均较发育,也控制了断裂两侧古生代的沉积作用特点,因此它可能是扬子板块和华夏弧块在加里东期的对接带。因为整个扬子陆块与华夏陆块的对接作用可能是分阶段完成的,即北段完成于晋宁期,中段在加里东期,而残余的西南段最终于海西期闭合,使扬子和华夏最终拼合在一起。

(二) 钦防褶皱带的形成

早二叠世末的东吴运动,结束了钦防海槽的深海沉积历史,使之褶皱成山,造成华南唯一的具有造山性质的海西褶皱带。随后在褶皱带西侧沉积了巨厚的砂砾岩层,与下二迭统至志留系的不同层位呈明显的角度不整合关系(图2)。沿褶皱带方向有大量花岗岩侵入活动发生,它们可以区分为两个岩带,即大容山—六万大山岩带。前者侵位于褶皱带的中央部分,主要由蓝青石花岗岩组成;后者主要沿灵山断裂带侵入,由紫苏辉石花岗岩斑岩

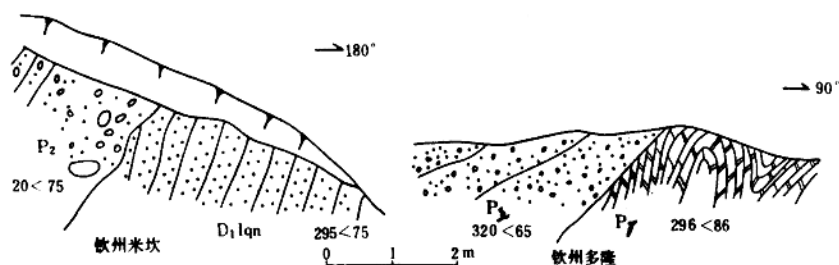


图2 钦州地区上二迭统与下二迭统 (P_2)
与下泥盆统钦州群 ($D_1 qn$) 呈角度不整合关系

组成。详细研究表明,岩带内存在有混合花岗岩、花岗岩、花岗斑岩、火山岩等多种不同产状、不同结构的花岗质岩石,堇青石、石榴石、紫苏辉石、矽线石等矿物普遍出现,标准矿物中标准矿物(C)的含量在大容岩带为5.51-1.12,十万大山岩带为3.0-0.61,一般均大于1,岩石化学参数特征: SiO_2 为69.20%-72.59%; $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO-3.3P_2O_5)$ 比值都在1.07-1.59之间,以1.11-1.38为主,具铝过饱和型特点; $K/(Na+K)$ 在0.48-0.63间,以0.54-0.60为主; Na_2O/K_2O 多在0.43-0.58之间; $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ 比值较低,变化在0.0-0.33之间,大多数小于0.20。在ACF图上,它们的投点比较集中,C/(A+C+F)值较低,位于“S”型花岗岩区内。利用岩体中磷灰石测定的 Sr^{87}/Sr^{86} (初)高,为0.720532-0.730221,平均值0.723998。岩体的 $\delta^{18}O$ 一般大于10‰。不同岩带中不同期次花岗岩的稀土元素组成特点(表2),为轻重稀土强烈分异,Eu有明显亏损,它们的球粒陨石标准化稀土模式,与欧洲海西期以及喜马拉雅

表2 大容山—十万大山岩带稀土元素组成特征

岩体		ΣREE	$\Sigma LREE / \Sigma HREE$	La / Yb	δEu
大容山岩带	I 阶段	208.110	7.81	11.97	0.17
	II 阶段	183.37	7.58	11.98	0.17
	III 阶段	64.19	3.14	9.29	0.11
十万大山岩带	I 阶段	230.38	8.19	13.47	0.15
	II 阶段	211.81	8.57	11.64	0.15
	III 阶段	218.60	7.13	11.44	0.12
西欧海西褶皱带*				11.33	0.40
喜马拉雅*				13.43	0.45

* 据 N. B. W. Harris 等 1986 年

拉雅期碰撞带花岗岩的稀土模式十分近似(图3)。岩带的微量元素中,以富含Rb和贫HREE、Zr、Y为特点,根据假设的洋脊花岗岩进行标准化后所得的地球化学图(图4,洋脊花岗岩的成分为: $Sr=100$, $K_2O=0.4\%$, $Rb=4$, $Ba=50$, $Th=0.8$, $Ta=0.7$,

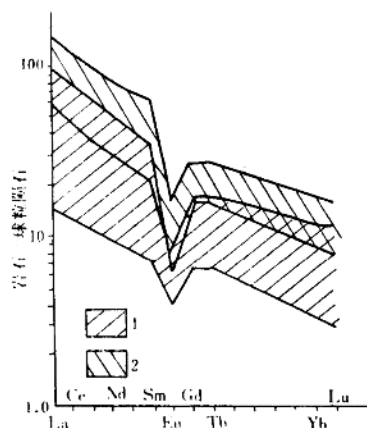


图3 碰撞带花岗岩的球粒陨石标准化稀土模式

1. 喜马拉雅及海西碰撞带样品范围 (据 N. B. W. Harris 等, 1986) 2. 大容山-十万大山岩体样品范围

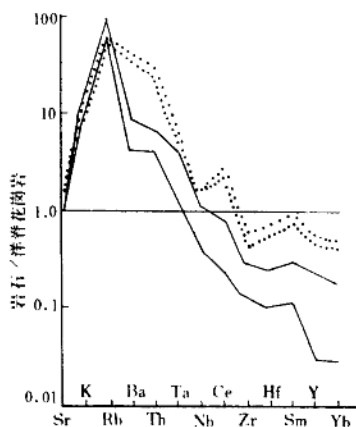


图4 碰撞带花岗岩的地球化学图

实线区为喜马拉雅山及海西碰撞带花岗岩的样品范围 (据 N. B. W. Harris), 虚线区为大容山岩体样品范围

$Nb=10$, $Ce=35$, $Zr=340$, $Hf=9$, $Sm=9$, $Y=70$, $Yb=8$ ppm, 据 N. B. W. harris 等, 1986), 它们和喜马拉雅、海西褶皱带以及阿尔坎斯的碰撞花岗岩也十分近似。在 $Rb-SiO_2$ 及 $Rb-Y+Nb$ 的变异图上, 它们的投点位于同造山期碰撞花岗岩区 (Syn-COLG)。(图 5), 或者位于同造山期碰撞花岗岩、板内花岗岩 (WPG) 与岛弧花岗岩 (VAG) 的交汇带 (图 6)。此外, 岩带中包体十分发育, 混杂现象明显。这些特点表明, 褶皱带内的花岗岩属“S”型系列, 它们是由上部地壳的沉积变质岩, 经历了变质作用深溶作用所形成的, 岩体的同位素年龄为 210–250 Ma, 即与褶皱带的形成时期相同, 属于同造山期碰撞花岗岩。

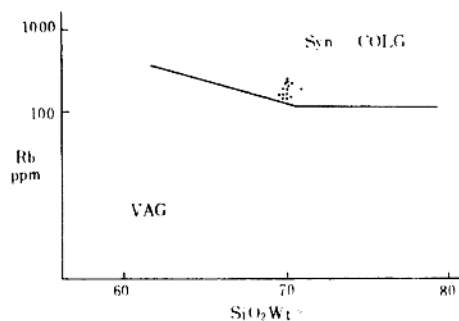


图5 大容山-十万大山花岗岩的 $Rb-SiO_2$ 变异图 (据 J. A. Pearce 等, 1984)

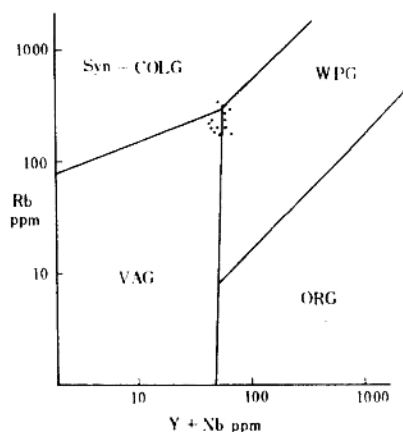


图6 大容山-十万大山花岗岩的 $Rb-Y+Nb$ 变异图 (据 J. A. Pearce 等, 1984)

大量事实证明, 钦防褶皱带是具有造山性质的海西褶皱带, 同造山期的花岗岩侵入体的地球化学特征表明, 它们可能属同造山期碰撞花岗岩, 这是争论不大的。但对褶皱带的成因问题还存在不同看法, 王鸿桢教授曾认为“很可能在海西后期沿琼州海峡对接带的位置, 曾有强烈的向北俯冲, 因而导致钦防海槽的皱起和花岗岩的大规模侵入”, 刘本培也认为与“印支—南海地块与华南大陆的最后拼合碰撞有关”。根据板块构造观点, 通常把造山机制分为两种基本类型, 机械驱动的碰撞造山, 它是由陆、陆或陆、岛弧碰撞产生的, 另一种为热力驱动的俯冲造山是一个板块向另一个板块之下的俯冲消亡所引起的造山作用, 但是伸入陆壳内部的钦防海槽, 属于内硅铝质地槽的它的造山很难直接用板块的碰撞或俯冲来加以解释, 更何况北西—南东向的印支—南海地块与华南大陆的拼合, 是难以造成北东向的造山带的。因此, 钦防褶皱带的形成, 与其归因于东西向或北西—南东向的琼州海峡对接带, 不如说它可能是由于滨太平洋与亚洲大陆间沿西太平洋毕乌夫带强烈作用的结果, 它造成中生代以来, 中国东部地区强烈的北东向褶皱、断裂、火山岩和大规模的花岗岩侵入活动。在钦防地区可能也是它的影响下, 引起陆内碰撞和南东方向的消减俯冲, 其结果是引起陆壳迭置使地壳厚度大大增加, 加厚了地壳深处的局部熔融, 形成高钾花岗岩浆, 最终导致同造山期或后造山期的岩浆侵入活动。不过, 钦防地区花岗岩的地球化学特点证明了这种造山机制的可能性, 深部资料也同样证明 (图 7)。在这个地区, 莫霍面存在明显的波状起伏, 地壳厚度有明显的变化, 幔凹 (即地壳厚度增大区) 分布于大容山—六万大山岩体及其以东地区, 而地幔凸起位于褶皱带西侧的十万大山地区, 也是广西地壳最薄的地区。在康氏面深度图上 (图 8) 表明, 大容山岩带分布在硅铝层厚度在 20—22 km 地带, 而且与云开褶皱带相连, 成近东西向等值线, 表明它们在成因上的关系。

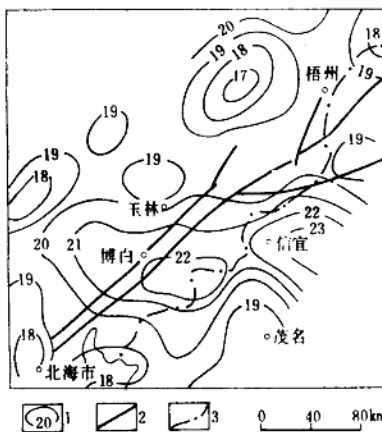


图 7 桂东南地区莫霍面深度略图

(据广西物探队)

1. 等深线 2. 断裂 3. 省界

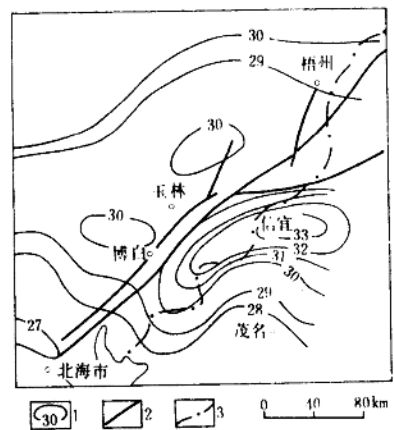


图 8 桂东南地区康氏面深度略图

(据广西物探队)

1. 等深线 2. 断裂 3. 省界

(三) 前陆盆地的形成及其对右江盆地的影响

在滨太平洋构造的影响下, 东吴运动结束了钦防海槽作为右江盆地东界的深海沉积历

史,褶皱成山,在印支期中,同样在滨太平洋构造的影响下,在其西侧山前地带形成不断向西迁移的前陆盆地,导致了右江盆地后期轮廓的改变(图9)。

晚二叠世时期,褶皱西侧山麓防城—钦州一带出现了一套厚变巨大的具有磨拉石特点的山麓堆积物,不整合于下伏的不同地层层位之上,呈狭长条带分布。在钦州大直圩剖面,可以见到该套地层由三个岩性段组成,下段厚 2448 m,由砾岩、含砾砂岩、细砂岩、泥质粉砂岩及泥岩等组成六个旋回,含丰富的植物化石及少数腕足类 *Spinomarginifera* sp.,中段由少量砾状砂岩、含砾砂岩及砂、泥岩组成,亦含植物化石,厚 2133 m,上段以粉砂岩、泥岩及暗色薄层硅质岩为主,含腕足类、双壳类等,底部含砾及植物化石,厚度大于 461 m。整个剖面共厚 5042 m,自下而上粒度变细,由海陆交互相到以海相为主,砾石组份则因地而异。钦州佳芝坪一带底部夹一层厚 15 m 的酸性熔岩、球状熔岩、凝灰熔岩等,

中上部分别夹 5—13 m 厚的流纹岩、凝灰角砾岩等。这套砾岩层沿倾向变化较大,向西到上思、崇佐东罗等地,相变为以灰岩、燧石条带灰岩夹硅质岩的浅水沉积,厚度仅 100—150 m 左右,崇佐江州布依夹杏仁状基性火山岩及熔岩,更西至龙州等地,成为北东向隆起区,上二迭统完全缺失或仅有厚度不大的残积或沼泽相的铁铝质岩。

早三叠世开始,山前盆地发生迁移,沉积特征也有明显变化,山麓堆积已不复存在,而以上思为中心形成北东向的深水浊积盆地,盆地东侧为滨岸—陆棚环境的碎屑岩,盆地主体部分由薄层状不等粒杂砂岩、粉砂岩、粉砂质泥岩和泥岩组成的韵律互层,化石稀少,属远源低密度浊流沉积,局部夹有高密度浊流特点的中厚层细砂岩、粉砂岩偶夹放射虫微晶灰岩。前者常具典型的 CDE 和 DE 段鲍玛层序,沙纹层理,微粒序,水平纹层及包卷层理发育;后者常具块状层理,底冲刷和槽模构造发育,总厚 300—800 m。根据斜坡宽度推算,平均水深在 700—900 m 左右。浊积盆地南西延伸至凭祥、龙州一带,盆地折

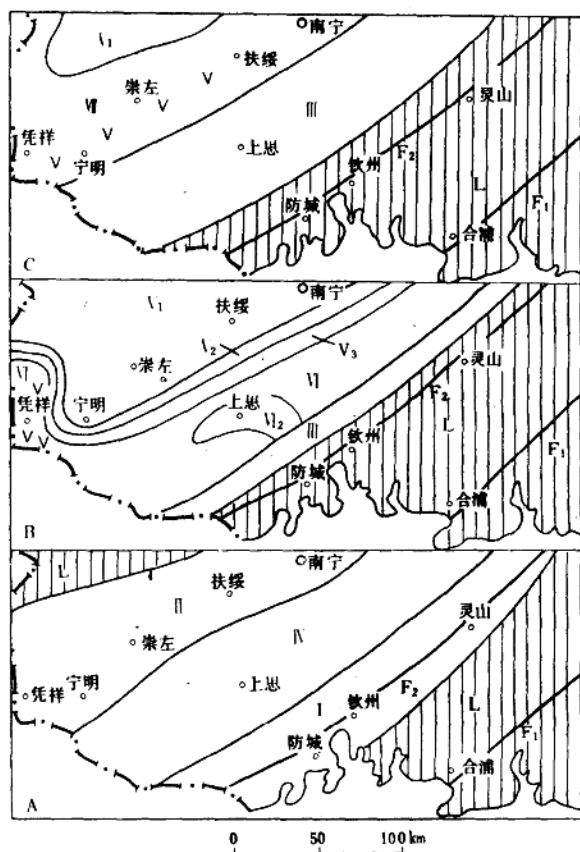


图9 钦防地区印支期岩相古地理轮廓图

A. 晚二叠世 B. 晚三叠世 C. 中三叠世 L. 隆起区 I. 山麓相 II. 残积—沼泽相 III. 滨岸—陆棚相 IV. 碳酸盐斜坡相 V₁. 台地相 V₂. 台地边缘相 V₃. 强缘斜坡相 VI₁. 浊积盆地相 VI₂. 浊积扇相 VII. 火山碎屑盆地相 F₁. 博白—岑溪大断裂 F₂. 钦州—灵山大断裂

向北西,下三迭统为一套酸性、中酸性熔岩,凝灰岩和火山角砾岩,局部有玄武岩。凭祥板扣剖面,火山岩厚达 2022 m,根据喷发韵律和沉积岩夹层,可以划分为三个喷发旋回,夹层沉积岩产菊石化石,说明为海相喷出岩(岩石特征见另文。此外,在上思的在妙六派,还发育有碎屑浊积相,在六派剖面上已识别出七个以上的中扇和外扇韵律交替组成的叠覆旋回,构成向上砂泥比加大、砂岩单层增厚变粗的进积层序。内扇部分推测位于盆地东缘呈北西向分布,而外扇部分则可能由于盆地的左行走滑作用而转向与轴向一致的南西方向。盆地西侧以碳酸盐沉积为主,包括台地边缘斜坡、台缘浅滩和碳酸盐台地三个相区,前两者呈狭长条带平行分布于明圩、东门柳桥、宁明一线,后者包括南宁、崇左在内的广大地区。斜坡相包括沉积和跌积两种类型,主要由暗灰色及薄层状微晶灰岩夹多层厚层板片状一岩块状砾屑灰岩组成,具有滑塌或跌积成因的砾屑灰岩夹层主要集中于剖面上部或下部。台地边缘相通常由亮晶砂屑灰岩或鲕粒灰岩组成。它们的总厚度为 800—900 m。

至中三叠世,海岸线继续西迁,上思浊积盆地已充填变浅,为一套细碎屑岩及泥岩所代替,砂岩中各种浅水成因的沉积构造十分发育,而在崇左—宁明一线,出现了一套中酸性火山岩系夹砂泥质灰岩,它们大致沿北东向的东门断裂两侧分布,北东薄而南西厚,崇左江州厚 248 m,而在宁明那关山厚达 690 m,这套火山岩系按其结构和岩石性质,可以划分出三个喷发旋回:第一旋回由凝灰碎屑岩—中基性及酸性熔岩组成;第二旋回火山活动有所减弱,由凝灰质火山角砾岩、凝灰岩及中酸性熔岩组成;第三旋回的火山活动再次增强,由角砾熔岩、凝灰熔岩等组成,火山岩夹层中亦含安尼锡克期海相化石。火山岩的岩石化学特点研究证明,它们与褶皱带中的花岗岩是同源的,在里特曼—戈尼关系图上,主要投点落在 B 区即造山区。

晚三叠世的沉积,主要分布于十万大山主峰及其南坡的防城、上思、宁明三县交界地带,南延入越南境内,为一套厚达 635—7561 m 的陆相、海陆交互相的红色碎屑岩系,与中三迭统未见直接接触,大多数不整合于印支期花岗斑岩之上,因此推测本期的印支运动,发生在中三叠世末到晚三叠世中期之前。

从晚二叠世到中三叠世褶皱带西侧沉积盆地的演化特点可看出,这些盆地具有与褶皱带平行分布、沉积中心逐渐向西迁移,盆地沉积特征由磨拉石盆地→浊积盆地→火山碎屑盆地,即反映了沉积环境由浅水→深水→浅水的变化。这些都说明它们具有前陆盆地的特点。

前陆盆地是与碰撞造山作用伴生的动力学产物,它们发在活动造山带的前陆部分,形成一些与山体平行的沉陷槽,接受来自造山带暴露部分侵蚀产生的沉积物,由于造山带前缘的推进,盆地也不断向前陆方向迁移。钦防褶皱带西侧的分地,虽然规模不大,但具有上述前陆盆地的特点。在滨太平洋构造影响下,钦防褶皱带具有向东南俯冲、云开褶皱带向北西仰冲的碰撞造山特点,而且造山带前缘在印支期不断向北西方向推进,导致了上思前陆盆地的形成和不断迁移,造成由磨拉石—浊积岩和火山碎屑岩迭置的沉积棱柱体,沉积环境由浅水→深水→浅水的变化,反映了前陆盆地由沉陷、裂陷到充填的动力演变过程,下三叠统杂砂岩成分的构造环境判别(图 10),全部落在再旋回造山带上,同样提供了这方面有力的佐证。盆地北西延伸,可能随褶皱带的消失而尖灭在浅水盆地中。西南端延入越南民主共和国内,可能与安州拗陷带相衔接。而且在凭祥、龙州附近与北西向右江弧后盆地的南支交会,在这里,三叠系的沉积厚度最大,岩性变化复杂,火山活动也最

为强烈。

由于钦防褶皱带及其前陆盆地的出现，右江盆地的轮廓因之发生明显的改变。东吴运动前，包括钦防海槽在内的右江盆地，是一个完整具有菱形外貌的东西宽南北窄的大陆边缘裂谷系盆地。东吴运动后，右江盆地的东部，在滨太平洋构造的影响下，钦防海槽褶皱成山，出现了北东向的上思前陆盆地和大明山台地（隆起带），右江盆地的范围因之而缩小到大明山以西，成为南北长东西窄的菱形盆地，并具有弧后裂谷盆地性质，而这种变化的根本原因，在于东吴运动开始的滨太平洋构造运动，以及哀牢山洋盆的北东向俯冲作用，其结果是造成前期右江盆地的解体和盆地性质的变化。

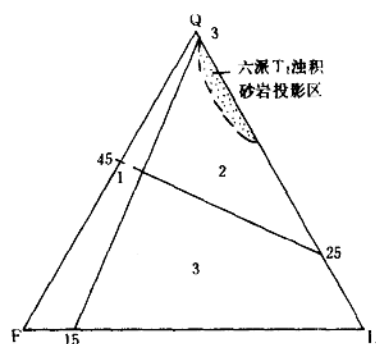


图 10 下三叠统砂岩物源区构造环境判图

(据 Dickinson, 1983)

1. 陆块区 2. 再旋回造山带 3. 岩架弧

综上所述可将钦防褶皱带的形成和发展区分为三个阶段（图 11），晚加里东阶段，扬

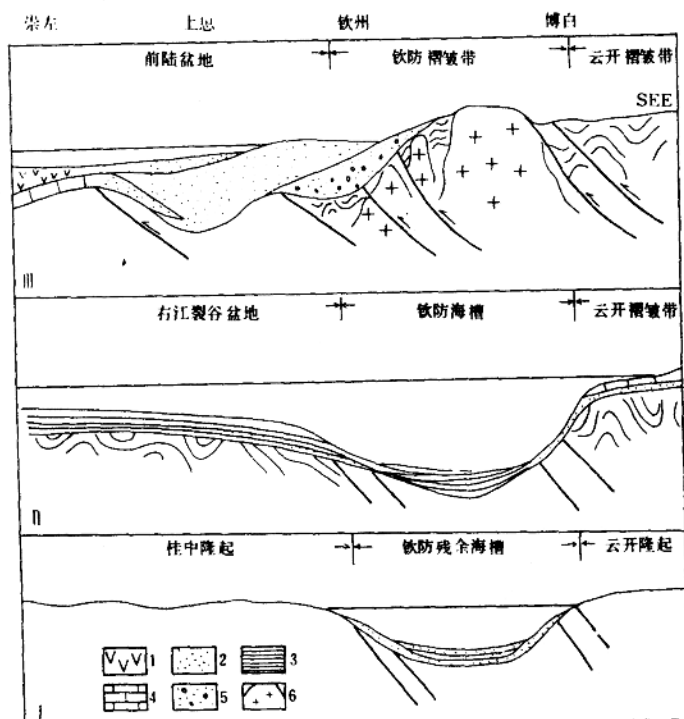


图 11 钦防褶皱带构造-沉积演化示意图

I. 志留纪 II. 泥盆纪-早二迭世 III. 晚二迭世-中三叠世 1. 火山岩
2. 碎屑岩 3. 硅泥质岩 4. 碳酸盐岩 5. 砂砾岩 6. 花岗岩

子陆块与华夏陆块的不完整拼合，在志留纪造成北东向的钦防残余海槽（图 11A）。海西期，钦防海槽成为华南海侵的主要通道，随着哀牢山洋盆的扩开与大陆边缘北西向裂谷系的形成与右江盆地融为一体，成为它的东部边界（图 11B）。东吴运动后，钦防褶皱成山，上思前陆盆地出现并逐步向西迁移，造成迭置的沉积棱柱体，前期的右江盆地也随之而解体。印支期后，右江盆地和上思前陆盆地同时消失，钦防地区的地质历史又翻开了新的一页。

主要参考文献

1. 广西壮族自治区地质矿产局，1985，广西壮族自治区区域地质志 地质出版社。
2. 黄汲清等，1980，中国大地构造及其演化 科学出版社。
3. 王鸿祯等，1986，华南地区大陆边缘构造史 武汉地质学院出版社。
4. 任纪舜等，1990，中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化和成矿 科学出版社。
5. 水涛，1987，中国东南大陆基底构造格局 中国科学（B 辑）87 年 4 期。
6. Harris, N. B. W 等，1986，碰撞带岩浆作用的地球化学特征，译自地质地球化学 1986.6。

丹池断裂带南段印支 ——燕山期构造应力场分析

黄宏伟

广西南丹—河池地区以盛产锡—多金属矿产驰名于世。由于其所处的特殊构造环境和对沉积、成岩及成矿的控制作用，丹池断裂带也愈来愈受到广大地质工作者的重视。该断

裂带处于滨太平洋构造域与特提斯构造域的交汇部位，为右江印支再生地槽与桂中—桂东台陷的过渡地带，复杂、多次的印支—燕山期构造运动在断裂带内部留下了丰富多采的构造形迹，是研究广西乃至华南地区构造应力场的一把钥匙。现以断裂带南段为例，以区调工作中收集的资料为基础，运用小构造与大构造相结合，从几何学、运动学至动力学的方法，对该区印支—燕山期构造应力场及其演化历史作初步探讨。

一、区域构造特征及成因分析

区内出露地层为连续沉积的上古生界和中生界的三叠系，总体为一套深水碳酸盐岩和细碎屑岩沉积建造。印支—燕山期的多次构造运动使区内岩层强烈褶皱和破裂，多组构造交织成一复杂的构造体系（图1）。

（一）褶皱及其成因分析

本区褶皱发育，且集中分



图1 丹池断裂带南段构造略图

布于西南部；有北西向、北北西向、近南北向、北东向、近东西向五组，构成一复杂的叠加褶皱景观。

单个褶皱多为线状褶皱，枢纽产状近于水平。由于褶皱的叠加作用，枢纽局部变陡，从而形成一系列规律排列的短轴褶皱、穹窿构造和构造盆地。褶皱两翼普遍发育层间不对称小褶皱、层间劈理和层面擦痕。小褶皱分别为“S”型和“N”型，其枢纽多与相应的大褶皱平行，为典型的寄生褶皱。层间劈理与寄生褶皱的轴面基本平行。除北西向和北北西向褶皱内部的泥岩中发育少量流劈理外，其余全为破劈理。层面擦痕主要发育在强硬岩层的层面上，其产状垂直于同期褶皱的枢纽。上述小构造均指示背斜两翼新地层相对于老地层的转折端滑移，向斜反之，表明本区一级褶皱构造都是纵弯滑褶皱作用的产物。根据各组褶皱的叠加关系及其派生的小构造的穿插、切割等关系，分析出褶皱形成的先后顺序为：北西向、北北西向、近南北向、北东向、近东西向。

从褶皱理论得知，在纵弯滑褶皱作用下，形成的褶皱轴面垂直于最大主应力轴。据此求得各期次构造应力场的最大主应力轴方向大致为北东 30° — 40° 、北东 70° 、北西西 280° 、北西 315° 和近南北向，其中北西向褶皱远离丹池断裂轴向为北西 300° ，而在断裂附近则变为 310° ，明显是受基底断裂的影响，区域最大主应力轴方向应为北东 30° 左右。

(二) 断层及其成因分析

区内断层十分发育，据其展布方向也可分为北西向、北北西向、近南北向、北东向和近东西向五组。

北西向、北北西向和近东西向断层多为逆冲断层，断面倾角 30° — 50° 不等，局部因后期构造叠加和褶皱压扁作用而变陡或变缓，断面上最早的擦痕基本顺倾向，表明这些断层是由侧向水平挤压应力作用下形成的剖面 X 型剪裂面发展而成的，其走向与相应的褶皱轴平行，垂直断层走向的方向为最大主应力轴方向。

近南北向断层早期属正断层性质，用破碎带内极发育的劈理求得最小主应力轴走向为北北西 335° ，与断层走向并不垂直，表明断层形成时具有强烈的右行走滑。该断层后期产生左行平移，使劈理褶皱。

北东向和部分北西向断层产状近于直立，构成平面 X 型构造。这些断层的断面上均发育两组近水平的擦痕，早者指示北东向断层右行平移、北西向断层左行平移，晚者指示北东向断层左行平移、北西向断层右行平移，表明这两组断层是由侧向挤压作用产生的平面 X 型剪裂面发展而成的共轭断层，至少经历过两次构造运动，其最大主应力轴方向先后为近东西向和近南北向。

从切割关系看，几组断层形成的先后顺序为：北西向逆断层—北北西向逆断层及北北东向正断层—部分北东向和北西向平移断层—近东西向逆断层及部分北西向和北东向平移断层。

根据断层形成及运动历史，恢复构造应力场演化历史（最大主应力轴方向）为：北东 30° —北东 70° —北西西 280° —北西 310° —近南北向。

(三) 节理及其成因分析

实践证明，对节理进行研究是恢复古构造应力场行之有效的方法之一，可据此精确地求出各期次构造应力场的状态。本区晚古生代地层中发育大量的共轭剪节理，其中多数节