

盆地—山岭耦合体系与地球动力学机制

刘和甫

(中国地质大学能源系,北京 100083)

摘要: 盆山耦合分析应该将地球动力学环境和板块运动学序列结合起来,根据地球动力学环境所提出的:伸展构造体系、挤压构造体系、走滑构造体系和克拉通构造体系进行定性定量分析;依照板块运动学序列所划分的主要旋回:裂解阶段、俯冲阶段、碰撞阶段和后造山阶段进行定位与定时分析.伸展构造体系在离散期为陆内裂陷盆地及伸展造山带;在聚合期为弧后裂陷盆地及张性岩浆弧造山带;在后造山期为后继裂陷盆地及晚期伸展造山带.挤压构造体系在俯冲期为弧前陆盆地及俯冲造山带;在碰撞期为周缘前陆盆地及碰撞造山带;在再活动期为再生前陆盆地及再生造山带.走滑构造体系在伸展期为走滑拉分盆地及剪张山岭;在挤压期为走滑挠曲盆地及剪压造山带.克拉通构造体系在裂解期为克拉通内部盆地;在聚合期为克拉通边缘盆地.

关键词: 伸展盆地—山岭体系;挤压盆地—山岭体系;走滑盆地—山岭体系;克拉通构造体系.

中图分类号: P541; [TE121.1] 文献标识码: A

文章编号: 1000-2383(2001)06-0581-16

作者简介: 刘和甫(1931—),男,教授,博士生导师,1955年毕业于北京地质学院,1984年在美国加州大学(圣巴巴拉)进行博士后研究,从事盆地分析工作.

0 引言

盆地和山岭是岩石圈动力学作用下两种主要地貌形态和地壳结构,是岩石圈变形的两个侧面.盆地与造山带之间的相互联系性,主要存在3种关系:(1)构造上,盆地与山岭的耦合性.主要表现在构造应力场的统一性,即挤压造山带与前陆盆地耦合,伸展造山带与裂陷盆地耦合,走滑造山带与走滑盆地耦合,而连锁断层系成为耦合机制主键;(2)旋回上,盆地与山岭的反转性.为地球体积变化或脉动所产生,早期大陆边缘盆地可以反转成造山带,晚期造山带可以伸展坍塌成裂陷盆地,“高山为谷,深谷为陵”主要表现在时间上的开合性;(3)沉积上,盆地与山岭的互补性.主要为地球均衡性所制约,在浅层呈现为山岭隆升侵蚀或去顶作用(deroofting),盆地下降沉积充填,在深层则呈现为熔浆迁移和拆层作用.

盆山分析应将地球动力学环境和板块运动学序列结合起来:(1)各种构造样式、伸展量与收缩量,各种沉积体系和沉降量等,为地球动力学环境的定性

与定量提供基本特征和数据;(2)裂解阶段、俯冲阶段、碰撞阶段及后造山阶段等,为板块运动学序列的定位与定时提供主要信息;将成盆、成烃与成藏动力学作为整体来研究.

1 盆山耦合与地球动力学基础分析

盆地和山岭是地壳—地幔体系中应力和应变关系的反映(图1),首先应对整个地球系统中岩石圈结构、均衡作用与水平应力场与应变场作一基础分析.

1.1 全球构造系统与层圈结构

整个地球构造系统具有层圈结构,相应地存在3个构造域:(1)核源构造(成长构造, growth tectonics),位于核心部分,内核形成差速旋转,晶体集中在内核;(2)幔柱构造(羽柱构造 plume tectonics),位于中间,热柱上涌和冷柱下沉,形成地幔对流;(3)板块构造,位于表层,在地幔对流驱动下使板块聚合和离散.这3个构造域分别受地核动力学、地幔动力学和板块运动学所制约(图2)^[1,2].上地壳以脆性变形为主,下地壳属于塑性变性,而岩石圈地幔则具较大强度,这样大陆岩石圈具有三明治结构^[3].

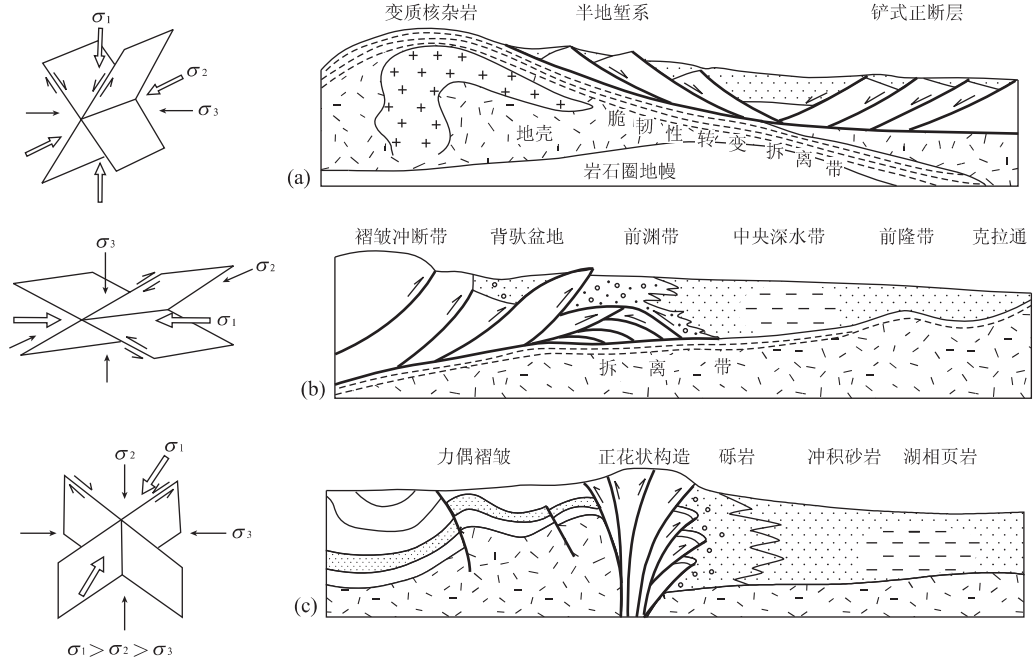


图 1 盆山耦合地球动力学机制图解

Fig. 1 Schematic diagrams showing the geomechanics of basin-range coupling
a. 伸展盆山体系应力场与应变场; b. 压缩盆山体系应力场与应变场; c. 走滑盆山体系应力场与应变场

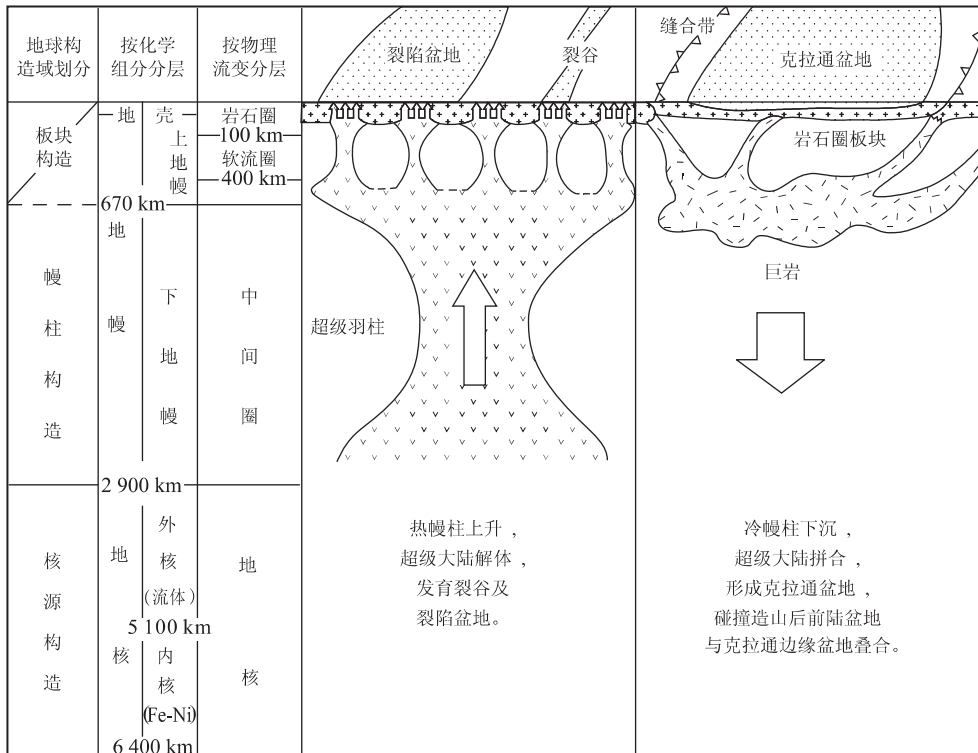


图 2 全球构造体系层圈结构与超级大陆旋回(据 Maruyama^[2]资料拟编, 未按比例)

Fig. 2 Schematic illustration of global tectonic domains and super-continental cycle

按流变度分层对造山带与盆地变形分析起了重要作用, 上地壳中软弱层, 如膏盐、页岩等, 构成薄皮冲断带的盖层滑脱面 (detachment), 如造山浮筏 (orogenic float) 理论以说明薄皮构造的造山作用与

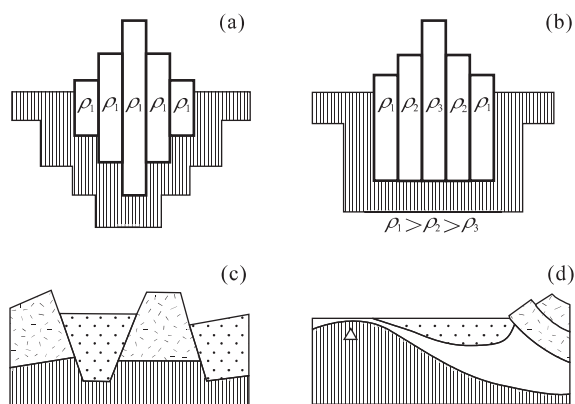


图3 均衡平衡模式图解

Fig. 3 Schematic diagrams of isostatic equilibrium

a. Airy 均衡模式; b. Pratt 均衡模式; c. 断块均衡模式; d. 挠曲均衡模式

前陆盆地耦合。中地壳由于岩石热软化,为脆—韧性过渡带,将构成重要基底拆离带(decoupling),变质核杂岩的隆升制约上地壳变形,构成不均匀伸展的盆地和山岭;伸展构造的出现与全球新—中生代构造增生有关^[4]。而软流圈则控制岩石圈变形、厚度变化和密度变化,由软流层引起的拆层作用(delamination)可以诱发造山带去根和坍塌盆地的形成^[5]。

1.2 均衡模式

山岭隆升和盆地沉降有着不同均衡机制^[6],可以采用4种均衡模式来解释(图3)。(1)Airy 均衡模式。认为地壳强度不能支持垂直剪应力,地壳负荷为下伏地幔的浮力所支持,则较高的地形为较深的根部来加以平衡,如喜马拉雅山。(2)Pratt 均衡模式。认为山岭形成是与地壳岩块密度变化有关,地形附加的重力为深部密度变化所补偿,因此不存在山根,如北美内华达山。(3)断块均衡模式。在 Airy 模式中采用直立的岩柱,但实际上存在不同倾角的梯形或楔形岩体,这些岩体为密度较大的地幔浮力所支持,当岩体尖顶向上时,就上浮形成地垒,当岩体尖顶向下时,就下沉形成地堑,属于 Airy 均衡模式的一种派生模式。(4)挠曲均衡模式。认为地壳强度足以支持垂直剪应力,负荷为地壳强度所支持,在未破裂板块上的岩浆弧负荷,形成如夏威夷火山岛链及其相邻盆地;在破裂板块上的造山冲断带负荷,形成如天山及两侧的前陆盆地等。

1.3 水平应力场与应变场

从板块相对运动来看,主要存在3种边界:离散、聚合和转换,这与水平应力场所产生的3种断层性质相对应:正断层、冲断层和走滑断层,并进一步

形成裂陷盆地,压缩盆地和走滑盆地(图1)^[7]。

在经典板块理论影响下,可以认为造山与造盆具有互补性,当地球体积处于恒定状态时大洋盆地扩张与俯冲造山带内大洋岩石圈消失大致相等,如大西洋扩张与北美西部科迪勒拉造山带的收缩,红海的扩张与扎格罗斯造山带的形成,构成了明显的互补现象,也成为我们对晚近中国岩石圈东部伸展与西部挤压的共识。

但随着对盆地研究的深入,发现中国西部天山与相邻前陆盆地的耦合作用;中国东部燕山及太行山的变质核杂岩热隆升与华北裂陷盆地的耦合作用;以及滇西走滑造山带对相邻走滑盆地的耦合性。因此,在造盆与造山关系中除了有互补的一面,又有耦合的一面。这样进一步认识到在地区上造山与成盆并不是处于相互对立的两个侧面,而是处于耦合的统一应变场,可以进一步将盆地—山岭体系划分出伸展、挤压与走滑3种类型。此外,尚有克拉通构造体系,其隆升和沉降主要与重力、浮力和热力因素有关^[8];而深部壳—幔作用为浅层盆山耦合提供动力学机制。因此,中国东部以发育裂陷盆地及走滑拉分盆地与伸展山岭为主;中西部以发育前陆盆地及走滑挠曲盆地与挤压造山带为主(图4)。

2 伸展盆地—山岭体系

伸展构造广泛出现在大陆造山带中, Wernicke^[9]对美国西部盆—岭省研究后提出伸展造山(extending orogen),这是对传统造山带概念的挑战。他在进一步对内华达山研究后,证实岩石圈深部的侧向密度变化是造山带隆升的主要原因,因此内华达造山带可以认为是由于下地壳中的侧向密度变化(约占25%)和上地幔中的侧向密度变化(约占75%)所产生,不存在山根,可以用 Pratt 均衡模式来说明(参见图3)。但人们对伸展造山仍处于争议中,因此在盆山耦合分析中不采用传统地槽理论中的 orogen,而采用地体理论中更广义的 mountain-building 分类:伸展作用、挤压作用、走滑作用和热力作用^[10],以与地球动力学的盆地分类相对应^[8]。

盆地—山岭省的伸展主要是通过3种作用来实现:上地壳脆性正断层,下地壳韧性伸展,以及软流圈的流动作用,三者之间存在着拆离面以调节伸展量的差异。从中国东部裂陷盆地与伸展山岭耦合来看,主要存在3种机制:(1)底侵作用,(2)对流作用,

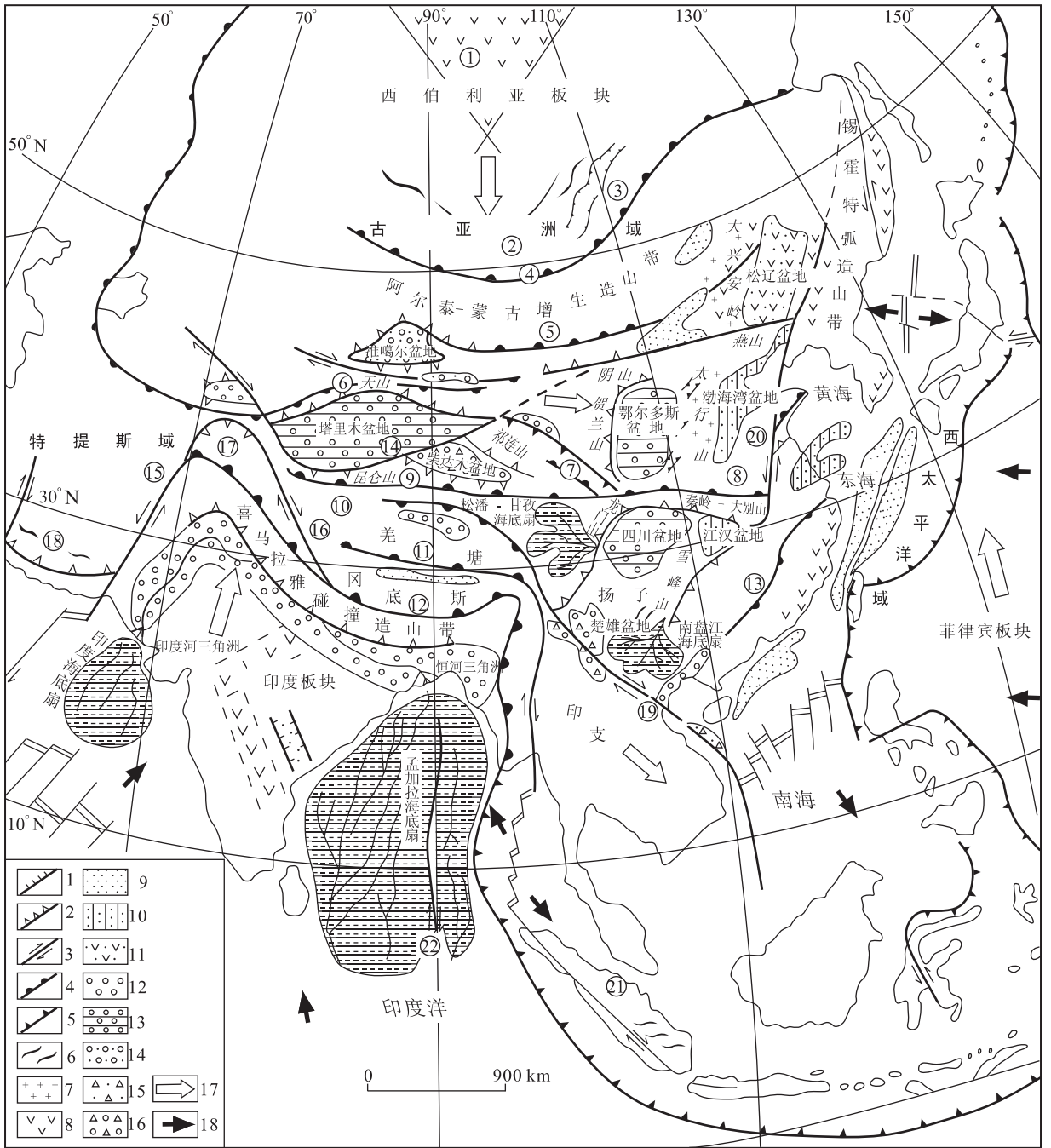


图 4 中国及邻区盆地—山岭耦合简图

Fig. 4 Schematic map showing sedimentary basins and orogenic belts in China and adjacent regions

①安加拉—通古斯断裂系;②伊尔库克弧;③贝加尔裂谷系;④蒙古—鄂霍次克缝合带;⑤克拉美丽—贺根山缝合带;⑥南天山缝合带;⑦北祁连缝合带;⑧商丹缝合带;⑨昆仑—阿尼玛卿缝合带;⑩金沙江缝合带;■怒江缝合带;■雅鲁藏布缝合带;■江绍缝合带;■阿尔金走滑断层;■查曼走滑断层;■喀喇昆仑走滑断层;■帕米尔构造结;■马克兰弧;■红河走滑断层;■庐寿走滑断层;■苏门答腊走滑断层;■东经 90°海岭。1. 正断层;2. 逆断层;3. 走滑断层;4. 碰撞带;5. 俯冲带;6. 褶皱轴;7. 花岗岩类;8. 火山岩类;9. 裂陷盆地;10. 裂陷盆地与克拉通盆地叠合;11. 裂陷盆地与弧内盆地叠合;12. 前陆盆地;13. 前陆盆地与克拉通盆地叠合;14. 前陆盆地与裂陷盆地叠合;15. 走滑—拉分盆地;16. 走滑—挠曲盆地;17. 板块运动主要方向;18. 区域扩张方向

和(3)拆层作用(图 5),主要与西太平洋构造—岩浆动力体系演化有关^[11]。

2.1 陆内裂陷盆地与变质核杂岩隆升
底侵作用是大陆演化的一种模式,常发生在大陆

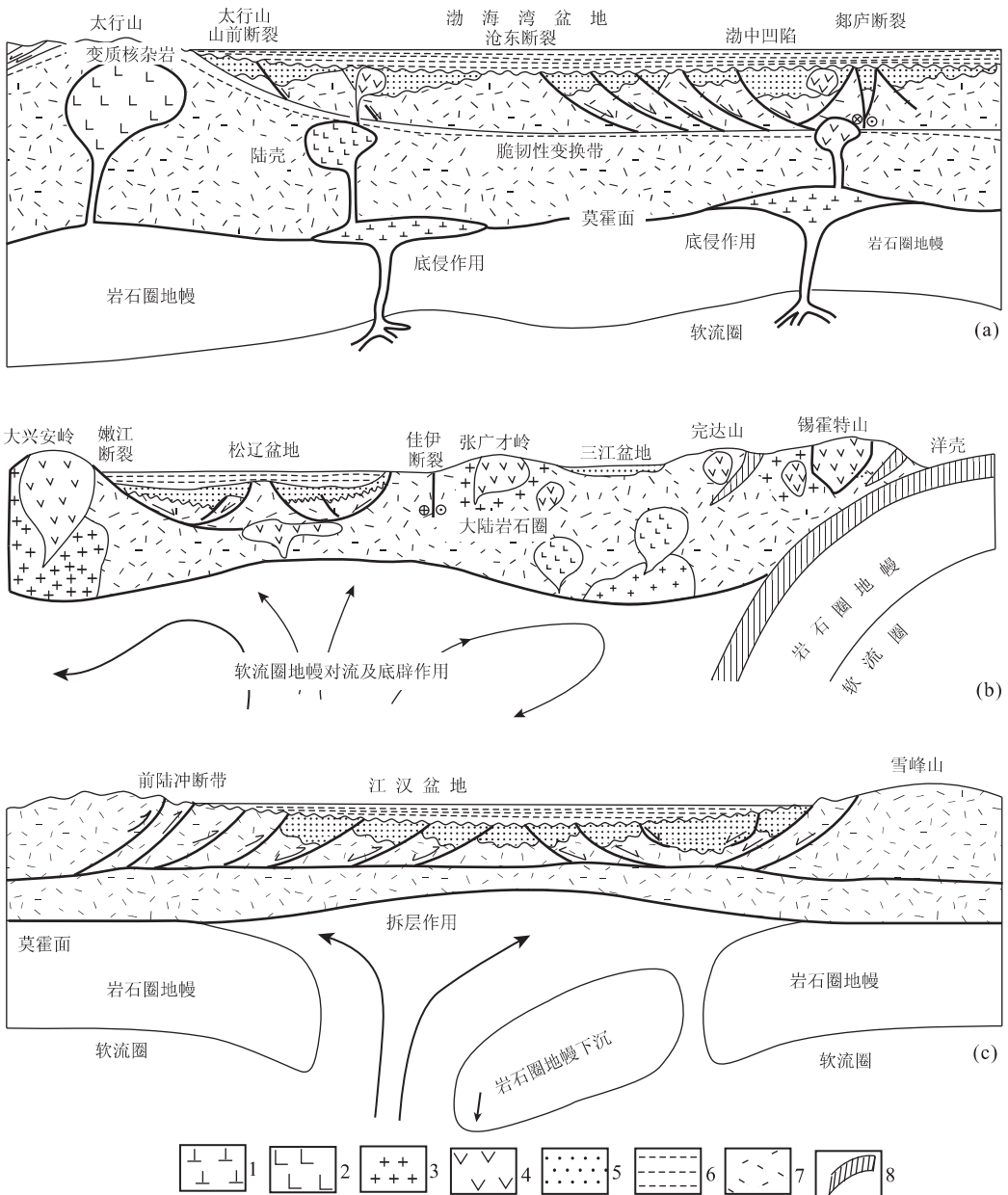


图 5 裂陷盆地与伸展造山带类型

Fig. 5 Types of rifting basin and extensional mountain system

a. 陆内裂陷盆地与变质核杂岩隆升模式; b. 弧后裂陷盆地与伸展岩浆弧造山带; c. 后继裂陷盆地与晚期伸展造山带. 1. 底侵基性超基性岩; 2. 深成岩; 3. 酸性深成岩; 4. 火山岩; 5. 裂谷沉积; 6. 后裂谷沉积; 7. 陆壳; 8. 洋壳

裂谷环境中, 镁铁质幔源物质侵入位于花岗质地壳底部. 由于软流圈上涌和岩石圈加热使地幔驱动的岩浆增生到地壳中去^[12]. 底侵作用及其热源可以驱动大陆裂谷岩浆作用和变质核杂岩的形成, 并引起造山带地壳增厚和上隆, 形成大陆裂陷盆地与变质核杂岩块断山岭的耦合, 如渤海湾盆地与太行山隆起.

太行山隆起为中生代隆升的前寒武纪地块, 上覆中元古代至古生代盖层, 轴部为阜平变质核杂岩和

赞皇变质核杂岩. 太行山是以构造岩浆带及变质核杂岩样式为主的伸展造山带, 造山带快速隆升, 大量剥蚀碎屑物充填到渤海湾盆地; 同时裂陷盆地深部壳幔物质向太行山上隆区迁移, 以补充造山带地幔下坳和山系上隆的空间, 并促使造山带持续性发展, 岩石圈均衡构成裂陷盆地与伸展山岭之间的耦合关系^[13].

2.2 弧后裂陷盆地与地幔底辟

地幔柱上升是裂谷产生的主要原因. 在弧后地

区由于板块下插可以产生局部对流与地幔底辟,并导致弧后扩张,产生弧后裂陷盆地与岩浆弧造山带耦合作用。

东北亚大陆边缘在中生代时发育规模宏大的火山岩带,主要活动时代为晚侏罗世至早白垩世,形成总体呈北北东向展布的盆岭体系,由火山弧带与弧内/弧间(弧后)伸展盆地组成,松辽盆地和大兴安岭可以作为盆岭耦合的典型。

大兴安岭大规模隆升的岩浆活动主要集中在 160~145 Ma,随后在两侧形成松辽盆地和二连盆地。从大兴安岭中生代玄武岩来看,可划分出碱性系列和亚碱性系列,具有地球化学双重性,也就是既有板内碱性玄武岩特征,又有岛弧钙碱性玄武岩和拉斑玄武岩特征,表明存在不同性质的地幔源,既有富集型地幔,又有亏损型地幔^[14],可以认为中生代玄武质岩浆岩主要来源于弧后地幔的局部对流,形成地幔底辟上升,产生壳幔混合,因此多数学者认为与太平洋板块向东北亚大陆边缘俯冲有关^[15],具马利亚纳型岩浆弧及弧后盆地特点。新生代时,东北地区玄武岩主要来源于软流圈地幔,松辽盆地已转化为陆内裂谷环境^[16],而在东海及南海则处于幔流底辟产生的弧后环境。

2.3 造山带内裂陷盆地与拆层作用

拆层作用指岩石圈地幔与地壳拆离,有时下沉到软流圈地幔中去,可将这两种机制合称为拆沉作用(delamination and sinking),最终使岩石圈伸展减薄,造山带去根并形成裂陷盆地,因此伸展作用常发生在同造山晚期或后造山期。造山带的隆升地形,随着重力均衡与热力耗散常发生伸展塌陷,形成与造山带耦合的裂陷盆地,但其产生晚于主造山期,因此称后继裂陷盆地。造山带深部由于拆层作用使根带消失,产生地壳重熔;浅部由于冲断带反转,使断坡塌陷形成正断层与半地堑。

雪峰—江南造山带,分别由 3 个弧形基底隆起带组成,其上发育有后继裂陷盆地,如江汉盆地和鄱阳湖盆地,为造山带顶部或后缘因重力塌陷而形成的盆地,盆地内主要充填晚白垩世—第三纪红色碎屑岩层,有时含膏盐层。从雪峰山及其邻区的深部地球物理场显示来看,雪峰山地区岩石圈地幔部分由较强的块体和较弱的软体所组成^[17],与岩石圈的拆沉作用有关,因此局部地区引起浅层裂陷盆地的产生,江汉盆地的形成主要为雪峰—江南造山带后期伸展塌陷,因此有机质热演化程度较低,其含油气丰

度与松辽盆地及渤海湾盆地相比较差。

3 挤压盆地—山岭体系

造山带研究对全球板块构造理论发展起了推动作用,由于挤压造山带常常与前陆盆地伴生,因此盆地分析常为重塑造山带形变历史提供佐证。如前陆盆地中沉积层序反映造山带隆升及剥蚀,盆地深度和宽度变化反映岩石圈的弹性或粘弹性流变特征。

经典的造山带模式有环太平洋型和特提斯型,环太平洋型为大洋俯冲造山带,并在岩浆弧后发育弧后前陆盆地,特提斯型为大陆碰撞造山带或弧—陆碰撞造山带,相应地发育周缘前陆盆地。但在中国有些中生代造山带与同时代的俯冲作用或碰撞作用无关,而与造山带再活动或陆内俯冲作用有关,称为再旋回造山带或再生造山带^[18],相应地发育再生前陆盆地^[19]。这样我们可以根据造山带 3 个演化模式,相应地出现了 3 类前陆盆地系列(图 6,表 1)^[20]。

此外,尚有阿尔泰型造山带,广泛发育于中亚—蒙古地区^[21],既与俯冲型弧前或弧后的岩浆增生有关,又与碰撞型的软碰撞和焊接作用有关,是一种混合类型,尚未发现有相关的大型前陆盆地。

3.1 大洋俯冲造山带与弧后前陆盆地

大洋俯冲造山带主要由两个大地构造相带组成,即俯冲带为高压低温条件下蓝片岩—蛇绿混杂岩增生楔;仰叠楔则为高温低压条件下的岩浆弧带;并在弧后发育前陆盆地,如南美安第斯山与弧后前陆盆地以及云南哀牢山与楚雄盆地等。

扬子板块西缘随着特提斯洋不断俯冲,从冈瓦纳分裂出来的地体相继增生到扬子板块西缘,形成系列沟—弧—盆体系:(1)中生代形成弧造山带与弧后前陆盆地;(2)新生代在印度板块与欧亚板块碰撞后,发育系列走滑造山带与走滑盆地。

哀牢山造山带在中生代时形成为扬子西侧陆缘弧增生造山带;新生代时转化为狭长走滑造山带,分隔东西两侧楚雄盆地及兰坪—思茅盆地。哀牢山弧造山带,主要发育在印支期晚三叠世,当墨江洋盆向东俯冲时形成楚雄弧后前陆盆地,在哀牢山断裂西侧分布有晚三叠世千枚状板岩夹中酸性火山岩,代表晚三叠世火山弧及弧前盆地沉积,在哀牢山东侧则发育有前陆褶皱—冲断带及楚雄前陆盆地(图 6a)。

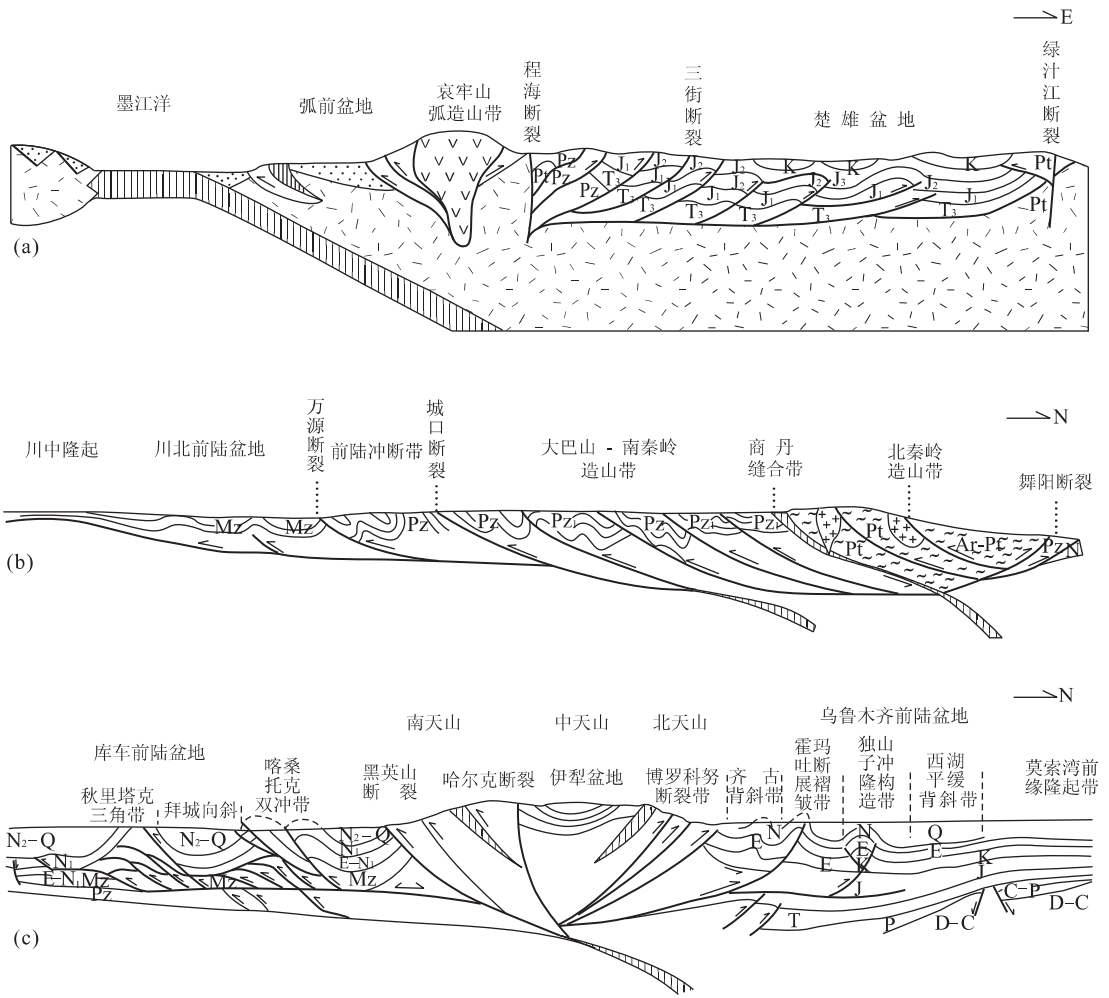


图 6 前陆盆地与造山带耦合类型

Fig. 6 Types of foreland basin and mountain system

a. 哀牢山中生代弧造山带与弧后前陆盆地(西段示俯冲期,东段示碰撞期);b. 秦岭—大巴山碰撞造山带与周缘前陆盆地;c. 天山新生代再生造山带与再生前陆盆地(其中前陆盆地部分比例尺略扩大)

表 1 挤压盆地体系中造山带与前陆盆地类型

Table 1 Types of foreland basin and orogen

造山带类型	盆地类型	构造定位	大地构造相
大洋俯冲型造山带	弧后前陆盆地	大洋俯冲作用形成,造山带与盆地皆位于仰冲板块之上,盆地位于岩浆弧之后.	①俯冲楔为蓝片岩—蛇绿混杂岩,②仰叠楔为岩浆火山弧带.
大陆碰撞型造山带	周缘前陆盆地	大陆碰撞作用形成,造山带位于仰冲板块之上,盆地位于俯冲板块之上,岩浆弧之前.	①俯冲楔为冲断带及磨拉石沉积,②碰撞带由蛇绿混杂岩组成,③仰叠楔为刚性基底组成.
陆内俯冲型再生造山带	再生前陆盆地	陆内俯冲作用形成,造山带与盆地皆位于板内,与再造山作用有关,但缺失同时代蛇绿岩套伴生.	①俯冲楔由冲断带及磨拉石相组成,②仰叠楔为刚性基底.

3.2 大陆碰撞造山带与周缘前陆盆地

大陆碰撞或弧—陆碰撞造山带主要由三个大地构造相组成,即俯冲壳楔,由前陆褶皱冲断带组成,并在前缘发育有周缘前陆盆地,为复理石相及磨拉石相充填;碰撞带,由蛇绿混杂岩带组成;仰叠楔主要由刚性基底组成,根带部分有活化现象.如阿尔

卑斯—喜马拉雅造山带及其伴生的周缘前陆盆地,富产油气的波斯湾—扎格罗斯前陆盆地,其形成与特提斯域闭合有关,中国北特提斯域昆仑—秦岭洋闭合时,相邻四川克拉通边缘与鄂尔多斯克拉通边缘等转化为前陆盆地.

秦岭造山带,历经早古生代及晚古生代两个洋

盆地与两个大陆边缘发育,通过洋盆俯冲,陆—弧碰撞以及陆—弧—陆碰撞最终使华北板块与扬子板块拼合^[22,23],同时诱发龙门山裂陷槽与贺兰坳拉槽反转成山。于印支期形成秦岭造山带与两侧四川西北缘前陆盆地与鄂尔多斯西南缘前陆盆地的耦合^[24~28](图 6b)。

3.3 陆内再生造山带与再生前陆盆地

再生造山带主要由两个大地构造相带组成,缺失同时代蛇绿混杂岩带,俯冲壳楔由前陆冲断带组成,并在前缘发育有再生前陆盆地,主要为磨拉石相充填,仰叠壳楔则由刚性基底组成,出现部分活化现象,如中国新生代天山及其相邻南北两侧前陆盆地。

中国西部一些中、新生代造山带缺乏同时代的岩浆弧或蛇绿混杂岩带,或相距甚远,从造山带成因来看主要与印度板块嵌入亚洲大陆,新生代再旋回造山作用有关,或称陆内造山带及板内造山带^[29,30],因此将此山前盆地称为再生前陆盆地^[19,31,32]。最近,魏国齐等^[33]将再生前陆盆地与弧后前陆盆地及周缘前陆盆地并列列为第三类前陆盆地。

天山造山带为一叠合的造山带,可以分解为两种类型造山带:(1)天山古生代复合碰撞造山带^[34,35];(2)新生代再生造山带。天山古生代造山带在中生代至老第三纪主要经历剥蚀夷平期,新生代由于印度板块向亚洲大陆嵌入,使中国中西部地壳产生推覆冲断作用和走滑作用,再造山作用使天山强烈隆升,在南北两侧出现新生代再生前陆盆地。

天山南缘库车一带受新生代天山再造山冲断作用影响,形成库车再生前陆盆地及前陆褶皱—冲断带,以冲断层与其相关褶皱为主,具有成排成带分布特点,变形强度显示出由北向南逐渐变弱趋势。同样,乌鲁木齐再生前陆盆地位于天山北缘,其前陆褶皱—冲断带多为长轴背斜,平面上呈东西向展布,剖面上主要为同心褶皱,自南而北呈雁列背斜带(图 6c)^[36]。

综上所述,各种类型造山带及相关前陆盆地的成盆、成烃与成藏动力学不同,导致含油气丰度差异,油气丰度不仅取决于前陆盆地沉积层序中烃源岩,更重要取决于前一前陆地层层序中烃源岩总量,如下伏克拉通边缘沉积或弧后裂陷盆地沉积;而后一前陆地层层序在成藏中起重要覆盖作用^[20]。

4 走滑盆地—山岭体系

板块运动不仅呈现为离散和聚合,也呈现为相

对平移运动,盆地可以沿着走滑断层打开和闭合,具有开合旋回,但时间较短、规模也较小。

走滑盆地—山岭体系是通过岩石圈或地壳块体之间的侧向运动所产生,如果是纯的走滑断层应该为守恒边界,不能产生山岭或盆地,但实际上走滑断层常伴有一定倾向滑动分量,在剖面上出现正花状构造(棕榈树构造)或负花状构造(郁金香构造)^[37],同时产生山岭或盆地的构造格局,如当走滑断层弯曲时,按其弯曲特征和走滑方向可以形成伸展弯曲或压缩弯曲,前者相应地发育盆地,后者可以形成山岭。

4.1 走滑造山带

由于大规模走滑断裂带在走向上常发生弯曲,在出现压缩弯曲部位常形成走滑造山带,但其造山带宽度小,且无大量的岩浆作用和变质作用。如出现在云南西部的横断山脉,可以和美国西部的横断山脉(transverse ranges)作类比,主要是由于走滑挤压所产生,两者都位于走滑断层的压缩弯曲部分^[38]。

4.2 走滑盆地

走滑盆地根据其走滑断层弯曲度、离散度和聚合度可以划分为 3 类:(1)走滑伸展盆地,包括拉分盆地或走滑—裂陷盆地;(2)走滑挤压盆地,包括走滑挠曲盆地或走滑前陆盆地;(3)走滑旋转盆地等。走滑盆地虽小,但常具有较高油气丰度而成为小而肥的盆地。

(1)走滑伸展盆地(transensional basin),其发育在走滑断层的局部伸展地段,可以有 3 种情况:①由于断层弯曲松弛所产生的盆地,称为断层弯曲盆地(fault-bend basin);②由于断层雁列或侧列叠置所产生的拉分盆地(pull-apart basin);③由于断层分枝所产生的楔形裂陷。典型的情况如美国圣安得列斯断层所伴生的索尔顿盆地,中国郯庐走滑断裂带伴生的淮北拉分盆地(图 7a)。但当拉分量增大时可以进一步发展成陆间走滑盆地,如美国加利福尼亚湾盆地。沉积体系也可以由冲积扇和扇三角洲沉积发展为深水海底扇,同时出现火山岩喷发,直到洋壳侵位。

(2)走滑挤压盆地(transpressional basin),其发育在走滑断层带的局部挤压地段,沿着走滑造山带形成狭长的挠曲坳陷,也可以称为走滑前陆盆地,主要是由于冲断席或外来推覆体构造负荷所产生,同时快速沉积作用也产生沉积负荷,发育冲积扇、湖相、扇—三角洲、河流三角洲和浊积扇,典型的实例如美国文图拉盆地以及中国阿尔金断层带伴生的柴

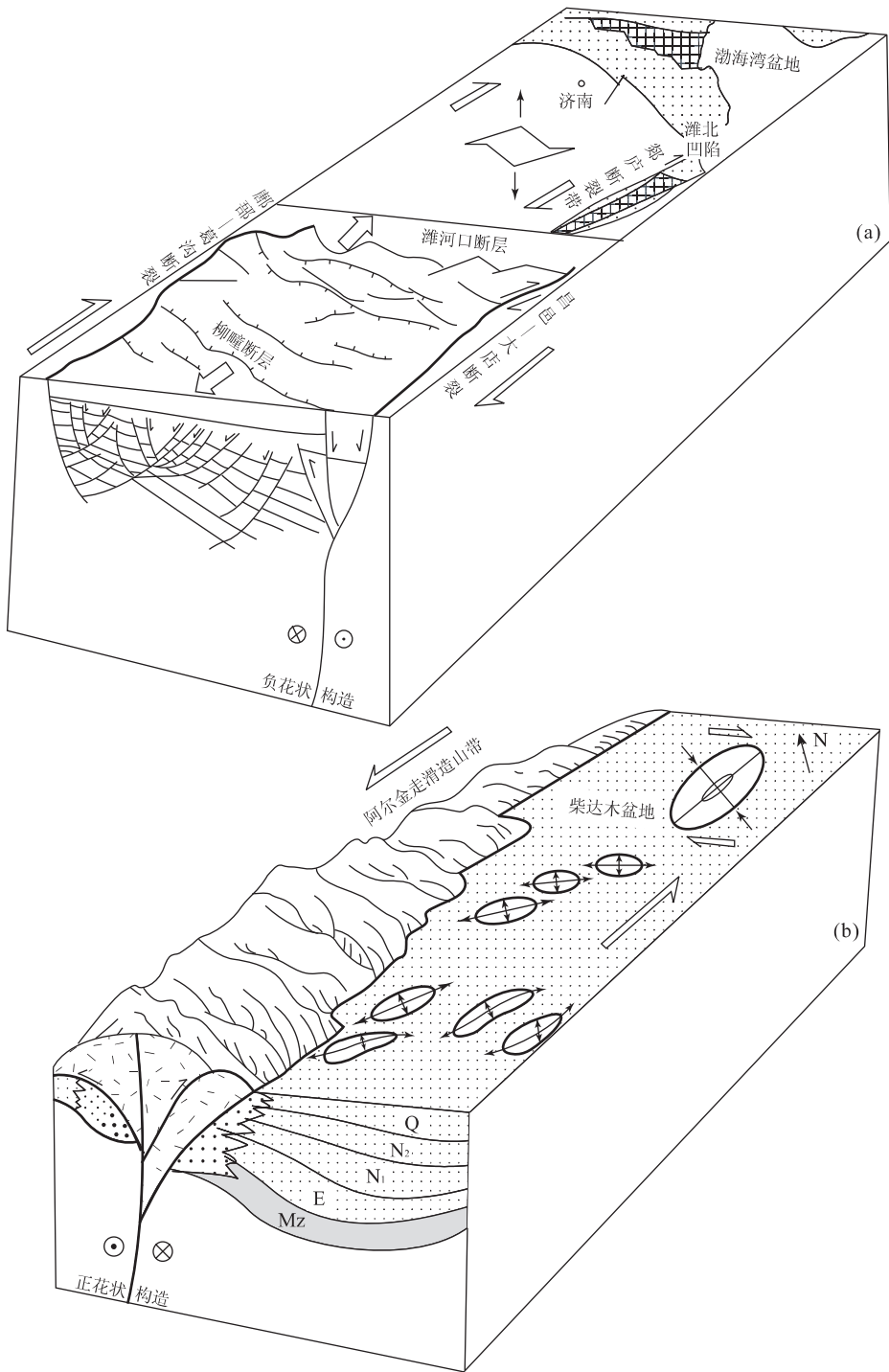


图7 走滑造山带及走滑盆地图解

Fig. 7 Diagrammatic sketches of strike-slip orogenic belts and basins

a. 走滑—裂陷盆地(右旋), 图示潍北凹陷, 位于渤海湾盆地与郯庐断裂交汇处; b. 走滑—挠曲盆地(左旋), 图示柴达木盆地内雁列褶皱 (据卫星遥感解译)

达木盆地西部拗陷等(图7b)^[38].

(3)走滑旋转盆地(transrotational basin), 其机制是由于连续剪切应变, 在走滑断层附近可以派生旋涡而形成盆地; 另一方面则由于岩块围绕近直立

轴进行旋转, 可以在岩块之间产生叠置(冲断带)和间隙(盆地), 因此可以产生三角形盆地, 其内部结构也比较复杂, 这是由于走滑断层作了旋转, 如美国洛杉矶盆地, 为一近三角形盆地, 含丰富油气。

表 2 克拉通盆地类型
Table 2 Types of craton basin

克拉通盆地类型	沉降机制
克拉通内部盆地	(1)力学沉降,伸展断层控制快速沉降 (2)热沉降,热流降低所产生沉降 (3)均衡沉降,底侵作用和质量过剩所诱发
克拉通边缘盆地	(4)挠曲沉降,板块边缘构造事件所派生

大规模走滑断层系发育主要与滑移线场和简单剪切作用有关,板块碰撞后形成嵌入(indent)构造和逃逸(escape)构造,走滑断层系起了位移量调节和构造转换作用.西伯利亚板块的南下与印度板块的北上,形成中国陆内系列走滑造山带和走滑盆地,在整体上构成协调一致的统一应变场(图 4)^[39].

5 克拉通盆地与克拉通旋回

克拉通盆地发育在大陆板块内部,在平面上呈椭圆状,在剖面上呈碟状.克拉通旋回主要与羽柱构造作用有关,如热羽柱浮升则形成克拉通隆起,而冷羽柱沉降则形成克拉通盆地(图 2)^[2].此外,由于大陆碰撞事件所产生的应力可以在克拉通内传递几百到几千 km.如北美伊利诺盆地中三次沉降主要与三次碰撞事件有关,晚奥陶世塔康造山运动,晚志留世阿卡德造山运动和石炭纪时的阿勒格尼造山运动.同样,中国塔里木盆地所经历的三次伸展—压缩旋回,分别与周缘加里东造山旋回、海西造山旋回和阿尔卑斯造山旋回有关.

克拉通盆地的基底时代主要由前寒武纪结晶岩系所组成,但也可以由前中生代变质岩系所组成.因此全球克拉通盆地发育主要有两期:(1)罗迪尼亚超级大陆形成之后,从晚前寒武纪和早古生代开始,克拉通盆地沉降,晚期形成克拉通边缘沉降,如北美的密西根盆地和伊利诺盆地等,中国的塔里木盆地和四川盆地等;(2)潘基亚超级大陆形成之后,在欧洲形成巴黎盆地和北海盆地等,在中国形成准噶尔盆地等.

克拉通盆地沉降呈有序发育与沉降机制有关,岩石圈伸展使超级大陆裂解,常延续较长时限,发育不同沉降阶段:(1)力学沉降,由于伸展断层诱发和控制的快速沉降;(2)热沉降,由于热流变化和热收缩所产生的沉降;(3)均衡沉降,由于岩浆底侵作用和地壳质量过剩诱发的沉降作用;(4)挠曲沉降,由于板块边缘俯冲或碰撞的远程应力所派生或构造负

荷所导致.因此形成不同类型的克拉通盆地如表 2 所示.克拉通内部盆地主要由热沉降和均衡作用所引起,是克拉通盆地演化的主旋律;而克拉通边缘盆地在后期常转化为前陆盆地.

6 盆地分类与盆山耦合类型探索

大陆动力学研究促进盆山耦合分析在时空两方面进一步深化:(1)在空间上,地表盆山耦合主要是深部壳—幔作用在浅层的响应,如深部的底侵作用、拆层作用及底辟作用等,从岩石圈动力学深化到地幔动力学;(2)在时间上,应深入到后造山阶段的大陆旋回;大洋旋回以盆山转化为主旋律,如威尔逊旋回 6 个演化阶段中出现的各类原型盆地(图 8,表 3),大陆旋回是以盆山耦合为主旋律,如后造山伴生的伸展构造,后裂陷出现的反转冲断构造等.非威尔逊旋回(弧后旋回)与非史密斯地层的提出^[40],是对大洋旋回的补充和对大陆旋回的展望;多旋回与软碰撞的论述^[41],是对造山旋回和造山机制的扩展,实际上构造旋回具有相对连续性,为了与地球动力学环境相对应,按动力学机制,可以简化为 4 个主要阶段:裂解阶段、俯冲阶段、碰撞阶段与后造山阶段.

6.1 裂解阶段

实际上包含威尔逊旋回中大洋生长期的 3 个阶段:(1)大陆裂谷;(2)初始洋盆;(3)被动大陆边缘与大洋盆地.

(1)大陆裂谷.大陆裂谷从动力学来看,存在 2 种动力机制:①主动裂谷作用,由于地幔主动上涌,形成大陆裂谷系;②被动裂谷作用,主要与岩石圈板块运动所引起的伸展破裂有关(表 4),但两者都具有类似结构,上地壳发展铲式或多米诺式断层;中地壳由韧性剪切带分割变质透镜体,下地壳呈现为韧性流动和岩浆侵位^[42~44].

(2)初始洋盆.随着大陆裂谷进一步伸展,当伸展系数 $\beta > 5$ 时,轴部洋壳增生,逐步形成初始洋盆.红海初始洋盆,早期为玄武岩流和硅铝质火山岩,随后有铁镁质岩墙侵入.表明有大型地幔柱构造存在,随着地幔底辟作用,洋壳在红海侵位,区域性伸展与阿拉伯板块向扎格罗斯山俯冲相关,并形成波斯湾前陆盆地.

(3)被动大陆边缘.被动大陆边缘演化可以根据岩浆作用的强弱分为两类:①幔柱间(inter-plume)被动大陆边缘和②幔柱被动边缘,(plume passive mar-

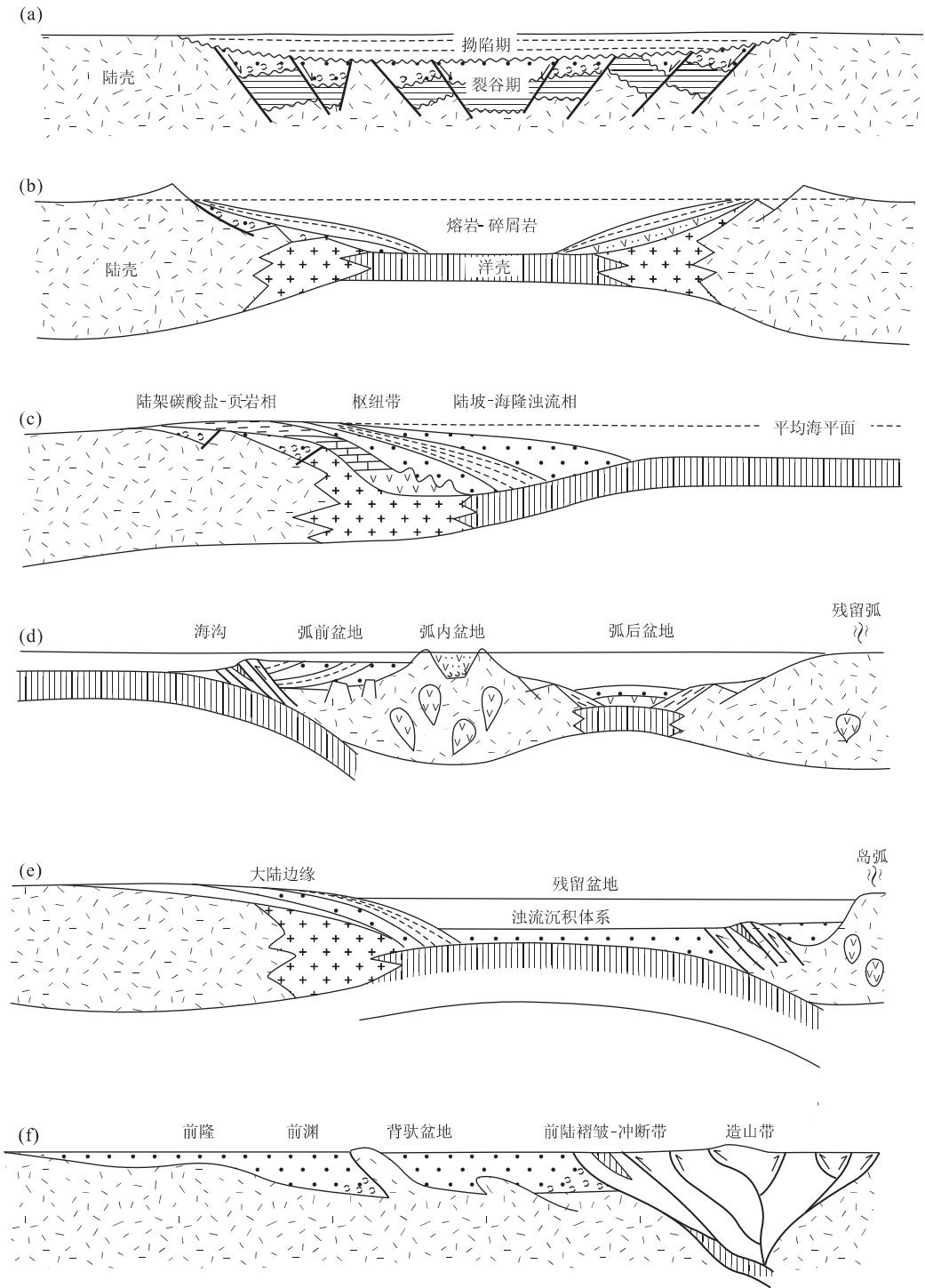


图 8 威尔逊旋回与盆地和山系演化

Fig. 8 Evolution of basins and mountain systems in relation to Wilson cycle

a. 裂陷盆地; b. 新生洋盆; c. 被动大陆边缘盆地; d. 活动大陆边缘盆地; e. 残留洋盆; f. 前陆磨拉石盆地及碰撞造山带

gin)^[45]. 幔柱间被动大陆边缘, 为岩浆活动微弱的被动大陆边缘, 主要为碎屑沉积, 其厚度可达 5~10 km; 幔柱被动大陆边缘, 岩浆活动强烈, 大规模拉斑玄武岩溢流, 并有岩墙侵入, 同时发生陆壳伸展

和变薄, 随后发生大陆边缘热沉降.

6.2 俯冲阶段

当板块进行会聚对接时, 常形成与俯冲带有关的活动大陆边缘, 呈现为沟—弧—盆体系(参见图 8d),

表 3 威尔逊旋回与盆地演化

Table 3 Wilson cycle and basin evolution

时期	构造阶段	盆地发育	沉积样式	构造样式	实例
I 初始期	大陆裂谷	裂陷盆地	河流—三角洲体系	板式正断层/垒堑结构	东非裂谷/渤海湾盆地
II 生长期	大陆漂移	初始洋盆	三角洲—蒸发岩—陆架沉积体系	铲式正断层/滚动构造	红海/亚丁湾洋盆
III 成熟期	洋底扩张	被动大陆边缘盆地	陆架—陆坡—陆隆沉积体系	勺式断层/底辟构造	大西洋/墨西哥湾盆地
IV 消减期	大洋俯冲	活动大陆边缘盆地	浊流沉积体系	伸展构造/压缩构造	太平洋/南海盆地
V 衰退期	洋底收缩	残留复理石盆地	海底扇—三角洲体系	褶皱—冲断构造	地中海/松潘—甘孜盆地
VI 终止期	碰撞造山	前陆磨拉石盆地	三角洲—冲积扇体系	推覆构造/滑覆构造	喜马拉雅山/波斯湾盆地

表 4 主动裂谷与被动裂谷发育特征

Table 4 Characters of active rifts and passive rifts

主动裂谷	被动裂谷
软流圈驱动	岩石圈驱动
开放系统的裂谷作用	封闭系统的裂谷作用
早期拱曲形成底部不整合	拱曲作用不存在
早期为离心水系, 沉积物供应不足	向心水系或轴向水系, 沉积物充足
大量玄武岩火山作用发生在早期	玄武岩火山作用发生在晚期

表 5 岩浆弧系类型

Table 5 Types of arc-system

板块运动特征	张性弧系	中性弧系	压性弧系
俯冲速率	较快	中等	较慢
板片年龄	较老	中等	较新
板片倾角	较陡	中等	较缓
断裂特征	正断层	走滑断层	冲断层
岩浆活动	玄武岩浆为主		硅铝质岩浆为主
盆地类型	弧后裂陷盆地	弧后走滑盆地	弧后前陆盆地
实例	马利亚纳型	苏门答腊型	安第斯型

其相关盆地有:(1)弧前盆地,弧前盆地沉积常超覆在岩浆弧岩块及增生杂岩体之上,如中国西藏日喀则白垩纪弧前盆地,其沉积作用向增生楔迁移,美国加利福尼亚亚洲大谷盆地为一典型弧前盆地^[46]。(2)岩浆弧及弧内盆地:岩浆弧按其基底可以分为:①洋内弧,位于洋壳之上,主要为拉斑玄武岩及铁镁质岩浆岩,如马利亚纳弧;②陆上弧位于陆壳之上,主要为安山岩及硅铝质岩浆岩,如安第斯弧。由于岩浆弧内裂陷作用或破火山口坍塌常形成弧内盆地,有火山碎屑层序堆积及幕式爆破喷发沉积物。(3)弧后盆地,发育在岩浆弧后,通称弧后盆地或弧间盆地,可以发育在洋壳,过渡壳或陆壳之上,厚层火山碎屑扇进积到弧后洋盆或边缘海中。在不同的地球动力学背景下,可以将岩浆弧系(arc-system)分为张性、中性和压性,其各种参数见表 5 及图 9。

6.3 碰撞阶段

在大洋闭合初期可以产生残留洋盆,其一侧为活动大陆边缘,另一侧为被动大陆边缘,盆地主要为浊积岩所充填。板块聚合时,呈拉链作用对接,首先为凸碰碰撞,常形成穿时造山作用和隆升,在相邻残留盆地中堆积来自造山带的碎屑沉积,相继形成海底浊积扇及复理石前陆盆地;随着造山带隆升,形成磨拉石前陆盆地(参见图 4)。

6.4 后造山阶段

碰撞后阶段是大陆旋回开始,常出现各种构造

反转,造山带可以从压缩转化为伸展,一些逆断层转化为正断层,其上可以叠加裂陷盆地,称为后继裂陷盆地(successor rift basin),如江汉盆地;同样,一些伸展盆地可以反转为褶皱—冲断带,构成逆复盆地(subverted basin),如南盘江盆地。

7 结论与讨论

中国大陆处于三大构造域:古亚洲域、特提斯域及西太平洋域,三向或多向相互作用于华北克拉通、扬子克拉通及塔里木克拉通并形成四大山岭系(mountain systems):(1)西太平洋岩浆弧山岭系;(2)秦祁昆多旋回复合造山带;(3)特提斯—喜马拉雅碰撞造山带;以及(4)阿尔泰—蒙古增生造山带,相应地发育东部裂陷盆地群和中西部前陆盆地群。由于多期构造运动形成叠合盆地格局(图 4)和多种类型的盆山耦合(图 10)。

7.1 更迭造盆作用

可以产生盆地的叠置和复合,形成各类叠合盆地和复合油气系统:如松辽盆地主要为弧后裂陷盆地叠合在弧内盆地之上;渤海湾盆地则为陆内裂陷盆地叠合在克拉通盆地之上;而四川盆地、鄂尔多斯盆地、塔里木盆地则为前陆盆地与克拉通盆地的叠合;而准噶尔盆地则为阿尔泰—蒙古增生造山带上叠置的晚古生代—中生代裂陷盆地,至新第三纪转





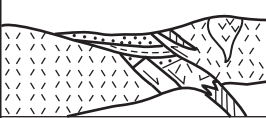
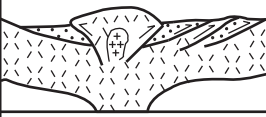
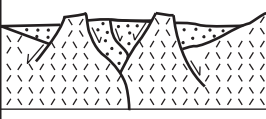
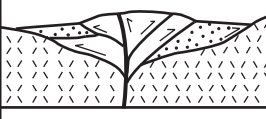
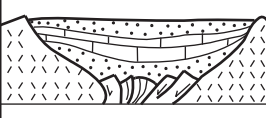
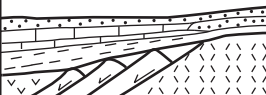
地球动力学环境	板块运动阶段	盆地类型	山系类型	图解
伸展构造体系	离散期	陆内 / 陆间 裂陷盆地	伸展山岭带	
	聚合期	弧内 / 弧后 裂陷盆地	张性岩浆弧 造山带	
	后造山期	后继裂陷盆地	晚期伸展 造山带	
挤压构造体系	俯冲期	弧后前陆盆地	俯冲造山带	
	碰撞期	周缘前陆盆地	碰撞造山带	
	再活动期	再生前陆盆地	再生造山带	
走滑构造体系	走滑伸展期	走滑拉分盆地	剪张山岭带	
	走滑挤压期	走滑挠曲盆地	剪压造山带	
克拉通构造体系	裂解期	克拉通内部盆地		
	拼合期	克拉通边缘盆地		

图 10 盆山耦合及盆地类型

Fig. 10 Types of basin-range coupling and sedimentary basins

俊杰、马力、宋建国、赵文智、靳久强、汤良杰等教授提出宝贵意见和建议,同时得到国家自然科学基金委、中国石油天然气总公司、中国石油化工集团公司等资助,一并致以深切谢意。

参考文献:

[1] 王鸿祯,史晓颖,王训练,等. 中国层序地层研究[M]. 广

州:广东科技出版社,2000,1—457.

[2] Maruyama S. Plume tectonics [J]. J Geol Soc Japan, 1994,100(1):24—49.

[3] Verrall P. Tectonic history of western North America, California [J]. AAPG short course, 1990. 615—630.

[4] 马宗晋,李存悌,高祥林. 全球新—中生代构造的基本特征[J]. 地质科技情报,1996,15(4):21—25.

[5] 刘和甫,夏义平,刘立群. 造山带与前陆盆地连锁断滑系

- 统[A]. 见:马宗晋,杨主恩,吴正文,等,主编. 构造地质学—岩石圈动力学研究进展论文集——暨庆贺马杏垣院士八十寿辰及从事地质工作60年[C]. 北京:地震出版社,1999. 29—40.
- [6] Jacobs J A, Russell R D, Wilson J T. 物理学与地质学[M]. 刘光鼎,译. 北京:海洋出版社,1984. 78—84.
- [7] 刘和甫. 含油气盆地的地球动力学环境分析[A]. 见:朱夏,主编. 中国中新生代盆地构造和演化[C]. 北京:科学出版社,1983. 11—19.
- [8] 刘和甫. 沉积盆地地球动力学分类及构造样式分析[J]. 地球科学——中国地质大学学报,1993,18(6): 699—724.
- [9] Wernicke B. Low-angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogen [J]. *Nature*, 1981, 291: 65—648.
- [10] Howell D C. 地体构造学——山脉形成和大陆生长[M]. 王成善,钱奕中,李汉瑜,等译. 成都:四川科学技术出版社,1991. 1—14.
- [11] 刘和甫,梁慧社,李晓清,等. 中国东部中生代裂陷盆地与伸展山岭耦合机制[J]. 地学前缘,2000,8(4): 477—486.
- [12] 金振民,高山. 底侵作用及其壳—幔演化动力学意义[J]. 地质科技情报,1996,15(2): 1—7.
- [13] 牛树银,董国润,许传诗. 论太行山造山构造岩浆带的岩浆来源及其成因[J]. 地质论评,1995,41(4): 301—310.
- [14] 陈文寄,陈义贤,周新华,等. 辽西及邻区中生代火山岩——年代学、地球化学和构造背景[A]. 见:马宗晋,杨主恩,吴正文,等主编. 构造地质学—岩石圈动力学研究进展[C]. 北京:地震出版社,1999. 48—54.
- [15] 吴福元,叶茂,张世红. 中国满洲里—绥芬河地学断面的地球动力学模型[J]. 地球科学——中国地质大学学报,1995,20(5): 535—539.
- [16] 郭占谦. 松辽盆地的构造样式[J]. 地球科学——中国地质大学学报,1998,23(增刊),27—37.
- [17] 丘元禧,张渝吕,马文璞,等. 雪峰山的构造性质与演化[M]. 北京:地质出版社;广州:中山大学出版社,1999. 1—155.
- [18] 邓起东,冯先岳,张培震,等. 乌鲁木齐山前拗陷逆断裂—褶皱带及其形成机制[J]. 地学前缘,1999,6(4): 191—201.
- [19] 刘和甫. 前陆盆地类型及褶皱—冲断层样式[J]. 地学前缘,1995,2(3): 59—68.
- [20] 刘和甫,汪泽成,熊保贤,等. 中国中西部新生代前陆盆地与挤压造山带耦合分析[J]. 地学前缘,2000,8(3): 55—72.
- [21] Sengor A M C, Natanin B A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis [A]. In: Yin A, Harrison T M, eds. *The tectonic evolution of Asia* [C]. London: Cambridge Univevsity Press, 1996. 486—640.
- [22] 张围伟,孟庆任,赖绍聪. 秦岭造山带的结构构造[J]. 中国科学(B辑),1995,25(9): 994—1003.
- [23] 殷鸿福,吴顺宝,杜远生,等. 华南是特提斯多岛洋体系的一部分[J]. 地球科学——中国地质大学学报,1999,24(1): 1—12.
- [24] 杨俊杰. 含油气沉积盆地地质基础[M]. 北京:石油工业出版社,1999. 200—205.
- [25] 刘和甫,陆伟文,王玉新. 鄂尔多斯西缘冲断—褶皱带形成与形变[A]. 见:杨俊杰,赵重远,刘和甫,等主编. 鄂尔多斯盆地西缘掩冲带的构造与油气[C]. 兰州:甘肃科学技术出版社,1990. 54—76.
- [26] 王玉新. 鄂尔多斯西缘褶皱—冲断带及其前陆盆地的形成与形变[D]. 北京:中国地质大学,1991.
- [27] 刘和甫,梁慧社,蔡立国,等. 川西龙门山冲断系构造样式与前陆盆地演化[J]. 地质学报,1994,68(2): 101—118.
- [28] 罗志立主编. 龙门山造山带的崛起和四川盆地形成与演化[M]. 成都:成都科技大学出版社,1994. 131—219.
- [29] 崔盛芹. 论全球中—新生代陆内造山作用与造山带[J]. 地学前缘,1999,6(4): 283—293.
- [30] 张长厚. 论板内造山带[J]. 地学前缘,1996,6(4): 295—308.
- [31] 陈发景,汪新文,张光亚,等. 中国中生代前陆盆地的构造特征和地球动力学. 地球科学——中国地质大学学报,1996,21(4): 366—372.
- [32] 卢华夏,陈楚铭,刘志宏,等. 库车再生前陆逆冲带的构造特征与成因[J]. 石油学报,2000,21(3): 18—24.
- [33] 魏国齐,贾承造,施央申,等. 塔里木新生代复合再生前陆盆地构造特征与油气[J]. 地质学报,2000,74(2): 123—133.
- [34] 王作勋,邬继易,吕喜朝. 天山多旋回构造演化及成矿[M]. 北京:科学出版社,1990. 1—217.
- [35] 汤良杰. 塔里木盆地演化和构造样式[M]. 北京:地质出版社,1996. 41—73.
- [36] 刘和甫,梁慧社,蔡立国,等. 天山两侧前陆冲断系构造样式与前陆盆地演化[J]. 地球科学——中国地质大学学报,1994,19(6): 727—741.
- [37] Sylvester A G. Strikeslip fault [J]. *Bull Geol Soc Am*, 1989, 100: 1666—1703.
- [38] 刘和甫,夏义平,殷进垠,等. 走滑造山带与盆地耦合机制[J]. 地学前缘,1999,6(3): 121—132.
- [39] 刘和甫. 亚洲大陆平移断裂系的构造分析[A]. 见:第二十六届国际地质大会筹备办公室主编. 国际交流地质

- 学术论文集[C]. 第 1 卷. 北京:地质出版社,1980. 201—210.
- [40] 许靖华,孙枢,王清晨,等. 中国大地构造相图[M]. 北京:科学出版社,1998. 1—155.
- [41] 任纪舜,王作勋,陈炳蔚,等. 从全球看中国大地构造——中国及邻区大地构造图简要说明[M]. 北京:地质出版社,1999. 1—50.
- [42] Burke K. Development and distribution of rift systems [M]. Distinguished lecture of AAPG [M]. New York: Science-Thru-Medi Inc, 1983.
- [43] 杨巍然,纪克诚,孙继源,等. 大陆裂谷研究中心的几个前沿课题[J]. 地学前缘,1995, 2(1): 93—102.
- [44] 刘和甫. 伸展构造及其反转作用[J]. 地学前缘, 1995, 2(1): 113—124.
- [45] Watts A B. The US Atlantic continental margin: subsidence history, crustal structure and thermal evolution [A]. 见: Bally, 主编: 被动大陆边缘地质学[C]. 刘和甫,姚梅生,译. 北京:石油工业出版社,1981. 1—75.
- [46] 陆克政,王亨君. 加利福尼亚弧—盆—沟系的地质特征[J]. 地球科学——中国地质大学学报,1994, 19(6): 865—870.

GEODYNAMIC SCENARIO OF COUPLED BASIN AND MOUNTAIN SYSTEM

Liu Hefu

(Department of Energy Geology, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: The concept of the coupling of basin and mountain system is to well organize and combine the former isolated basin analysis and mountain research together through the geodynamic scenario and the plate tectonic setting analysis. Geodynamic scenario, including extensional tectonic system, contractional tectonic system, transcurrent tectonic system, and cratonic system, can lead geologists to get the right ideas of qualitative and quantitative analysis in their research. At the same time, plate tectonic setting, including rifting stage, subduction stages, collision stage, and post-orogenic stage, can provide them with the knowledge of the geological events in space and time. According to the extensional regime, there are continental rift basins and extending orogen in divergent stage, back-arc basins and magmatic orogen in converging stage, and successor rift basins and late-extensional orogen in post-orogenic stage. While in the contractional regime, there are retro-arc foreland basins and subduction orogenic belts in subduction stage, peripheral foreland basins and collisional orogenic belts in collision stage, and reactivated foreland basins and recycling orogenic belt in reactivated stage. In transcurrent regime, there are transtensional basins and range in transtensional stage, and transpressional basin and mountain zones in transpressional stage. In cratonic regime, there are intracratonic basins in divergent stage, and craton-margin basins in converging stage.

Key words: extensional basin-range system; contractional basin-range system; transcurrent basin-range system; cratonic tectonic regime.