地质通报 2004 年第 23 卷第 3 期

“开”与“合”专辑

·序-“开”与“合”的几个问题(任纪舜)

·开合构造研究中的几个问题(杨巍然)

·开合构造概述(姜春发)

·断块开合说——中国大地构造研究的新思维(张抗)

·新疆开合构造与成矿特征的有关问题(陈哲夫)

·开合构造与岩浆活动(邱家骧)

·开合构造的地球化学响应(邓清禄 杨巍然)

·初论开合构造方式(徐志刚)

·开合构造环境下花岗岩体的构造样式与变形差异(杨坤光 徐亚军)

·开合构造与沉积层序结构样式(周雁 汤良杰)

·塔里木盆地、柴达木盆地的开合旋回(汤良杰 张一伟 金之钧 贾承造)

·蒙甘青宁地区侏罗纪开合盆山构造格局及原型盆地沉积特征(左国朝)

·两广云开大山地区开合旋回转换与金成矿作用的关系(邱小平)

·新疆准噶尔造山带多旋回开合构造特征(梁云海 李文铅 李卫东)

·新疆博格达山链新生代再生造山机理-岩石圈内切层“开”“合”造山带的典型代表(王宗秀 李涛)

·构造节律的物理背景-复杂过程的简单控制(黄定华 段怡春)

·评开合构造研究中的辩证思维(余良耘)

·题词(王鸿祖)

·题词(马宗晋)

序

——“开”与“合”的几个问题

中国地质学会构造地质学与地球动力学专业委员会开合构造研究组的同仁们出版的这本专辑，是该学科组第一次学术会议的科学纪录，也是该学科组主要成员近些年来工作成果的一次展示。

在全球性大洋中脊带（大洋裂谷带）发现之前，地质学家们虽然既研究了大陆上的造山带（褶皱带），也观察到大陆上的裂谷带，分出了挤压、伸展、剪切3种力学性质不同的变形构造，但从总体上说，是以研究造山带等挤压型构造为主导的，而对伸展型构造、剪切型构造的研究不够。全球性大洋中脊带、转换断层以及中脊两侧大致对称的磁异常带条带的发现，使学术界意识到在地球上裂谷带和造山带是同等重要的构造单元，挤压、伸展、剪切3类构造都很重要，使学者们有可能真正把大陆和海洋联系起来进行研究，于是出现了板块构造学说，掀起了一场波澜壮阔的地学革命，把固体地球科学的发展推进到一个崭新的阶段。

由于“文化大革命”的干扰，中国学者大致于20世纪70年代初才接触到板块构造，并用这一科学思维开始了中国大地构造研究的新探索。常承发等（1973）发表了著名的论文《中国西藏南部珠穆朗玛地区地质构造以及青藏高原东西向诸山系形成的探讨》；在黄汲清指导下，任纪舜等（1979）首次在1:400万中国大地构造图上详细标绘了中国境内的板块缝合带，出版了专著《中国大地构造及其演化》（1980）；李春昱等（1982）出版了《亚洲大地构造图及其说明书》，用板块构造观点全面论述了亚洲大地构造；王鸿祯等（1985）出版了《中国古地理图集》，用新的理论思维系统描绘了中元古代以来古构造、古地理的变迁。与此同时，中国地质学家还敏锐地意识到板块构造均变论的思想可能并不科学，主要是来源于对海洋研究的板块构造的简单模式很难原封不动地应用于组成、结构、性质和演化历史都更为复杂的大陆构造研究，并逐步达成了某些共识。

学者们摒弃板块构造均变论的理念，坚持旋回演化论和构造发展阶段论的思想，认为在地质作用过程中，突变和灾变往往起着重要的、革命性的作用。指出“从时间上讲，相对缓慢的渐进式发展的引张（裂陷）作用往往与比较急剧的、突变式发生的挤压（造山）作用交替出现，从而造成依次向前发展的构造旋回”（任纪舜等，1980），“地壳和岩石圈构造的发展不是均一的，不是直线的，而是有快有慢，快慢相间，有相对稳定的阶段和相对活跃的阶段，发展是不可逆的、螺旋式、多旋回式向前的过程”（黄汲清，1984），并在这一理论思维的基础上，重新划分了中国的构造旋回（或造山旋回）和发展阶段，建立了《中国大地构造年表》（任纪舜等，1980）。杨巍然等（1984）讨论了中国构造演化中的开与合，建立了《中国地质历史过程中的造山作用与裂陷作用简表》；王鸿祯（1985）用活动论与阶段论相结合的思想，建立了《中国地质时代和地壳发展阶段简表》；张文佑等（1986）在《中国及邻区海陆大地构造》中亦将拉张时期与挤压时期联系起来，对中国构造阶段进行了划分。

学者们认为，在用活动论研究大地构造时，必须以对立统一的思想，把裂陷作用（Tophrogeny）和造山作用（orogeny）以及相关的剪切作用联系起来进行研究。板块汇聚产生的造山作用使地壳和岩石圈缩短，形成造山带等挤压型构造；板块裂离的裂陷作用使地壳和岩石圈拉伸，形成裂谷、盆地等伸展型构造；剪切作用往往与造山作用或裂陷作用伴生，在过程中起调节作用，一般不造成地壳和岩石圈的伸展或缩短，形成与大洋裂谷带相协调的海底转换断层和与大陆造山带相协调的大陆转换断层。

“从空间上讲，一些地区（板块汇聚带）的挤压、褶皱、隆起，必然伴随着另外一些地区（板块裂离带）

的伸展、引张、裂陷。反之亦然(任纪舜等,1980)"。认为"板块一开一合或一张一压这种运动形式与演奏手风琴时的一开一合或一张一压的形式非常相似",命名为"板块的手风琴运动"(黄汲清,1983;黄汲清等,1984),并以中国西部的实际资料阐述了古亚洲构造域和特提斯构造域的板块活动过程(黄汲清等,1987,1990)。姜春发等(1992)在此基础上专题讨论了昆仑开合构造,出版了专著《昆仑开合构造》;陈哲夫等(1997)出版了《新疆开合构造与成矿》专著。

板块聚合后板块能不能再次或多次开裂和闭合?在板块构造提出初期,威尔逊就提出古大西洋封闭,形成阿巴拉契亚-斯堪的纳维亚加里东造山带,以后又重新裂开形成今日之大西洋(北大西洋)的著名论断(Wilson,1970)。杨巍然等(1984)和任纪舜等(1991,1999)论述了秦岭构造带可能存在的扬子(晋宁)、加里东($\in$—S)、华力西(D—P_2)和印支(P_3—T)等4次开合过程;姜春发等(1992)论述了昆仑构造带扬子、加里东($\in$—S)、华力西(D—P_2)、印支(P_3—T)等4次开合过程。但一部分学者却持另一种观点,认为中朝与扬子之间的大洋盆地从元古宙开始,一直到三叠纪时才完全消失,发生两个陆块间的碰撞造山作用(Hsu et al,1987;张国伟等,1996)。后一种思想,由于大别-苏胶印支期超高压变质作用的发现,目前已发展到极点。但是,最近1:25万区域地质调查填图和一系列专题研究成果(杨巍然等,2000;边千韬等,2001;张宗清等,2002;冯益民等,2002;李曙光等,2003;东昆仑带多幅1:25万地质填图成果)似乎已初步证明那里可能确实存在多次开合过程,即元古宙,扬子旋回昆仑-秦岭洋,元古宙晚期闭合;早古生代,加里东旋回昆仑-秦岭洋,志留纪闭合;晚古生代,华力西旋回昆仑可能之洋盆,中二叠世末封闭;晚二叠世—三叠纪,印支旋回特提斯北侧大陆边缘裂谷系,晚三叠世封闭。昆仑-秦岭带多旋回开合,形成多旋回复合造山带,看来已被越来越多的事实所支持。

毫无疑问,在地质历史过程中,不同构造旋回和构造阶段,均有其所特有的断裂系统——大洋裂谷带、转换断层和俯冲-碰撞带系统,它们决定了各个构造旋回和构造阶段的全球构造构架。但是,由于中国所在的东亚大陆是由众多微陆块和造山带组合而成的复合大陆,在地质历史上属冈瓦纳与西伯利亚(以及后来的劳亚)两个巨型大陆之间的转换构造域,显生宙期间其构造演化依次受阿巴拉契亚-古亚洲洋、特提斯-古太平洋和印度洋-太平洋三大全球动力体系之控制,从而使东亚大陆的地壳-上地幔在平面上明显具有镶嵌构造特征,在三维空间上呈现十分清晰的立交桥式结构(任纪舜等,1990,1994)。按照一般的物理学常识,当施以一个强大的动力于这个结构复杂的镶嵌块体时,我们会看到反应最敏感的、首先遭到破坏的地区将是那些结构上薄弱的地带,即先存的断裂带、缝合带及其邻近地带。昆仑-秦岭带正是几个全球性动力体系叠加、复合的地带,因此,这里元古宙的板块开合带,在以后的地质发展过程中又多次打开、多次封闭,形成一个复杂的多旋回构造岩浆活动带,就是完全可以理解的了。也可能正是东亚构造的这种突出特征,使杨巍然、姜春发、陈哲夫、张抗等一批学者提出并发展了他们的"开合构造说"。

威尔逊旋回这一概念是对板块开裂与聚合演化关系的理论概括。但是,由于大陆岩石圈具有复杂的多层次结构,加之在板块活动中,大陆板块各部分由于其所处的位置不同,所经受的动力作用的影响也不相同。有些地带经历了完整的或比较完整的威尔逊旋回的各个发展阶段,大陆被拉开了,发展到大西洋阶段后才走向聚合,发展成为俯冲造山带或碰撞造山带;有些地带并没有经历威尔逊旋回的各个发展阶段,大陆裂开了,但只裂开到大陆裂谷或出现小洋盆(红海式或窄洋盆)的程度,没有发展到大西洋阶段就闭合形成了造山带。这种造山带并不全都是整个岩石圈俯冲、碰撞的结果,而是岩石圈上部层次,主要是地壳层次的挤压、俯冲、碰撞的结果。一般说来,在各个构造阶段或构造旋回,大概只有主洋盆带才经历比较完整的威尔逊旋回的开裂、闭合、造山过程,出现大西洋式被动边缘、太平洋式活动边缘和碰撞造山过程。如古大西洋闭合形成阿巴拉契亚-斯堪的纳维亚加里东造山带,特提斯洋闭合形成阿尔卑斯-喜马拉雅造山带,而主洋盆两侧的大陆边缘裂谷带或其他分支构造,则不一定要经历比较完整的威尔逊旋回的开裂、闭合、造山过程,如欧洲西部比利牛斯造山带和非洲北部阿特拉斯造山带,都是拉开到大陆裂谷阶段就汇聚造山的。最近的1:25

万地质调查资料表明,著名的松潘甘孜造山带并不是所谓的古特提斯洋封闭的产物,而是特提斯北侧大陆边缘裂谷系转化而来的印支造山带 (任纪舜等,2004)。

杨巍然、姜春发等倡导的开合构造与板块构造是一脉相承的,开合构造是板块构造与中国地质实际相结合的产物。杨巍然、郑剑东、郭铁鹰等深入研究了秦岭-大别山、祁连山和青藏高原的开合构造,强调‘开裂与聚合是统一地球动力体系的2种基本运动形式”,指出开合构造具旋回性、互补性、层次性、级别性和不均一性等特征;姜春发等重点研究了昆仑开合构造,将多旋回说、手风琴式运动、构造迁移和板块构造联系起来,强调开合序列、开合旋回、开合过程中之构造迁移;张抗等将断块构造说与板块构造联系起来,提出断块开合说,强调开合中的多模式、多旋回、非封闭性和不可逆性;陈哲夫等系统研究了新疆的开合构造,总结了新疆各开合构造系在扩张和聚合背景下形成的建造序列和矿床组合。我衷心祝愿开合构造组在中国地学研究的百花园中茁壮成长,绚丽多彩,为中国大地构造学的发展做出更大的贡献。

自20世纪80年代末以来,随着地球系统科学思想的出现,大地构造学已进入一个全新的发展阶段,“一个从微观、宏观到宇观,从地内、地表到空间的大地质科学体系”和大地构造理论创新体系正在酝酿形成中(任纪舜等,2002)。在大地构造研究中,中国所在的东亚大陆是特别重要的一块,是全球构造研究中的一块宝地。中国地质学会构造地质学和地球动力学专业委员会开合构造研究组的同仁们在这块土地上辛勤耕耘,已经有所收获,发表了一系列论文和专著。跟踪难以企及超越,瞄准还不是射中。我衷心期望中国构造地质学界的同仁们,在学习国际先进科学理念和方法时,一定要从全局上、整体上把握其精髓,做到融会贯通,避免生搬硬套。我们应该从中国和亚洲的实际出发,创造性地探索未知,坚定地走自己的路。这样做比较辛苦,成果也可能难以发表,有时甚至还要遭到非议,但只要方向正确,方法对头,就一定能在探索自然奥秘中作出实实在在的贡献!

愿同仁们共勉之!

中国地质学会构造地质学
与地球动力学专业委员会主任
任纪舜
2004年2月17日

开合构造研究中的几个问题

杨巍然

(中国地质大学地球科学学院,湖北 武汉 430074;华中构造力学研究中心,湖北 武汉 430074)

摘要:开合构造是中国学者提出来的一种大地构造观点,强调开裂运动和聚合运动是统一地球动力体系中的2种基本运动形式。开合构造是从开与合相互对立、相互依存、相互转化来研究区域地质特征和大地构造演化的。本文简介了开合构造中的几个问题:开合构造是一种新的大地构造观点;开合运动是地质运动的高级形式;开合类型是固定论和活动论的对立统一;开、合、剪之间是辩证关系;开合构造要冲出国门走向世界。

关键词:开合构造;开合运动;开合类型;开合旋回;剪切运动;板块构造;构造演化

中图分类号:P541 文献标识码:A 文章编号:1671-2552(2004)03-0195-05

开合构造是中国学者根据中国地质实际,并结合国外的研究成果总结出来的一种大地构造观点。它在中国已有较大的发展,有4个群体的研究成果比较突出[1]:一为马杏垣院士指导下的杨巍然、郑剑东领导的集体,他们在开合构造基础理论和方法以及造山带和大陆裂谷的实际研究中做了大量工作[2~20];二为姜春发领导的集体,他们继承和发展了黄汲清院士的多旋回构造运动观点[21,22],并在中央造山带的研究中取得丰硕成果[23,24];三为张抗领导的集体,他们继承和发扬了张文佑院士的断块构造观点,提出断块开合说,并在中国盆地研究和油气寻找方面做出了积极贡献[25,26];四为陈哲夫领导的集体,以新疆为基地,用开合构造观点对新疆的地质构造和金属非金属矿产进行系统研究,取得了显著成效[27]。此外,还有不少学者从不同方面进行开合构造研究,取得了可喜成果[28~30]。在此大好形势下,为了更好地发展这一观点,在中国地质学会构造地质专业委员会下成立了开合构造研究组,2002年4月23日在北京召开了成立大会及第一次开合构造学术讨论会,选举张抗为组长,姜春发、杨巍然为副组长,标志着中国开合构造研究进入了一个新阶段。但是,开合构造研究起步较晚,并受研究人员数量和水平的局限,目前还很不成熟,一些地质工作者对它有很多疑问和误解。为此,现就几个有关开合构造的问题进行探讨,以求更多的地质同仁对它感兴趣,共同促进和完善开合构造的观点,使由中国学者倡导的开合构造这面旗帜扬得更高、飘得更远。

1 开合构造是一种新的大地构造观点

有同志提出:开合构造是地质现象,不构成一种大地构造观点。的确,开合构造是非常普遍的地质现象,正是通过对其普遍性的研究,才使它上升到一种大地构造观点。任何一种观点,它应该有本身的理论基础、研究内容、研究方法、规律性认识和实践的检验。开合构造目前已初步具备了上述条件。①开合构造的理论基础就是开与合的矛盾统一,它强调开裂运动和聚合运动是统一地球动力体系中的2种基本运动形式。但长期以来,人们往往是孤立地对它们进行研究,而且在区域地质研究中偏重挤压构造,相对忽略了对伸展构造的深入探讨。开合构造则是从开与合相互对立、相互依存、相互转化来研究区域地质特征和大地构造演化的。②开合构造的研究内容有:开合标志[2]、开合序列[23]、开合演化[12,18]、开合类型[6]、开合机制[4]等。③开合构造的研究方法以造山带为例,概括为7个步骤:根据开合旋回划分构造阶段;分别研究各阶段的开合特点;根据开合特点及其他资料,探讨开合机制;总结各阶段开合类型;对比不同阶段开合类型的继承和新生关系,建立造山带

收稿日期:2003-06-04;修订日期:2003-11-10

基金项目:国家自然科学基金项目(40072062)资助。

作者简介:杨巍然(1933-),男,教授,博士生导师,从事构造地质和大地构造教学和科研。

结构与演化模式,进行物理模拟和数值模拟,验证造山带模式,将总结的规律推广到其他造山带[7]。④开合构造规律性认识总结为:以开为起点、合为终点的时间上具旋回性(开合旋回),此开彼合的平面上具互补性,垂向上具层次性,规模上具级别性,演化上具不断发展和发展阶段相结合的特征[3]。⑤开合构造的规律已在实践中得到部分验证,如陈哲夫等[27]在新疆划分的8个开合构造成矿带、24个成矿亚带、63个矿带和对有色贵金属的预测已初见成效;张抗等[26,31]运用断块开合观点在塔里木等盆地的石油、天然气找矿勘探中取得良好效果。最近,邱爱金等[32]在阴山-燕山造山带、裴放❶在北秦岭褶皱带的研究中均得到了验证。上述情况表明,开合构造已发展成为一种新的大地构造观点,当然还不成熟,需不断完善。

2 开合运动是地质运动的高级形式

有同志认为:开合运动仅是机械运动,不全面。从表面看,开合运动似乎是机械运动。实际上开合运动是抽象为哲学意义上的运动形式,是地质运动的基本形式,正如恩格斯将一切运动的基本形式归结为接近与分离、收缩与膨胀一样[33]。

地质运动是一个非常复杂的过程,包含有机械运动、地球化学运动、地球物理运动、生物运动等。开合运动既不同于上述运动,又与它们关系非常密切:它包含了上述运动,又不能简单地归属于其中的任何一种运动;它揭示了上述运动之间的内在联系,是地质运动的高级形式,从而也显示了开合运动研究的特殊性。

首先是开合运动研究内容的广泛性,它包括了形成和形变2个方面。形成指物质的组成,即沉积岩、岩浆岩、变质岩及各种矿产等的形成,正如恩格斯所说的"旧岩层不断毁坏和新岩层不断形成——建造形成"[33];形变指物质的变形与变位,即物质的结构与构造特征,这也是开合运动的一个重要方面,因为"一切运动都是和某种位置变动相联系的,不论是天体的、地球上的、质量的、原子的……,位置变动决不能把有关的运动性质包括无遗,但是都不能和运动分开,所以首先必须研究位置的变动"[33]。在这方面已经取得了不少好成果[4,19,23,24]。这里还要提到的是,朱志澄[34]主编的《构造地质学》中总结的伸展和挤压2种作用和2类构造对比表、邱家骧[28]对北秦岭-南祁连早古生代开合环境下火山岩各自特征的总结、杨坤光等[35]对开裂与挤压2类不同构造环境下的花岗岩体构造样式与变形样式的分析和周雁[36]在中扬子海相盆地对伸展与挤压环境下层序结构和层序样式的讨论和对比等,都很有新意,值得借鉴和推广。

其次是开合运动研究内容的综合性,即要着重研究机械运动、地球化学运动、地球物理运动和生物运动之间的内在联系。在这方面也做了一些有益的尝试。如邓清禄等分别研究了拉脊山[11]、陆内造山带[13]和地史中[14]开合演化的地球化学特征。林仟同[37]总结了福建崇安-石城构造带张性与压扭性构造岩的岩石地球化学特征及其pH、Eh值对比。杨巍然等[9]讨论了地史中的开合节律与古地磁变化。殷鸿福等[38]注意到生态系的演变是地球各圈层系统耦合关系变化的直接标志;全面了解绝灭后生态系的组成和结构,对于正确认识地史转折期,即圈层耦合点处的地质作用型式和过程具有重要意义。

由此可见,开合构造不仅是一种大地构造观点,也是一种新的地质思维方法,即以开合运动为纲,把各种地质现象有机地结合起来。因而不同学科和不同大地构造学派都能运用它来指导本学科和本学派的研究,并使不同学科和不同学派之间有共同的思路和语言,便于不同学科和不同学派相互交叉和融合,从而导致新概念的出现和新学科的形成。

3 开合类型是固定论与活动论的矛盾统一

有同志批评说:开合构造作手风琴式运动,属固定论观点。首先,要明确固定论和活动论的基本概念,它们只是大地构造领域中的2种学术观点,即如果承认地球上地质块体经历了大距离(数百至几千公里)的水平运动和大角度(几十度以上)的转动为活动论,反之为固定论。开合构造承认有大规模的水平运动和大角度的水平转动,也承认有大幅度的垂直运动,而且二者是相互依存、相互转化的,就好像地球旋转的离心力和向心力一样不可分割。同时,地球中的运动是非常复杂的,有不同规模、不同性质、不同特征的多种运动形式,应该区分不同情况,分别进行

❶ 裴放.北秦岭褶皱带构造演化进程中五次开合.昆仑-秦岭-大别山系地质构造与资源环境学术讨论会论文摘要,2002.57~58.

具体的分析。为此,我们开展了开合类型的研究。

开合类型是各种开合标志的综合表现,是开合运动规律的高度概括,是开合形成机制的理论探讨。开合类型是通过分析具有成因联系的区域地层、构造、岩浆活动、变质作用和成矿作用等有规律的组合来确定的。因此,随着区域地质研究的深入,将不断总结出新的开合类型。目前已初步总结出6种开合类型,相应划分出6类造山带[10]:①岩石圈大开大合,出现大陆、大洋和大陆边缘并存的古地理古地貌,形成俯冲造山带和碰撞造山带;②岩石圈小开小合,表现为微古陆、小洋盆、多岛海的古地理景观,形成断裂造山带[5];③岩石圈内顺层开合,形成推覆造山带;④岩石圈内切层开合,形成断块造山带;⑤地体开合,形成增生造山带;⑥走滑转换断层的开合,形成转换造山带[6]。剖析每一种开合类型,它们都有本身固有的特征、成因机制和地质意义。岩石圈的大开大合,显然是地质块体大规模水平运动和大角度旋转的表征,是深部地幔对流的产物,是活动论的典型代表。地体的开合也可属活动论的范畴。岩石圈的小开小合的运动形式的确很像手风琴式,这也是有些同志误认为开合构造是固定论的理由。其实不然。首先,岩石圈的小开小合只是开合类型之一,不能代表开合构造的全部。其次,岩石圈的小开小合垂向影响很深,水平运动距离特别是累积距离也不小,只不过它的开裂和聚合地点基本在一起,其成因可能是地幔柱活动引起的,因而严格地说将它归入固定论范畴也有些欠妥。岩石圈内顺层开合只属地壳层次的运动,但水平运动距离仍然是可观的,其形成可能与底流(subfluence)或团流(massflow)有关[4]。岩石圈内切层开合基本上属固定论范畴。走滑转换断层的开合情况比较复杂,水平运动距离可远可近。

由此可见,开合构造论者不是单一的固定论者或活动论者,而是固定论与活动论的对立统一论者。开合类型不仅统一了固定论和活动论的矛盾,而且对深化大地构造的研究意义重大,是开合构造研究的核心问题,要不断完善对已有类型的认识,还要总结新的开合类型。各种开合类型之间的区别与联系,将挤压与伸展,大陆、大洋、大陆边缘、大陆裂谷、各种盆地以及不同级次的垂直与水平运动有机地统一起来,构成了一幅有生有灭、有分有合、多层面、多尺度的大地构造永恒运动与发展的复杂图像。

4　开、合、剪辩证关系的探讨

有同志提醒:开合构造不应忽视剪切运动的意义。这个问题非常重要,已引起开合构造研究者高度重视。通过研究得出下列一些认识[8]。

(1)剪切运动非常普遍,它寓于不同尺度和不同层次的构造演化中,小至晶内、晶间、粒间的微观、超微观尺度,大至构造层间、地球圈层间的宏观尺度。剪切运动的普遍性取决于岩石的优势破裂以及地壳和岩石圈的层圈性和横向不均一性等因素。

(2)剪切运动可以形成不同类型的构造,从大地构造角度,包含下列重要类型:大洋中脊附近的转换断层;大陆上大型和巨型走滑断裂带;不同构造层间的拆离滑脱带;聚合带及大型推覆带伴生的各种剪切断层;全球性北东向、北西向优势剪切破裂带;不同规模的旋扭构造和陆块的扭转也是剪切运动的一种特殊形式;发育于变质岩区的韧性剪切带则是岩石圈深层次剪切运动的表现。

(3)剪切运动在大地构造演化中起桥梁与纽带作用,表现在3方面:转换断层协调大洋板块的扩张和俯冲;大陆巨型走滑断层协调盆地和造山带的演化及地体的迁移;韧性剪切带或大型拆离带协调深层构造变形并将浅层构造与深部构造结合起来。

(4)开、合、剪处于同一运动系统中,本质上属一个整体。正是由于开、合、剪融合在一起,才构成一个个板块(如太平洋板块、北美板块等),才出现板块、陆块或地体的运动和旋转。但三者的作用和地位不平衡:①开合是一对主要矛盾,剪切是联系二者的纽带,如板块运动中开裂与聚合是主要矛盾:大洋中脊是扩张标志,当扩张不均匀时,脊-脊型转换断层协调扩张过程;俯冲带是聚合标志,俯冲不同步时,弧-弧型转换断层协调整个俯冲过程。②开合往往导致突变与质变,而剪切运动经常表现渐变与量变:扩张在洋中脊产生新洋壳、俯冲形成地覆天翻式的造山带以及洋壳消亡、陨石撞击发生的灾变等都属质变范畴;剪切运动则经常表现为位移的性质,没有物质消亡,也很少有新的物质出现,即便有一些(如剪切融熔、拉分盆地),也是在更高级开合运动控制下的低序次的产物,如印度板块与欧亚板块的聚合运动引起走滑运动(如阿尔金-北祁连-北秦岭断裂),这种走滑剪切运动又导致中国东部某些断裂盆地形成(如汾渭裂谷)。因此,剪切运动在大地构造领

域基本上属量变范畴。

(5)开、合、剪运动系统具有3个重要性质:结构上的整体性和层次性;时空联系上的旋回性和互补性;成因上的共生性和互为因果关系。它们从本质上反映了开、合、剪3种运动系统的辩证关系。正是开、合、剪运动系统的协调一致,促使地壳有生有灭、有分有合、分分合合、分久必合、合久必分,周期性地出现,揭示了岩石圈不断发展和发展阶段相结合的大地构造演化的基本规律。

5 开合构造要冲出国门,走向世界

有同志劝告:开合构造不与国际接轨,最好避免使用这个名词。开合构造是中国学者总结出来的一种大地构造观点,这个名词是马杏垣院士提出的。他说:"开与合简明中肯,意味深浓,很有中国特色,对应的英文名词可用opening and closing。"目前,国内已有许多学者接受了开合构造这个名词及其思想,但国外的确还没有明确地出现opening-closing tectonics这样的名词概念。现在的问题是,我们不能采取不使用或少使用这个名词的消极态度,而要主动地向国外介绍我们的思想和成果,使他们尽快地了解和接受开合构造。

其实,开合构造是普遍的地质现象,不是中国的专利,是放之四海皆准的大地构造基本规律,这是国外能接受开合构造的物质基础。开合构造的基本思想是把开与合作为一个统一体,从其相互对立、相互依存、相互转化中研究区域地质特征和大地构造演化,这些规律也是客观存在的,而且已有一些国外学者自觉或不自觉地从事这方面的研究。如Lardeaux等[39]通过对意大利西阿尔卑斯Sesia带麻粒岩和榴辉岩的研究,恢复了Piedmont洋盆的开合历史。Cartier等[40]详细探讨了Armorican陆块(massif)开裂和聚合的过程:$\in_3-O_3$(500~435 Ma)时期由于开裂产生大洋,将Armorican陆块从冈瓦纳大陆中分离出来;S_1-S_2(435~410 Ma)时期Layon裂谷闭合形成中Armorican地块;D_3(375~360 Ma)时期由于折返而奠定了今日所见的构造格局。O'Dea等[41]较好地揭示了元古宙Mount Isa(澳大利亚)地体的开合特征,认为在Barramundi造山作用(1870 Ma)以后的200 Ma(1800~1860 Ma)内经历了伸展作用,包括多个阶段的裂谷,裂谷沉降产生相应的沉积和岩浆活动,接着(1590~1500 Ma)经历了Isan造山作用,中断了裂谷向大洋的发展,没有出现俯冲,与大陆边缘的造山作用有显著区别,最终以发育密集走滑断裂的扭动带为特征。Balanya[42]以西地中海Alpujarride推覆体的收缩与伸展事件的交替为题详细讨论了其开合史。Williams等[43]以多旋回开、合的思路认识加拿大大西洋(北大西洋)的构造历史,认为现代北大西洋处在一个旋回开的阶段,其前身是早古生代Iapetus洋,该旋回造就了阿巴拉契亚造山带,其前身又是Uranus洋,该旋回结束造就了Grenville造山带,大洋反复的开-合及相关的大陆边缘与造山带的出现在时间上一致,这种现象也被称做手风琴式作用。Titley[44]通过比较分析一些显生宙层控金属硫化物矿床后发现,成矿作用具有旋回性,成矿旋回与开合过程相对应的威尔逊旋回在构造环境与物质组合上有对应关系,并指出元古宙时尽管没有与显生宙相同的伸展-聚合及相应矿床的报道,与之相对应,存在似威尔逊旋回的开合成矿旋回,等等[45,46]。这些情况表明国外已有不少学者具备了接受开合构造的思想条件。所以,只要我们自己作出优异成果,加强对外交流推广,开合构造完全可以冲出国门,走向世界。

参考文献:

[1]杨巍然,郑剑东.中国开合构造研究的回顾与展望[J].地质科技情报,2002,21(4):31~34.

[2]杨巍然,郭铁鹰,路元良,等.中国构造演化中的"开"与"合"[J].地球科学,1984,(3):39~53.

[3]杨巍然.地学开合律[A].见:赵鹏大,王亨君主编.地质学思维[M].北京:地震出版社,1993.207~236.

[4]杨巍然,杨森楠.造山带结构与演化的现代理论和研究方法[M].武汉:中国地质大学出版社,1991.3~7.

[5]杨巍然.断裂造山带[J].地球科学,1989,14(1):9~18.

[6]杨巍然.论造山作用和造山带[J].地质论评,1999,45(1):10~14.

[7]杨巍然.地学开合律及其在造山带研究中的意义[J].地质科技情报,1992,11(3):5~9.

[8]杨巍然,彭建兵.剪切运动在区域构造演化中的作用——兼论开合剪的关系[J].地质科技情报,1990,9(4):1~5.

[9]杨巍然,刘育燕,邓清禄.地球历史的开合节律与古地磁变化[J].地学前缘,1997,4(4):241~246.

[10]邓清禄,周雁,杨巍然.拉脊山早古生代火山岩盆地开合演化岩石地球化学标志[J].西北地质科学,1995,16(1):84~91.

[11]邓清禄,杨巍然.青海拉脊山早古生代"开"合"演化的地球化学证据与成矿[J].地质论评,1998,44(1):15~22.

[12]邓清禄,杨巍然.秦岭造山带早古生代"开"合"构造格局及加里东运动[J].地质科技情报,1996,15(2):45~50.

[13]邓清禄,杨巍然.陆内造山带"开"合"时序演化的地球化学表征——以桐柏造山带为例[J].地质地球化学,1996,(6):53~59.

[14]邓清禄,杨巍然.地球历史的地球化学节律[J].地学前缘,1997,4(4):191~196.

[15]郑剑东,杨巍然,郭铁鹰.中国大地构造图(1:1400万)[A].见:马杏垣主编.中国岩石圈动力学图集[C].北京:中国地图出版社,1989.

[16]袁哲平.洲际开合配对构造[A].见:马宗晋,杨主恩,吴正文主编.构造地质学——岩石圈动力学研究进展[M].北京:地震出版社,1999.138~148.
[17]郭铁鹰,梁定益,张宜智,等.西藏阿里地质[M].武汉:中国地质大学出版社,1991.1~464.
[18]杨巍然.东秦岭开合史[J].地球科学,1987,12(5):488~494.
[19]杨巍然,王国灿,简平.大别造山带构造年代学[M].武汉:中国地质大学出版社,2000.1~141.
[20]Yang Weiran, Deng Qinglu, Wu Xiuling. Major characteristics of the Lajishan orogenic belt of the South Qilian Mountains and its geotectonic attribute[J]. ACTA Geologica sinca, 2002, 76(1): 110~117.
[21]黄汲清,姜春发,王作勋.新疆及邻区板块开合构造及手风琴式运动[J].新疆地质科学,1990,(1):3~10.
[22] 姜春发.从多旋回说到开合构造 [J].地球学报,1994,(3-4):103~112.
[23]姜春发,杨经绥,冯秉贵,等.昆仑开合构造[M].北京:地质出版社,1992.1~224.
[24]姜春发,王宗起,李锦轶,等.中央造山带开合构造[M].北京:地质出版社,2000.
[25]张抗.断块开合说[J].地质论评,1998,44(5):449~455.
[26]张抗.塔里木——一个经历了多次开合旋回的复杂结构盆地[A].见:塔里木盆地油气勘查文集(纪念沙参二井油气重大突破十周年)[C].乌鲁木齐:新疆人民出版社,香港:文化教育出版社,1994.51~57.
[27]陈哲夫,成宗德,梁云海,等.新疆开合构造与成矿[M].乌鲁木齐:新疆科技卫生出版社,1997.1~394.
[28]邱家骧,曾广策,朱云海,等.北秦岭-南祁连早古生代裂谷造山带与小洋盆蛇绿岩套特征及纬向对比 [J].高校地质学报,1998,4(4):393~405.
[29]徐志刚.华南晚前寒武纪剪式开合构造及其动力学[J].地质学报,1995,69(4):285~295.
[30]朱占祥,廖远安. 雅鲁藏布江开合带蛇绿岩地层[J].地层学杂志,1996,20(4):299~304.
[31]张抗.断块开合与油气勘探[M].北京:地质出版社,1998.
[32]邱爱金,张万良.阴山-燕山造山带的'开-合'历史[J].地学前缘,2002,9(2):414.
[33]恩格斯.自然辩证法[M].北京:人民出版社,1971.
[34]朱志澄.构造地质学[M].武汉:中国地质大学出版社,1999.171.
[35]杨坤光,刘强.花岗岩构造与侵位机制研究进展[J].地球科学进展,2002,17(4):546~550.
[36]周雁,王成善,陈德洪,等.中扬子区海相沉积盆地性质研究[J].地质科技情报,2002,21(2):13~18.
[37]林仟同.福建崇安-石城构造带的地球化学特征及其与成矿的关系[J].地质科技情报,2003,22(1):92~96.
[38]殷鸿福,童金南.地史转折期的生物系[J].地学前缘,1997,4(3):111~116.
[39]Lardeaux J M, Spalla M L. From granulites to eclogites in the Sesia zone (Italian western Alps): a record of the opening and closure of the Piedmont ocean[J]. J. Metamorphic Geol., 1991, 9(1): 35~39.
[40]Cartier C, Faure M, Lardeux H. The Hercynian orogeny in the South Armorican Massif (Saint-Georges-Sur-Loire Unit, Ligerian Domain, France): rifting and welding of continental stripes[J]. Terra Nova, 2001, 13(2): 143~149.
[41]O'Dea M G, Lister G S, Maccreday P G, et al. Geodynamic evolution of the Proterozoic Mount Isa terrain[A]. In: Burg J P, Ford M eds. Orogeny Through Time[M]. Geological Society Special Publication, 1997,121:99~122.
[42]Calanya J C. Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain [J]. Tectonics, 1997, 16(2): 226~238.
[43]Williams H, Dehler S A, Grant A C, et al. Tectonics of Atlantic Canada[J]. Geoscience Canada, 1999, 26(2): 51~70.
[44]Titley S R. Relationship of stratabound ores with tectonic cycles of the phanerozoic and proterozoic [J]. Precambrian Research, 1993, 61(3-4): 295~322.
[45]Mukherjee A, Das S. Anorthosites, granulites and the supercontinent cycle[J]. Gondwana Research, 2002, 5(1): 147~156.
[46]Acharyya S K. The role of India-Asia collision in the amalgamation of the Gondwana-derived blocks and deep-seated magmatism during the Paleogene at the Himalayan foreland basin and around the Gongha syntaxis in the South China block [J]. Gondwana Research, 2001,4(1): 61~74.

Some problems of opening-closing tectonics

YANG Weiran

(*Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan* 430074, *Hubei, China*; *Central China Research Center of Tectonomechanics, Wuhan* 430074, *Hubei, China*)

Abstract: Opening-closing tectonics is a tectonic concept proposed by Chinese geologists. It emphasizes that splitting and convergence are two basic modes of movement in the unifying geodynamic system. Opening-closing tectonics deals with regional geology and tectonic evolution from mutual opposition, dependence and transformation between opening and closing. This paper briefly introduces some problems about opening-closing tectonics, i.e.: opening-closing tectonics is a new tectonic concept; opening-closing movement is a higher form of geological movement; the opening-closing type is the unity of opposites of fixism and mobilism; dialectical relationships among opening, closing and scissoring; opening-closing tectonics will go to the world.

Key words: opening-closing tectonics; opening-closing movement; opening-closing type; tectonic evolution

开合构造概述

姜春发

(中国地质科学院地质研究所,北京　100037)

摘要:随着板块构造学说的盛行,原生洋观点成为当时的主流。但根据中国的地质实际发现,中国古生代及其以来代表洋壳的蛇绿岩似乎都是元古宙陆壳裂开的产物,随之提出表明再生洋观点的手风琴式运动及岩石圈开合的理念,并逐步发展成为开合构造。本文简述了开合构造的由来和发展、研究的主要内容和现状,读者从中可了解开合构造的概貌。

关键词:手风琴式运动;开合构造;开合旋回;开合序列;开合成矿;构造迁移

中图分类号:P541　　文献标识码:A　　文章编号:1671-2552(2004)03-0200-08

经过许多学者的不断努力,开合构造逐步被越来越多的地质人员所接受,并被运用于地质学的各个领域中。为便于更多地质工作者了解,这里简述了开合构造的由来和发展、研究的主要内容和现状。开合构造研究之深、涉及面之广,远非作者本人所能把握的。文中引用了一些学者的论述,为避免理解他人文章不深不透而产生歧意,作者只好照抄原文,保留了"原汁原味儿"。凡是引用他人的文字或段落,都用引号标出,引用文字较多并稍加简化的段落,则用"某人文章的节录"标出,以表明这是他人的研究成果,又属于开合构造研究内容的重要组成部分,有必要介绍给读者并推广。

1　开合构造的由来及发展

20世纪80年代,在中国已普遍运用板块构造理论研究中国区域地质构造,因而原生洋观点盛行起来,再生洋观点则被忽视。前者是指前寒武纪的大洋在古生代时继续存在,甚或延续到中生代,虽经多次俯冲、碰撞,形成不同时期的造山带,而大洋并未闭合,只是多次消减、后退,直至2个大陆块碰撞,大洋关闭。后者是指前寒武纪的大洋在新元古代时期已关闭而形成超级大陆,古生代或中生代的洋盆是这种超级大陆裂开的产物。

再生洋观点,也就是洋陆转化观点,与槽台转化观点一脉相承。由黄汲清指导、任纪舜等执笔,在1980年出版的专著中[1],始终贯穿了黄汲清先生的学术思想:"地槽转化为地台的过程,实质上就是洋壳转化为陆壳的过程;地台转化为地槽的过程,实质上就是陆壳转化为洋壳的过程"。张文佑先生"拉张造洋、挤压造陆"[2,3]的提法更为简单明确。洋陆转化或槽台转化,是由扩张(引张)与压缩(聚合)2种动力机制转换引起的。任纪舜等[1]指出:"从时间上来讲,相对缓慢的、渐进式发展的引张(或裂陷)作用往往与比较急剧的、突变式发生的挤压(褶皱、造山)作用交替出现,从而造成依次向前发展的构造旋回。"作者称这种构造旋回为开合旋回(见下文)。

扩张作用与挤压作用交替出现的思想来源于黄汲清的"手风琴式运动"概念。黄汲清于20世纪60年代首先提出"手风琴式运动"这一名词❶,70年代就"手风琴式运动"这一概念又与一些同行交换意见,在一定范围内产生了影响。80年代初,应朱夏邀请,黄汲清去无锡讲学和座谈,后整理成文[4],"手风琴式运动"一词首次见于公开刊物。1984年,黄汲清等[5]又详细阐述"手风琴式运动"的含义,认为板块有开有合,板块"一开一合或一张一压"的"这种运动型式与演奏手风琴时的一张一合型式非常相似,所以

收稿日期:2003-07-28;修订日期:2003-11-18

地调项目:中国地质调查局《中国典型造山带岩石圈结构及动力学研究》项目(1212010310701)资助。

作者简介:姜春发(1930-),男,研究员,从事大陆造山带构造研究。E-mail:jiangchunfa@hotmail.com

❶ 1966年,黄汲清与张之孟编写《试论地槽系的多旋回发展》一文时,针对祁连山的发展史提出"手风琴式运动"这一名词,但一直没有公开发表(见参考文献[5]的脚注)。

我们名之为板块的手风琴运动。”此后,黄汲清等又论述了新疆及邻区的板块开合构造及手风琴式运动[6]。80年代,根据中国地质实际和“手风琴式运动”“一开一合或一张一压”的思路,逐步形成开合的理念,以区别于经典的板块构造和原生洋的观点。

需要指出,在黄汲清的“手风琴式运动”首次见于公开刊物的1983年,陈哲夫等[7]也以手风琴式运动观点发表了文章,表明20世纪70年代到80年代初,口头流传的“手风琴式运动”已在地质界产生了影响。陈哲夫等[7]认为,天山东延的甘肃北山具有“扩张→闭合→再扩张→再闭合”类似拉手风琴式运动”的演化史。此后,又多次发表有关手风琴式运动及开合方面的文章[8~10],进而发表《新疆开合构造与成矿》专著[11],为创建开合构造做出了突出的贡献。杨巍然等[12]在《中国构造演化中的“开”与“合”》一文中阐述秦祁地区的开合特点时,明确指出“具有手风琴式特征”。这篇文章还阐述了开合在时间上的组合规律,划分了构造单位和构造阶段,并探讨了中国区域构造特征及其演化,提出“开合是地壳和岩石圈构造演化的基本特征”的观点等(原文的“开”与“合”都有引号,为避免出现过多引号,这里将开合二字的引号省略,以下同此)。此后,杨巍然等又发表了大量有关开合方面的文章(见下文),丰富了手风琴式运动的内容,系统化了开合理念。如果说黄汲清提出的手风琴式运动为创建开合构造奠定了基础,那么杨巍然等发表的一系列开合方面的文章和专著,可以说是为创建开合构造搭起了格架,在创建开合构造方面起了主导作用。

张抗[13,14]概括了开合特点,强调开合中的多模式、多旋回、非封闭性及不可逆性,以及地壳-岩石圈的开合受控于深部过程的观点,提出断块开合说,不仅大大丰富了开合构造内容,更对寻找石油和天然气做出了积极贡献。

作者等在《昆仑开合构造》送审稿(1988)和出版的专著[15]以及黄汲清等[6]的文章中,将多旋回说、构造迁移和板块构造联系在一起,融合了手风琴式运动与各种开合理念,提出“开合构造”一词,强调开合旋回、开合序列和开合过程的构造迁移,探讨了开合构造的动力机制和岩石圈点线面开合演化模式。

杨巍然等[16]认为:“目前,中国开合构造研究已有较大的发展,有四个群体的研究成果比较突出。”所谓4个群体,即指以杨巍然、陈哲夫、张抗和姜春发4人为代表的研究群体。确切地说,在黄汲清提出手风琴式运动的基础上,经4个群体的共同努力创建了开合构造,而杨巍然群体的研究成果更为突出。杨巍然为创建、发展和完善开合构造所做的努力,以及为成立开合构造研究组(见下文)而奔走联络,成绩显著无人能比。除上述4个群体外,尚有一些地质工作者从不同方面进行开合构造研究,都取得了可喜的成果,为创建和完善开合构造做出了贡献。

纵观上述,从20世纪60年代“手风琴式运动”的提出,经80年代手风琴式运动观点的流行和开合理念的形成,到“开合构造”的提出、发展和初步完善,清楚地显示出一条前进的里程。“手风琴式运动”既是开合构造的基础,又贯穿前进的全过程;而开合构造则是“手风琴式运动”的继承和发展,是“手风琴式运动”的又一个里程碑。

开合构造在不断研究中逐步系统化,已具理论雏形,至今已有50余篇论文和数本专著问世。在中国地质学会构造地质专业委员会的关怀下,于2002年成立了开合构造研究组,开创了开合构造研究的新局面。正如倪融[17]在《中国国土资源报》所指出:“开合构造学说继承了中国大地构造八大学派所长,对板块构造传入中国后的各种构造学说进行了新的综合,较好地反映了中国大地构造发育的特点,并与资源勘探有紧密的结合,是带有原创性的新思维,有较强的生命力和良好的发展前景。”

杨巍然等[16]指出:“开合构造既是一种大地构造理论,也是一种地质思维方法,即以开合构造运动为纲,把各种地质现象有机地结合起来。因而不同地质学科和不同大地构造学派都能运用它来指导本学科和本学派的研究,并使不同学科和不同学派间有共同的思路和语言,便于不同学科和不同学派相互交叉融合。开合构造无论在基础理论研究,还是在寻找矿产资源及其他应用领域中都有广阔的应用前景。”

2 开合构造的判别标志

开合构造的判别标志有3类。

2.1 开合构造的地质判别标志

陈哲夫等[9]提出6个方面“开合构造的判别标志”,简要节录如下。

(1)建造的演变序列:由下而上表现为地台型-冒地槽型-优地槽型建造的演变序列是地壳拉张裂陷的标志,裂陷扩张的最终产物是出现新生洋壳。相

反的建造演变序列是地壳聚合的标志。磨拉石建造的出现是地壳碰撞隆起最直接的证据。

(2)沉积物和沉积相的组合变化 :由下而上沉积物表现为由粗变细,由补偿变到非补偿,由陆源碎屑岩变到碳酸盐岩最后到泥岩、硅质岩 ;沉积相由陆相-滨、浅海相-深海相的变化是地壳拉张裂陷、海水加深的标志。由下而上表现为与此相反的沉积物和沉积相的组合变化以及混杂堆积的出现是地壳聚合隆起的标志。

(3)岩浆活动方面 :大规模基性火山岩的喷发或基性、超基性岩的侵位是地壳拉张变薄的标志 ;蛇绿岩建造包括幔源型花岗岩的出现标志新生洋壳已经形成。大陆地壳拉张裂陷初期以双峰式火山岩系列或碱性火山岩系列的喷发和小型基性、超基性碱性岩、金伯利岩的侵入为特征。相反,大规模地壳重熔或壳幔混熔型花岗岩浆侵入和大量陆相中酸性火山岩喷发是陆壳聚合、地壳加厚的标志。

(4)变质作用方面 :拉张裂陷阶段一般以埋深变质作用为主,仅在局部地幔柱上升的热点附近可能出现热流变质作用。聚合碰撞阶段则以大规模区域动力热流变质为特征,出现有高温-低压型矿物组合 ;在强烈挤压环境下还可形成高压低温变质的蓝片岩。

(5)构造地质方面 :拉张阶段以同沉积的正断层活动以及由正断层组合形成的地堑、裂谷和受深断裂控制的裂陷槽的活动为特征。绝大多数线性褶皱、压性或压扭性断裂、逆掩断层、叠瓦构造乃至大规模的韧性剪切和推覆构造、俯冲带都是在地壳聚合碰撞阶段形成的。

(6)成矿作用方面 :拉张阶段以来自地壳深部的幔源矿产为主,如铬、镍、钴、铂、钛、金刚石、石棉及部分铁、铜、铅、锌、磷、金、锑等。矿床成因类型以岩浆结晶分异、分凝或熔离矿床及火山喷气(流)形成的块状硫化物矿床为主。聚合和碰撞阶段主要是与地壳重熔及壳幔混熔型岩浆作用有关的矿床,如钨、锡、钼、铋、锂、铍、铌、钽、汞、锑、金、铀、云母、水晶及部分铁、铜、铅、锌等,表生盐类矿产及煤、磷、锰、铝、石油、天然气等都是在聚合后的大陆壳上形成的,主要矿产成因类型是斑岩-夕卡岩型、伟晶岩型,低温层控矿床以及外生矿床。

上述6个地质方面的开合判别标志,为研究开合构造增添了内容,并提供了一种方法。

2.2 开合构造的岩石地球化学判别标志

邓清禄等[18]根据拉脊山早古生代火山岩盆地的开合演化,从岩石地球化学方面提出开合判别标志,其中又分为常量元素标志、微量元素标志和稀土元素标志。下面是邓清禄等原文的简要摘录。常量元素标志 :大量板块构造研究资料表明,代表典型“开”环境的洋中脊火山岩,FeO、MgO、CaO、Na_2O等含量较高,而代表典型“合”环境的岛弧火山岩SiO_2、Al_2O_3、K_2O通常较高。一些高温、高压实验也表明,成岩温度和成岩深度与FeO、MgO和CaO含量成正比,而与SiO_2、K_2O成反比。成岩温度和成岩深度也可与“开”合”环境联系起来,“开”如裂谷与“合”如造山带相比,岩浆活动通常有较高的成岩温度和较深的成岩深度。微量元素标志 :Rb、Ba等是典型的造岩元素或亲石元素,主要集中在岩石圈中 ;而Sc、Ti、Cr等典型的铁族元素,主要集中在地幔、地核中。如果将火山来源深度大与“开”对应,来源深度小与“合”对应,那么,这与常量元素的分析结果基本是吻合的。稀土元素标志 :稀土元素,特别是轻稀土元素和Rb、Sr、U、Th等大离子亲石元素富集程度高,熔融程度低,如大陆区、洋岛区火山岩多属这种情况 ;如果这些元素富集程度低,说明部分熔融程度高,如洋中脊火山岩是软流圈物质15%~40%的部分熔融。如果处于拉张状态,会有较高的熔融程度 ;如果处于压缩状态,则熔融程度相对较低。

上述岩石地球化学的开合判别标志,是邓清禄等根据一个地区的数据归纳出来的,尚待更多地区的资料来丰富和完善。邓清禄等首先运用岩石地球化学来研究开合构造,无疑大大丰富了开合构造内容,开拓了研究方法。

2.3 开合构造的古地磁判别标志

杨巍然等[19]首先将古地磁变化与开合构造联系起来,认为“用开合观点研究古地磁可以揭示古地磁的本质特征,通过古地磁的研究有助于确定开合环境,恢复开合历史,探索开合机制”。他们在文中详细论述了“开合节律与古地磁变化的关系”。这里所谓的节律,作者理解为相当于旋回,因为邓清禄等[20]在文章中指出“:地球历史的演变有自己的节律,这种历史的节律性表现在各种各样的地质作用中,如地质学家已认识到的构造旋回、生物旋回、地磁场极性旋回等,都是这种节律的表现。 ”至于杨巍然等[19]所谓的“开合节律”,作者理解为相当于开合旋回,因为

他们在文中指出:“开合节律一般可划分为全球性、区域性、地区性、露头和微观等5个级别,不同级别的开合旋回或韵律有不同的地质构造特征,受不同的机制控制。”那么,开合旋回与古地磁变化有什么样的关系,杨巍然等[19]从4个方面做了论述。这里仅引用他们得出的结论:①古地磁场强度:拼合对应于古地磁场高值区与低值区交接位置,如3次联合古陆的形成皆如此;②古地磁场极性倒转比例:拼合对应于地磁极性急剧变革时期,正常与倒转极性的转折点就是反复出现快速变化时期;③古地磁场极性倒转频率:拼合对应于古地磁场极性急剧变革时期,相反,古地磁场极性倒转频率低则对应于开裂;④真极移速率:古地磁场倒转频率高时,真极移速率明显加快,对应于拼合;频率低时真极移速率明显减小,对应于开裂。

上述地质、岩石地球化学及古地磁的开合判别标志的提出,将开合构造研究向前推进了一大步。

3　开合构造特性

开合构造特性的概念,由杨巍然[21]首先提出,当时有4条,后又确定为5条[22,16]:旋回性、互补性、层次性、级别性和不均一性。杨巍然等[16]认为:“①时间上具旋回性,即一个地区乃至全球的某一个时期以开为主,另一时期则转化为以合为主,构成一个开合旋回(构造旋回);②平面上具互补性,即一个地区开裂,相邻地区必然聚合;③垂向上具层次性,不同层次的开合特征不同;④规模上具级别性,可划分不同级别的开合旋回和开合组合;⑤演化上具不均一性,不同地区、不同时期的开合演化既有共性,又有其特殊性。但这种不均一性的变化仍有一定的规律,如时间演化的不可逆性和空间演化的构造迁移特性。”

陈哲夫等[11]从区域上归纳出“新疆开合构造的特征”:①多旋回性及多阶段性;②不平衡性;③迁移性;④互补性;⑤转化性;⑥继承性、新生性和叠加改造性;⑦有限性。虽然说是新疆开合构造特征,却有普遍意义,与杨巍然等[16]提出的概念多有共同之处,但也有不同之点。陈哲夫等认为:“每个大的发展阶段都经过多旋回开合演化,都形成了各个时期的大陆。”每次开合旋回具有明显的多阶段性,即划分出4个阶段:陆壳开裂阶段、强烈扩张阶段、聚合上升阶段和褶皱封闭阶段。在徐新[23]单独发表的文章中,将“阶段”改称“期”,并简化为开裂期、扩张期、聚合期和封闭期。从迁移性、不平衡性与不均一性来看,基本上是一个意思。有限性与级别性,基本上也是一个意思。但继承性、新生性和叠加改造性,是杨巍然等未提到的。

张抗[13]认为,扩张中心具迁移性和跃迁性,在时间上具多旋回性、多级次性,在空间上具多层性和非封闭性。

上述各家提出的开合构造特性,各有所长,但以杨巍然等提出的为最早,也比较系统,陈哲夫等和张抗提出的可作为补充,以便更加完善。

4　开合旋回与开合序列

任纪舜等[1]认为引张(或裂陷)作用与挤压(褶皱、造山)作用交替出现,从而造成依次向前发展的构造旋回(见上文)。作者称这种构造旋回为开合旋回[15]❶。杨巍然[24]指出“一开一合便构成一个构造旋回”。徐新[23]认为“地壳块体由开裂到聚合的全过程构成一次开合旋回”。开,是开裂,是扩张的过程,合,是拼合,是压缩的过程,一开一合完成了扩张到压缩(聚合)2种动力学机制的转换过程。

开合旋回的划分及开合序列的确定,在开合构造研究中应占有重要位置。开合旋回是演化的时间标志,是研究2种动力学机制的转换过程;开合序列是演化的物质标志,是研究开合过程的物质变化和排序。开合旋回,是以开合序列来判定的。开合序列,是由各种地质作用的序列构成的,如沉积序列、岩浆序列、变质序列、变形序列和成矿序列,其中以沉积序列最为明显。开合序列,进一步划分为扩张序列和压缩序列。扩张序列主要表现为:由陆相到浅海相,再到深海相,进而出现洋壳;由碱性到钙碱性,进而到拉斑系列的岩浆序列。压缩序列的各种表现恰与扩张序列相反,故不赘述。无论扩张序列还是压缩序列,都有渐进与跃进之分。前者,序列完整,组合齐全;后者,序列不完整,常缺失某些层位或岩性。此外,在一些序列中尚有暂短的倒退现象,即出现倒退序列,或前进与倒退的交替,如陆相与浅海相交替,浅海相与深海相交替等。开合旋回进一步划分为扩

❶ 姜春发,等.昆仑开合构造(送审稿).1988.

张期和压缩期。扩张期与压缩期的转折点以沉降最深或开裂最大的时期为标志。

徐新[23]认为："一次完整的开合旋回包括4个发展期，即开裂期、扩张期、聚合期和封闭(碰撞)期。"一个开合旋回，首先划分为2期，即扩张期和压缩期或称开裂期与聚合期，是合适的。至于扩张期和压缩期如何再进一步划分期次，每期是否再分为2期或更多期，值得进一步研究。

对于开合序列，徐新[23]做了比较深入的研究，认为"在地壳开合过程中按一定规律循序生成的一套建造组合就是开合建造序列。建造序列的确定是划分开合构造旋回的主要依据。建造组合特点的研究是确定构造环境和开合状态的主要依据。"进而，他根据划分的4期，提出开裂期建造组合、扩张期建造组合、聚合期建造组合及碰撞期建造组合，并阐述了各建造组合的特征，具体化了开合序列的内容。冯益民等[25]根据大地构造相，将西秦岭及其邻区划分为7个相类和27个构造相，并阐述了各相类中各构造相的物质组成。从开合构造看，其中"离散构造相类"与"会聚构造相类"、"碰撞构造相类"可构成一个完整的开合序列，而"碰撞期后板内伸展构造相类"与"陆内叠覆造山构造相类"则构成造山期后的开合序列。上文提及的开合构造判别标志，实际就是开合序列。如深入研究，将上述开合构造判别标志与开合序列有关的内容融合在一起，会提出一个完善系统的开合序列的类型划分方案。

地壳或岩石圈的扩张程度有大有小，扩张的时间有长有短，大者或时间长者可裂开成洋盆，小者仅为陆相盆地。即便是陆相小盆地，往往也经历了由扩张到压缩的过程，也有自身的开合序列，也可构成一个开合旋回。正因为如此，才称做开合旋回，而威尔逊旋回则是开合旋回的一种，专指裂开成大洋盆，再闭合而成陆壳的旋回。最大一级的开合旋回，当属超级大陆(联合古陆)的裂解与拼合。杨巍然等[19]编制了全球性开合旋回演化简图。图中"划分了太古宙、早中元古代、古生代、中新生代(阿尔卑斯)4个巨旋回，前3个巨旋回分别以形成联合古陆(PGⅠ，PGⅡ，PGⅢ)而告结束，每个巨旋回又可分若干次级开合旋回"。徐新[23]提出"地质历史时期上一次超级联合大陆的解体到新超级联合大陆的形成为一个开合构造阶段，也可以称为一次开合巨旋回。"将超级大陆裂解成不同时期的大小洋盆，再经先后不同期次的俯冲碰撞而拼合成新的超级大陆，称为开合巨旋回，是很恰当的。这种开合巨旋回的古大陆再造，是当前研究的热点；而古大陆的裂解与再造，则是开合构造研究的重点。

杨巍然等[19]认为"所有开合旋回有其本身特征，但又有一些共同规律：'合'经常对应于强烈的褶皱运动，联合古陆的形成及伴随的冰川事件，生物群和门类的集群绝灭和种属减少，海平面变化曲线的低点；'开'往往对应于强烈的裂陷作用、火山作用和蛇绿岩建造发育，联合古陆的解体，生物群的激增和种属增多，海平面变化的高点。此外，开合还各有不同的古地磁和地球化学特征。"

5 开合类型及开合方式

杨巍然[21]首先提出开合类型的概念，认为"建立开合类型是研究开合构造的核心问题，它是各种开合标志的综合表现和高度概括，是开合构造形成机制的理论探讨。开合类型是通过分析总结有成因联系的区域地层、构造、岩浆活动、变质作用和成矿特征等有规律的组合来确定的[16]。"最初，他划分出5种开合类型和相应的5种造山带。经进一步研究，目前划分为6种开合类型和相应的6种造山带[26,16]："①岩石圈大开大合，出现大陆、大洋和大陆边缘并存的古地理面貌，形成俯冲造山带和碰撞造山带；②岩石圈小开小合，表现为微古陆、小洋盆、多岛海的古地理景观，形成断裂造山带；③岩石圈内顺层开合，形成推覆造山带；④岩石圈内切层开合，形成断块造山带；⑤地体的开合，形成增生造山带；⑥走滑转换断层的开合，形成转换造山带。"

陈哲夫等[11]根据新疆古陆及各造山带的构造位置、基底性质、构造阶段和构造环境的不同，将新疆块体开合构造分为陆块型(塔里木式)、陆缘型(天山－阿尔泰式)、陆间型(准噶尔式)、陆内型(北山式)和内陆型(塔里木盆地式)5种类型。

徐新[23]根据新疆地质的研究结果，提出另一种开合构造类型的划分方案：陆内开合构造、陆缘开合构造、陆间开合构造和内陆盆山构造。他认为："由于开合构造的基底性质不同，裂离切割深度不同，扩张程度和规模不同，开合速度不同等，造成开合构造千差万别，多种多样。这些差别是划分构造类型和不同等级构造单元的基础。"

上述划分，各有千秋，各有所长，他们都强调划

分开合构造类型的重要性。考虑2种动力机制相互转换、裂离与否、切割深度、扩张程度和规模,以及容易判别,作者提出如下分类,供探讨:①裂离型开合,陆壳裂开出现洋壳(优地槽),原来一个块体分离成2个以上块体在软流圈上各自移动,聚合后,形成具有蛇绿混杂带的俯冲碰撞造山带;②裂陷型开合,陆壳开裂形成裂陷槽(冒地槽),充填海相沉积,但未出现洋壳,块体深部并不分离,仍为一个块体在软流圈上移动,聚合后,形成陆陆叠覆造山带;③坳陷型(或陆盆型)开合,陆壳坳陷形成陆相盆地。杨巍然提出的"大开大合"、"小开小合",有人作为形容词来使用。这里也加以引用,但含义稍有变动。裂陷型开合,可谓大开大合(含义与杨巍然提出的相同),张力机制转换为压力机制,形成俯冲、碰撞造山带。裂离型开合,可谓小开小合(含义与杨巍然提出的有别),动力机制转换,形成陆陆叠覆造山带。坳陷型开合,可谓微开微合,动力机制转换,形成不同的构造盆地。

徐志刚根据开裂带和聚合带的形态、方向性及扩张与挤压应力的相互关系,提出"开合方式"的概念[27],将开合方式划分为3种:平行式、斜交式和剪刀式。经进一步研究,除原划分的3种开合方式外,又增添1种,称为"夹子式"。即开合方式共有4种:平行式、斜交式、剪刀式和夹子式[28]。

6　开合定量估算

邓清禄等[18]提出"开合状态的定量计算",根据开合状态与岩石地球化学之间的密切关系,提出开合数学模型判别的概念。借鉴前人研究成果,结合具体地区的分析测试数据,建立了用图表示的拉脊山区构造环境数学模型。大量岩石化学成分的计算统计和构造物理模拟实验表明,根据图中直线斜率的正负,可判别构造应力场压应力拼合与张应力开裂的性质,据此指出,拉脊山的晚寒武世和中奥陶世为扩张期,早奥陶世和晚奥陶世为压缩期。进而,引用Dickinson和Hatherton所建立的地壳厚度计算公式,计算出拉脊山各演化阶段的地壳厚度。利用Sugisaki提出的一套图解,计算出拉脊山晚寒武世经历了缓慢的扩张(0.5 cm/a)和早奥陶世的快速闭合(约8 cm/a)。运用计算公式计算出拉脊山最大开裂的规模(200 km),属小洋盆。

邱家骧等[29]根据北秦岭-南祁连山早古生代火山岩的岩石地球化学分析数据,对该区进行了"开合定量估算"。以地质年代确定开合时间,以国外裂谷、火山弧的开合数据与火山岩成分的关系确定开合速度,再以开合时间和开合速度求出开合距离。由东向西,即从大别山开始,向西经北秦岭、南祁连山,到柴北缘:扩张速度(cm/a)分别为0.21、0.23、0.25、0.40;闭合速度(cm/a)分别为4.2、4.5、6.0、9.0;扩张距离(km)分别为252、276、300、488。邱家骧等与邓清禄等的计算结果,虽稍有出入,但差距不算太大,两者都很有参考价值。稍有出入的原因,作者考虑可能与各家用以计算的地质时间长短有关,前者以地质时代的纪为单位,后者则以世为单位。

在开合估算方面,肖序常[30]根据蛇绿岩、洋壳-上地幔的地质、地球物理和地球化学等测试分析数据,运用多种方法,详细论述了扩张速率的估算问题。进而,"根据扩张速率快慢结合构造演化历史和共生沉积特征",将蛇绿岩成因类型划分为4类。求出扩张速率、扩张时限,文中也计算出国内一些蛇绿岩带的扩张规模。

徐志刚[27]在阐述华南晚前寒武纪开合构造时,利用"某些火山岩系的平均K_2O含量(%)、硅指数(θ)和安山岩频度(%)与板块运动速率(cm/a)的关系",计算出华南几个块体的扩张速度和闭合速度。

从上述可知,有多种方法进行开合定量估算。

7　开合成矿

开合成矿的观点越来越被研究矿产的学者所关注。陈哲夫等[10,11]认为"以多旋回开合构造成矿的观点来研究成矿控制和成矿规律,对进行矿产预测,指导普查、找矿和勘探工作,有十分重要的意义。"根据系统研究新疆40多年的地质矿产资料,总结了新疆开合构造与成矿的关系,将新疆地质发展划分为四大开合演化阶段和6个开合旋回,论述了扩张阶段和聚合阶段的各自成矿特点,进而划分出8个开合构造成矿带、24个开合成矿亚带和63个矿带,提出新疆主要矿产的主攻类型和方向,分析预测了新疆矿产资源的潜力,丰富了开合构造与成矿关系方面的内容,为开合成矿的研究做出了重要贡献。

8　构造迁移与开合构造

在论述开合构造特性时,杨巍然等[16,21]、陈哲夫等[11]和张抗[13]都提及迁移性,可见构造迁移与开

合构造紧密相关。开裂与拼合,都随时间变化在改变空间位置,而时空变化则有一定规律可循。

这种可循的一定规律[31]即是构造迁移特性:①迁移起点点源性;②走向迁移定向性;③侧向迁移向洋性或偏对称性;④离隆向坳迁移性;⑤迁移终点运动强度减弱性。这5个特性,在不同情况下分别与开合构造有密切联系(见下文)。

在《构造迁移论概述》[31]中,作者叙述了中国及邻区构造迁移基本方向:轴线南移的偏对称迁移和同时向东西2个方向迁移。前者指侧向迁移,后者指走向迁移,是指从古生代至新生代,同时具有向东和向西2个方向的构造迁移。即同时具有向东和向西2个方向迁移的开裂或拼合,也就是说,同时具有向太平洋方向和大西洋方向迁移的开裂与拼合。这种方向迁移的开裂与拼合又与海水进退紧密相关,由此看来,太平洋和大西洋是海水进退的策源地。

9 点线面演化模式

愈来愈多的资料证明,地壳或岩石圈分久必合,合久必分,有开有合,时开时合,此开彼合。裂开与拼合是扩张与压缩2种不同动力机制的反映。无论裂开还是拼合,都有共同规律,即"开合三步曲"[32]。

第一步:由"点"开始

开或合,多由"点"开始。换言之,大陆因扩张而裂开成洋盆或洋盆因压缩而拼合成大陆,往往是由1点或2点开始的。这表明开或合都有发源地,也即上文提到的迁移起点点源性。①大陆向洋盆转化,是逐步扩张的过程,地壳首先从"三联点"开始裂开,然后逐步扩张,如不终止,可出现洋盆。这已是众所周知的事实。②洋盆向大陆转化,是逐步压缩的过程,俯冲碰撞多由1点或2点开始,然后成剪刀式逐步闭合,直到洋盆消失而成大陆。

第二步:由点到线演化

由点开始的开或合,如继续扩张或压缩,则往往呈剪刀式张开或闭合,于是由点逐步发展成线。①大陆向洋盆转化:三叉裂谷有1支逐渐消亡形成坳拉槽,其他2支继续扩张形成一条裂谷带。裂谷带虽有一定宽度,但与洋盆相比面积还不够大,故可看做是一条线。②洋盆向大陆转化:洋壳向大陆继续俯冲碰撞,沿大陆边线逐步形成造山带。造山带虽有一定宽度,但与多条褶皱带组合面积相比,仍可看做是一条线。

上述提及的扩张也好,压缩也好,都是由点到线的演化过程,也就是走向迁移的过程。

第三步:由线到面演化

裂谷逐渐加深加宽而出现洋壳,或者不同时期造山带一条条向大陆依次拼贴,面积逐步扩大,则是由线到面的演化过程,也是侧向迁移的过程。

地壳自分出洋壳与陆壳以来,洋陆就在不断地相互转化。洋陆相互转化的过程,也就是扩张与压缩2种不同动力机制交替的过程。如上文开合三步曲所述,无论开或合,都是由点到线、由线到面的演化,也就是由走向迁移到侧向迁移的演化。这与电视扫描相似,由点连成线,线线依次相排连成一片,最后出现一个完整的画面。地壳或岩石圈就是通过这种由点到线、由线到面的过程在演化。这是岩石圈演化的基本模式,简称岩石圈点线面开合演化模式。至于开合的动力机制,作者[32]已做了初步探讨,因仅是一种设想,在此不再叙述。

在结束本文之前,需要提及的是,今后如何进一步开展开合构造的研究,杨巍然等[16]的文章中已有阐述,很值得一读。

杨巍然、陈哲夫和张抗先生发表的文章以及他们与作者面对面交换看法,对作者的启发和帮助很大,在此向他们表示感谢。

参考文献:

[1]任纪舜,姜春发,张正坤,等.中国大地构造及其演化——1:400万中国大地构造图简要说明[M].北京:科学出版社,1980.8~11.

[2]张文佑.断块构造导论[M].北京:石油工业出版社,1984.1~7.

[3]张文佑,等.中国及邻区海陆大地构造[M].北京:科学出版社,1986.14~16.

[4]黄汲清.中国大地构造的几个问题[J].石油实验地质,1983,5(3):165~169.

[5]黄汲清,陈国铭,陈炳蔚.特提斯-喜马拉雅构造域初步分析[J].地质学报,1984,58(1):1~7.

[6]黄汲清,姜春发,王作勋.新疆及邻区板块开合构造及手风琴式运动[J].新疆地质科学,1990,(1):3~14.

[7]陈哲夫,梁云海.北山陆内优地槽的建造及构造演化基本特征[J].中国区域地质,1983,(6):1~11.

[8]陈哲夫,梁云海.新疆多旋回构造与板块运动[J].新疆地质,1991,9(2):97~107.

[9]陈哲夫,徐新,梁云海.新疆构造手风琴式开合演化的基本特点[J].中国区域地质,1993,(1):46~57.

[10]陈哲夫.关于多旋回开合构造及区域成矿若干观点的认识[J].新疆地质,1995,13(1):1~11.

[11]陈哲夫,成守德,梁云海,等.新疆开合构造与成矿[M].新疆:新疆

科技卫生出版社,1997.1~16,173~356.
[12]杨巍然,郭铁鹰,路元良,等.中国构造演化中的"开"与"合"[J].地球科学,1984,26(3):39~64.
[13]张抗.断块开合说——我国大地构造研究的新思维[J].地质论评,1998,44(5):449~455.
[14]张抗.断块开合与油气勘探[M].北京:地质出版社,1998.1~17,125~211.
[15]姜春发,杨经绥,冯秉贵,等.昆仑开合构造[M].北京:地质出版社,1992.1~10,183~217.
[16]杨巍然,郑剑东.中国开合构造研究的回顾与展望[J].地质科技情报,2002,21(4):31~34.
[17]倪融.开合构造研究组成立[N].中国国土资源报,2002-07-29.
[18]邓清禄,周雁,杨巍然.拉脊山早古生代火山岩盆地开合演化岩石地球化学标志[J].西北地质科学,1995,16(1):84~91.
[19]杨巍然,刘育燕,邓清禄.地球历史的"开","合"节律与古地磁变化[J].地学前缘,1997,4(3~4):241~246.
[20]邓清禄,杨巍然.地球历史的地球化学节律[J]. 地学前缘,1997,4(3~4):191~196.
[21]杨巍然.地学"开合律"及其在造山带研究中的意义[J].地质科技情报,1992,11(3):5~9.
[22]杨巍然.地学开合律[A].见:赵鹏大,王亨君.地质学思维[M].北京:地质出版社,1993.207~236.
[23]徐新.概论新疆开合构造[J].新疆地质,1998,16(1):1~12.
[24]杨巍然.东秦岭"开"合"史[J].地球科学,1987,12(5):487~493.
[25]冯益民,曹宣铎,张二朋,等.西秦岭造山带结构、造山过程及动力学——1:100万西秦岭造山带及其邻区大地构造图说明书[M].西安:西安地图出版社,2002.5~10.
[26]杨巍然.论造山作用和造山带[J].地质论评,1999,45(1):10~14.
[27]徐志刚.华南晚前寒武纪剪刀式开合构造及其动力学[J].地质学报,1995,69(4):285~295.
[28]徐志刚.初论开合构造方式[J].地质通报,2004,23(3):238~245.
[29]邱家骧,曾广策,朱云海,等.北秦岭-南祁连早古生代裂谷造山带火山岩与小洋盆蛇绿岩套特征及纬向对比 [J]. 高校地质学报,1998,4(4):393~405.
[30]肖序常.从扩张速率试论蛇绿岩的类型划分[J].岩石学报,1995,11(增刊):10~23.
[31]姜春发,朱松年.构造迁移论概述[J].中国地质科学院院报,1992,(25):1~14.
[32]姜春发.从多旋回说到开合构造[J].地球学报,1994,(3~4):103~112.

An introduction to opening-closing tectonics

JIANG Chunfa

(*Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100037, *China*)

Abstract: During the prevalence of the concept of plate tectonics, the proto-ocean view had once predominated. However, investigations of the geology of China revealed that ophiolites representing oceanic crust since the Paleozoic were derived from the rifting of the Proterozoic continental crust of Rodinia. This finding led to the initiation of the concepts of accordion movement of the plate and re-opening of the ocean, which developed gradually into opening-closing tectonics. The present paper gives a brief introduction to the origin and development of opening-closing tectonics and its major research fields and status quo so as for the reader to gain a general knowledge of opening-closing tectonics.

Key words: accordion movement; opening-closing tectonics; opening-closing cycle; opening-closing series; opening-closing mineralization; tectonic migration

断块开合说
——中国大地构造研究的新思维*

张　抗

(中国新星石油公司规划研究院,北京 100083)

摘要:对板块说应持分析态度,既充分肯定它的创见,又要看到其不足。张文佑倡导的断块说强调地质演化中的陆洋地壳转化,即拉张造洋、挤压造陆。近年来提出的开合说,继承了板块说、断块说和新地槽-地台说的合理内核。笔者认为,断块-开合大地构造说是中国大地构造研究中有代表性的思潮。本文概括了其基本观点,强调了开合中的多模式、多旋回和非封闭性、不可逆性。

关键词:板块说;断块说;开合说;地壳-岩石圈;陆洋地壳转化
中图分类号:P541　　文献标识码:A　　文章编号:1671-2552(2004)03-0208-06

1　对板块构造说应持分析态度

20世纪60—70年代开始兴起的板块说,是大陆漂移说的再度复活,它相当完善地解释了许多新发现的事实,在对大洋构造的分析上达到前所未有的高度。因而被称为地质学中的革命。显然,它是大地构造学发展史上的一个用金字写成的里程碑,一次认识的新飞跃。

但是,板块构造说在许多基本观点上还存在问题,特别对大陆构造的认识上更显得不力,许多学者指出了它的缺陷。例如,在大洋地壳中不仅有磁条带分布区,还有磁平静区;洋壳中有若干块状和条状过渡型地壳区,它们形成海台和火山链[1],这些难以用海底扩张说来解释。板块说自认为是"活动论",而将其他学说斥之为"固定论",但认真分析后可知,板块说本身也存在相当多的"固定论"成分:板块的数目、大小,甚至在互相碰撞挤压前后的形状都是固定不变的;板块作为一个"筏式"的块体具有位移,而没有其内部结构、组成、地壳类型的变化;板块漂移中与下部圈层缺乏有机的联系,换言之,既缺乏陆洋地壳间的转化,也缺乏壳-幔间的转化和制约[2]。张文佑先生坚持以一分为二的态度对待板块说,吸收其合理部分,发展了断块说。

2　断块说强调地质演化中陆洋地壳的转化

张文佑倡导的断块学说有2个基本内容[3,4]。一是断块和断裂体系的概念,二是陆洋地壳转化的概念,认为在地质历史上2种类型的地壳可互相转化并形成过渡型地壳区。这种转化的机制是拉张造洋(或拉张构造环境下地壳向大洋化方向发展),挤压造陆(挤压构造环境下地壳向大陆化方向发展)❶。

陆洋地壳转化的观点可以溯源到地槽说中地台与地槽间互相转化的认识。地槽回返可变成新地台,而老地台也可碎解产生新地槽。在陆洋地壳转化认识中也可以看出受到B.B.Beloussov陆壳大洋化模式的一定影响。当把地壳运动学、动力学过程与其深部状态相结合时,发现拉张不仅导致地壳减薄、总体海

收稿日期:2003-07-18
作者简介:张抗(1940-),男,教授级高级工程师,从事石油地质、构造地质等方面的研究工作。
* 本文原刊于《地质论评》1998年第5期,是作者研究开合构造的代表作之一,征得有关方面同意,特予转载,但在文字方面做了少许修改或技术性处理——编者注。
❶拉张和挤压是典型化的对立的力学状态,它们都可伴有不同程度的剪切,在理论探讨时可将后者省略.

拔高度的降低、表层沉积岩的堆积,而且对应着上地壳的基性化,深部界面相应的甚至幅度更大的变化和深部物质及其状态的变化[5]最终导致结构不同的过渡型和大洋型地壳的出现,伴之可产生大西洋式的洋体和被动大陆边缘。而总体上处于挤压的构造环境时则可发生相反的变化,导致海拔高度的升高、裂谷和盆地的消亡、上地壳的酸性化、地壳厚度增大、过渡型和大洋型地壳的消亡乃至大陆壳的拼合和碰撞。在地质历史上一个完整的发育充分的拉张-挤压过程正是板块说的威尔逊旋回,但可能被若干次级的发育不充分的拉张-挤压旋回所叠加。在地壳发育史上可能经历了不止一次的这种张压旋回,并伴随着复杂的沉积、岩浆、变质作用,使地质体产生了不可逆的变化。笔者曾特别研究了在上述过程中沉积盆地的形成和演化,提出大洋化过程中形成的盆地系列和盆地组合,而在大陆化过程中也能产生相应的盆地和盆地组合,但更多是伴随隆起、褶皱、变质而造成的盆地的改造和消亡。现今的和地史中保存下来的多数沉积盆地是上述过程中出现‘定格’而保留下来的历史记录。显然,地壳的上述演化过程从根本上控制着沉积盆地的发育,也在相当程度上影响着其含油气性[6,7]。

综上所述,断块说吸收了板块说和槽台说中合理的部分以及地质力学说的营养,提出了对中国大地构造的解释,有着较强的容纳力和生命力。

3　开合说对中国大地构造作了新的概括和分析

20世纪80年代中期杨巍然、郭铁鹰等正式提出开合概念,认为如将地壳运动概括为升、降、开、合、扭,“其中开与合是基本的”,“区域大地构造的演化,实质上就是洋壳与陆壳的相互转化,其演化的基本特征是开裂与聚合有规律地出现。大陆由于开裂可形成盆地、裂谷、裂陷槽、地槽、大洋等,聚合则褶皱成山,隆起成陆,开裂的最高产物是大洋的出现,聚合的最终成果是大陆的固结(克拉通化)”[8,9]。此后,这一概念逐步发展并在解释中国及亚洲区域岩石圈结构构造中得到日益广泛的应用并直呼为开合构造说[10],出现了一系列论文和专著[11~16]。

开合说的陆洋地壳转化观点显然来自断块说,其开合带的形成及对中国大地构造的分区与(新)槽台说有异曲同工之妙。开合说吸收了板块说,特别是其裂谷发育及威尔逊旋回的合理内核,紧密结合亚洲的实际,以简洁明快的语言概括了(至少包括了古大陆壳区)大地构造演化的实质。开合说的基本论点,应该看做是对上述学说的综合和发展。

4　断块开合说的某些重要认识

作为研究中国大地构造的思潮,断块说和开合说是一脉相承的。笔者认为可以将其合称为断块开合说。归纳许多论著的认识,这一思潮的主要论点可概括如下。

4.1　太古宙存在大陆壳的开合演化,开合是地壳-岩石圈演化的重要表现形式

大陆壳前寒武纪研究表明,在太古宙就存在花岗岩、片麻岩穹隆与褶皱带相间的格局,它就是相对稳定的表壳岩系与其间的开裂闭合产物——绿岩带。以‘中朝地台’而论,至少在3000 Ma以前就存在一个规模可与其现代相比拟的陆壳区。在以2500 Ma为上限的‘阜平阶段’,它至少从朝鲜北部和胶辽地区向西延伸到塔里木地区,成为华北-塔里木克拉通。而在以850 Ma为上限的‘晋宁阶段’形成‘原始中国陆壳北界至少达西拉木伦河至北天山,南部至少包括川、滇、桂、湘、黔大部(扬子地台)’[7],并很可能包括中国东北中东部的吉黑构造区。关于华夏地块的早期历史争论颇多,随着同位素测年研究的深入,多数人认为其中存在太古宙-元古宙的陆壳。徐志刚[13]认为华夏地块‘至少在古元古代乃至晚太古代即已形成,且与扬子同属一体’。它们的东界至少达朝鲜南部及中国大陆架。而近年对朝鲜南部的研究表明,有可能在南朝鲜和中国南部‘存在更古老的达3800 Ma太古宙基底岩石’[17]。这个相当庞大的太古宙-元古宙陆壳区经历多次的开合而在新元古代(震旦纪)形成一个基本统一的拼合大陆区。

显生宙以来的古生代经历了一个开合旋回,地台-地槽说中的绝大部分地槽区就是在这个原始中国地台基础上分裂而成的。它经历了兴凯、加里东、海西等几期的开合形成了新的陆壳区。

4.2　中、新生代亚洲大陆处于新的开合旋回中,东亚大陆新生代以拉张为主

中、新生代亚洲大陆总的来说处于一个新的开合巨旋回的拉张构造环境下。其发育过程如下。

(1)中生代是一个经历多期发育而完成的开合旋回。从时间上看大致可以分为T_{1-2}(有的地方开始

于P_2),T_3—J_{1-2},J_3—K_1,K_{2-3}(许多地方可延至E_1)等阶段。每一个阶段都形成一批陆内或陆间裂谷系(后者可具有过渡型地壳并可包括部分新生洋壳),而大部分裂谷系都发育在上述1~2个阶段。这些裂谷的多数在闭合时或闭合后发生较明显的构造形变(特别在其边缘)。研究表明,中生代裂谷方向、性质及成矿与新生代裂谷相比很不相同。

(2)东亚大陆新生代时以拉张为主要趋势,未经历普遍性挤压阶段。总的看来,越向大洋方向,拉张越强。张文佑和笔者把中国南北构造带以东分为块裂带、碎裂带和散裂带[6]。大陆壳在前缘有呈多个扇形向外扩张蠕散仰冲之势。这种认识与板块说有很大的不同。板块说强调大洋板块长期地对亚洲大陆板块推挤和俯冲,而把大量的边缘海盆和成排的大陆裂谷(断陷)看成挤压俯冲派生的次级地幔对流产物。这在形成机理上很难解释。

(3)在中国西南侧印度板块新生代强烈的向北推挤,对中国和亚洲大地构造产生强烈的影响。笔者认为这种楔入事件是其开合旋回中的"外因"。它改变了西藏高原及邻区的扩张趋势而使其处于相当强烈的挤压环境中。但这种楔入效应在面临太平洋地壳相对自由的边界条件下却引起了"挤出"而向外扩散[18],它叠加在东亚拉张的背景上并使其表现得更加强烈。

4.3 地壳-岩石圈的拉张分裂通过若干扩张中心实现,扩张中心具迁移性

断块和开合说强调拉张开裂中基底断裂破碎带的意义,它是应变中的敏感带和薄弱带,因而在拉张中往往首先开裂并形成被其控制的断陷。在大陆上,它们往往成排斜列,随着加深、加宽、加长彼此相连成为断裂系或陆内裂谷系,若干陆内裂谷系的组合构成大陆壳的多轴扩张模式❶。

在不同时期或阶段之间扩张中心有某种跃迁性,这种迁移的方向总体上看是向洋的。以菲律宾海为例,古近纪扩张形成西部的洋壳,向东帕列西维拉海盆和马里亚纳海槽扩张的时代依次为渐新世晚期至早中新世和中新世至上新世[7]。但这种方向性是大致的,也有反方向的跃迁,如在渤海湾盆地之西侧新近纪至第四纪形成了山西裂谷系。

在演化过程中多轴扩张间存在明显的不平衡性,一部分发展较快,从而使拉张应力更加集中于其上,因而加速发育;而相邻的某些裂谷的发育减缓,乃至因处于相对挤压状态而夭亡或"定格",停止发育或发生挤压反转。这种拉张发育集中化的结果可以造成陆上数量不多但规模宏伟的裂谷系,造成具新生洋壳的边缘海盆地,而大量处于发育较低级阶段就停滞的裂谷却多形成断陷-坳陷二元式结构的盆地,它们非常有利于油气的生成、聚集[8]。

上述多种因素的综合就构成了拉张分裂的多样性和多阶段性,进而在空间和时间上多模式的组合,形成复杂的构造面貌。

4.4 泛华夏大陆群分裂时各大型陆块间以边缘海和多岛洋为主要形式

在特提斯地质研究中,中国学者提出泛华夏大陆群的概念[19],认为它是可与冈瓦纳、劳亚两大陆(实际上也是内部有分有合的大陆块体群)相并列的古大陆型地壳区。多数研究者认为,这个群体在开裂时仍有着形式和程度不同的联系,发育史上有某种共性。它们之间可以是分而有联、若分若联或离而不远。从分离的时间看也不像大西洋的发育那样长,多数在1~2个纪,甚至1~2个世就经历了发育的高潮期或完成了一次开合旋回。多数人认为边缘海盆地和多岛洋是其主要形式。前者是陆壳包围中的新生洋壳,后者则是洋壳中的残余陆壳,其出露海面为之岛,在海面之下则为海台(submarine plateau),类似于现在的印度尼西亚到菲律宾海的构造面貌。如早古生代在中朝地块和扬子地块间曾经分裂而出现新生洋壳区,它整体上成西宽东窄之势。以裂开较宽的秦岭中段为例,可能裂开1000 km左右或更大,至少有5排岛屿,其间为具大小不等新生洋壳的弧后和弧间盆地,成为典型的多岛海洋的古构造地貌格局[20]。

黄汲清等提出互换构造域的概念,认为它是两大构造域间的"互换对象"[20]。近年来许多研究者认为这个"互换域"在中生代发育逐渐南移的开合带,其开裂时以边缘海和其中带状的具新生洋壳的裂陷为主体,出现连续而宽阔洋壳区的可能性较小[21]。在大型块体(群)的边缘存在若干小块体,它们之间的以及它们与两侧大型块体之间的开合作用可能十分复杂,既有此分彼合,也有再分再合和若分若合。这

❶ 详细的洋中脊研究也证实其由若干斜裂式的扩张中心构成,它的扩张可以不对称,并存在活动性的迁移.

种情形比上述的互换构造域还要复杂,在不易确定某些块体是否先属此、后属彼,是否其间隔有“洋”的情况下,笔者建议将这类存在多个次级块体的复杂区称之为过渡构造域(在规模较小时可称为区域带)。上面提到的秦岭正存在这种情况。其开裂时曾为海洋上列岛的镇淅地块在早古生代初首先从扬子陆块上裂离并北移,在晚奥陶世与华北(中朝)地块拼合[20]。在天山也有类似情况,多个具岛弧的边缘海盆地和洋中微地块的复杂时空开合组合正是在有关塔里木板块北界认识上产生分歧的原因[16]。

4.5　地壳-岩石圈块体可能经历不同程度的联合、拼合、融合及软、硬碰撞

不少研究者对板块说的洋壳俯冲,特别是它的普遍意义,有所保留。他们不仅从几何学的简单概念去推导洋壳插入深部的地幔而消亡,更多地是强调在“合”的过程中洋壳增厚及其结构的大陆化。洋壳不是简单地消亡,而是参与了陆壳建设的全过程,造山带中越来越多的地壳深部地层、蛇绿岩套、深海(洋)沉积物(它们呈不连续的碎片)的发现有助于说明这一点。

拼合而没有造山的情况,多数研究者归为软碰撞;而将强烈挤压下出现的造山称为硬碰撞。显然,伴随造山应有地壳的明显增厚、酸性岩的大量侵入以及较高深度的变质和相当强烈的构造变形,包括不同块体间的充分穿插和相当距离的推覆。如经过了多次拼合的秦岭真正形成造山带应是印支期,特别是燕山期。这时才出现“硬碰撞”。从整个华北(中朝)块体看,显生宙以来无论是边缘还是“板内”,硬碰撞造成的变形都主要发生在燕山期,看来,在多旋回开合中这类软碰撞的次数和经历的时间都多于硬碰撞的次数和持续的时间。

4.6　地壳-岩石圈块体是多级别、多类型构造单元的镶嵌拼合体

从平面上看地壳-岩石圈可以划分为多级的相对稳定的块体和相对活动的带状体。这就使它具备了以下几方面的性质。①它不是内部均一的刚体,不能简单地传递应力,而是将应力的相当一部分消耗于自身的形变中。板块说认为从洋中脊开裂中产生的向两侧推移的力能够一直传递到所谓的俯冲带上,这种假设并没有被证实,却产生了许多难题。②块体内部多级次地被划分出次一级单元,它们之间的地质演化史和力学性质存在程度不同的差异。对于这样复杂的拼合体来说,即使在相对统一的应力环境中也必然会出现性质、方向和大小均有所不同的应力和相应的形变。

不少研究者强调重力和块体间密度的差异是地壳运动的动力之一。在亚洲大陆与相邻的洋壳间恰恰存在着这样的密度差,大陆明显高于毗邻的洋底也使它具有相对自由的边界。这就导致大陆壳具有向洋扩散仰冲的趋势,大陆岩石圈底部存在向洋扩散的水平力[22]。显然,具有复杂镶嵌结构的大陆地壳-岩石圈本身就有扩张、分裂、拆离的性质,这可以看做是其具有变化的“内因”,而某些“外因”的施加往往加剧了这一趋势。

上面谈到大陆地壳-岩石圈的不均一性,其实,大洋亦如此。大洋地壳-岩石圈也由许多性质、规模不同的地质体构成。大洋的地壳-岩石圈也不能看做简单地在洋中脊扩张推动下漂移的“筏状”刚体。

4.7　在时间上“开合”具多旋回性、多级次性

在板块说中一次完整的陆-洋-陆壳的演化旋回被称为威尔逊旋回。但这只是简单化的概括,实际情况往往是复杂的。这种复杂性至少表现在3方面:①在地质历史上不仅是经历一次这种大的发育旋回,而是经历若干个类似级别(出现相当规模的洋壳)的旋回。各个旋回间在构造演化方式、历程、格局上均有重大差别。②一个完整的大旋回中往往有次级旋回的叠加。次级旋回在高一级旋回中的“位置”构成了它发育的“背景”。在总的看来是“开”的背景中,次级旋回多是“大开小合”;而在“合”的背景上发育时,次级旋回则可能是“小开大合”[12,16]。③这种叠加的各级开合旋回所经历的时间和影响的空间可以是不同的,旋回发育的完整性也可以有或大或小的差别。

4.8　在空间上地壳-岩石圈块体开合具多层性、多样性和非封闭性

地壳-岩石圈块体的划分本身就是多级次和多样的,高级次的单元可划分为形状(条、块)大小不相同的次级单元,而每级单元间都有自己的“开合”,或者说,在类似的拉张或挤压背景下有着不同的表现。就“层次”上讲,全球范围看有泛冈瓦纳、泛劳亚和泛华夏这3个大陆块体群间的开合。以泛华夏大陆群为一个单元,则有各陆块间相应级别的开合(见上述)。进而,在中朝陆块(张文佑称其为华北断块区,强调它由多个断块构成)的内部和边缘间、在其内部各断

块间拉张挤压的表现,相对隆升和沉降的性质及程度也有很大的差别。

开合过程不是简单的原有块体间的分开和联合,它可以是非封闭性的。也就是说,在发育过程中一部分块体可能被"甩出"而没有回到原来的块体群中,也可以接受另一块体群的成分加入新的拼合大陆。此外,还可以从陆洋地壳转化角度来理解这种非封闭性,很可能,一部分陆块(或某陆块的一部分)在开裂时被大洋化,而在闭合时新的陆块镶嵌体中找不到(或不能恢复)它原来的几何位置。如许多研究者认为现在作为亚洲东缘的岛弧和群岛并不是古生代末和中生代时的古亚洲大陆边缘,一部分古陆壳可能成为中生代时的古陆碎块或新生代时的海台而散布于当时的太平洋洋壳区[5]。

4.9 地壳-岩石圈的开合在不同的圈层和构造部位上会有不同的表现

地壳-岩石圈的构造性质在纵向上(沿地球半径方向上)可以有明显的差异性。这种差异在宏观上可以构成其圈层性。它们直接的表现就是地震波速随深度增加而增加背景上所出现的跃变性和相对低速带(层)。圈层间性质的差异,特别是其纵向上的相对软弱带的出现,可能使它在开合运动中成为层间滑动面并使不同层间拆离。这不但使其在开合中相对运动的性质(方向和运移距离)不同,也使其形变特征不同,在"合"时,不同块体间的不同壳层间可以出现穿插和揉合。在近地表的圈层里,由于地表是个可以释放压力的"自由面",最容易发生形变,在造山带往往形成向两侧的稳定块体上逆冲推覆。

地壳-岩石圈中的断裂(活动)带切割的深度不同,一部分垂直断裂可在某一软弱层上形成犁式断裂进而形成水平(层间)断裂。不同圈层上不同级次的层间断裂面和拆离面的存在使各种块体在三维空间上形成"层块"。纵向上分层的多级性和平面上分块的多级性及其多样化的匹配方式使"层块"的划分和块体的镶嵌也具有复杂性和多级性、多样性。

地壳-岩石圈的圈层及拆离现象可导致上下圈层间构造线的高角度相交,如秦岭在地表或岩石圈表层是非常典型的东西向构造带。然而,深部地震带和重力的层析研究表明深部构造呈南北向。也就是说,纵贯中国的南北向构造带(维缅带[5])在深部切过秦岭。有人称这种典型的深浅层构造差异为"立交桥式结构"[23]。

4.10 地壳-岩石圈的开合受控于深部过程

前已述及,开合过程中不仅有地质体在地球坐标上相对位置的变化,更重要的是存在大陆化和大洋化的过程。但在认识的初级阶段过多地着眼于地壳和岩石圈几何学上的变化(位移、拉薄和挤压增厚等),而深入的研究还要注意深部物质不但有三维空间上的移动,更重要的是深部物质组成和性质上的变化。换言之,在开合过程中所出现的洋、陆壳性质的变化,不但有着物质成分的变化(如某些圈层的基性化或酸性化,深浅部物质的互相交换,特别是深部物质的上涌等),也有着物理化学条件的变化,某些影响波速的因素的变化,深部物质变化中的相变说为它提供了不少证据。

回顾中国大地构造研究,在20世纪50年代末到60年代初曾出现过百家争鸣的研究热潮,各构造学派都力图继承和创新相结合,概括中国及邻区所表现出来的构造演化的特殊性。80年代后期,在一分为二地认识板块说的基础上,大地构造理论研究有了相当大的进展。中国处于亚洲大陆主体,从古中亚陆间区到泛华夏大陆群,从西藏高原到边缘海盆地,有着世界上最丰富的地质现象,最复杂的发展演化史。只要我们坚持实事求是、广纳百家所长,大地构造领域的研究将会更加深入,更加欣欣向荣。

参考文献:

[1]张抗.海台及其性质的初步分析[J].海洋地质与第四纪地质,1991,11(1):1~14.

[2]张抗.板块说的缺陷及其中的固定论[A].见:地学与思维[M].北京:地质出版社,1996.163~169.

[3]张文佑.断块构造导论[M].北京:石油工业出版社,1984.385.

[4]张文佑.张文佑文集[C].北京:科学出版社,1992.242.

[5]张抗.新生代东亚地壳演化及其机制的探讨[A].见:断块构造理论及其应用[C].北京:科学出版社,1988.213~220.

[6]张文佑,张抗.中国及相邻海域中、新生代盆地类型及含油气远景[A].见:北京石油地质会议报告论文集[C].北京:石油工业出版社,1987.20~32.

[7]张抗.沉积盆地的演化和结构[A].见:中国地质科学探索[C].北京:北京大学出版社,1989.322~333.

[8]杨巍然,郭铁鹰,陆元良,等.中国构造演化中的"开"与"合"[J].地球科学,1984,(3):39~56.

[9]杨巍然,郭铁鹰.中国区域大地构造演化特征[J].中国区域地质,1988,(1):55~64.

[10]姜春发.从多旋回说到开合构造[J].地球学报,1994,(3~4):103~

112.
[11]杨巍然.东秦岭"开"合"史[J].地球科学,1987,12(5):487~493.
[12]杨巍然.地学"开合律"及其在造山带研究中的意义[J].地质科技情报,1992,11(3):5~9.
[13]徐志刚.华南晚前寒武纪剪式开合构造及其动力学[J].地质学报,1995,69(4):285~293.
[14]朱占祥,廖远安.雅鲁藏布江开合带蛇绿岩地层[J].地层学杂志,1996,20(4):299~303.
[15]姜春发,杨经绥,冯秉贵,等.昆仑开合构造[M].北京:地质出版社,1992.224.
[16]张抗.塔里木——一个经历了多次开合旋回的复杂结构盆地[A].见:塔里木盆地油气勘查文集(纪念沙参二井油气重大突破十周年)[C].乌鲁木齐:新疆人民出版社,香港:文化教育出版社,1994.51~57.
[17]Ching Ying Lan.南朝鲜前寒武纪基底的Nd同位素研究:是否早太古宙地壳的证据[J].海洋地质译丛,1995,(4):60~82.
[18]Tapponnier P,Molnar P.Sllp line-field theory and large scale continental tectonics[J].Nature,1976,264:319~324.
[19]李兴振,许效松,潘桂棠.泛华夏大陆群与特提斯构造域演化[J].岩相古地理,1995,15(4):1~13.
[20]殷鸿福,黄定华.早古生代镇浙地块与秦岭多岛小洋盆的演化[J].地质学报,1995,69(5):193~204.
[21]黄汲清,陈炳蔚.中国及邻区特提斯海的演化[M].北京:地质出版社,1987.78.
[22]周玖,黄修武.华北地壳物质重力水平扩展运动的基本特征[J].地震地质,1985,7(2):13~18.
[23]张国伟,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.

Theory of fault-block and opening-closing tectonics —A new thought in China's tectonic study

ZHANG Kang

(*Petroleum Institute, CNSPC, Beijing* 100083, *China*)

Abstract: In the appraisal of the plate tectonic theory, one should not only fully affirm its creative idea, but also point out its shortcomings. The theory of fault-block tectonics proposed by Zhang Wenyou emphasizes the transformation of continental and oceanic crust in the geologic evolution, i.e., thalattogenesis caused by extension and epeirogenesis by compression. The theory on opening-closing tectonics developed recently inherits the reasonable concepts of plate tectonics, fault-block tectonics and new geosyncline-platform tectonics. The author thinks that the fault-block and opening-closing tectonic theory is a representative trend of thought in China's tectonic study. The paper discusses the basic view of this theory and emphasizes the multi-model and polycyclic processes and nonclosed nature and irreversibility in opening-closing processes.

Key words: plate tectonics; fault-block tectonics; opening-closing tectonics; crust-lithosphere; continental and oceanic crust transformation

新疆开合构造与成矿特征的有关问题

陈哲夫

(新疆地质矿产勘查开发局,新疆 乌鲁木齐 830000)

摘要:根据新疆的构造与成矿特征,提出新疆开合构造与成矿论观点。即在大地构造上是"开合构造运动论",在区域成矿上是"开合构造成矿论"。开合构造与成矿是紧密联系、彼此结合、相互渗透、解释互补的统一整体。在总结新疆矿产特征和成矿规律的基础上,对新疆矿产,特别是金(锑)、铜、镍、铅、锌今后寻找大型矿床的主攻类型和主攻地区进行了科学预测,为地质勘查提供了依据。

关键词:新疆;开合构造;开合成矿;多旋回性

中图分类号:P541;P61　　文献标识码:A　　文章编号:1671-2552(2004)03-0214-08

1　对新疆开合构造与成矿特征的认识

本文的学术指导思想以板块说与槽台说相结合,以突变观点和"阶段论"为依据,应用运动论的多旋回开合构造及区域成矿的理论来研究新疆开合构造与成矿问题。

(1)作者承认活动论原则,但地球表层构造位移的具体规模和方式还须结合实际认真研究[1]。新疆大地构造的基本格局是,稳定的塔里木陆块及其边缘的古生代活动地带(其中也夹有若干古老地块)与稳定的中-新生代内坳陷区相互交织组成了菱形、三角形的条块镶嵌的构造格局。在多旋回的开合运动过程中,各块体间的相对位置都会有距离不等的运移,由于长期保持这种构造格局,总的开合规模也会受到一些限制。因而开裂只形成了有限洋盆或海盆,聚合则形成固化程度不高的大陆。构造位移主要是通过多旋回的地壳扩张与聚合的交替进行的。大陆边缘区发生有限的开合和形成有限洋盆是常见的现象,这实际上就是王鸿祯院士[2]所强调的"叠接过程",但这并不排除在相互隔离的大陆之间存在广大的洋盆。这就是作者把多旋回开合构造冠以"运动论"的基本思路,以便与经典的"固定论"与"活动论"相区别。

基于对地壳的演化是在节律性或周期性发展过程中的突变的认识,对新疆进行了多旋回开合构造与地壳演化阶段的划分,把地壳开合演化的过程,从时间上、空间上和范围上看,从长到短、从大到小、从整体到局部可以分为四大演化阶段、六大开合旋回(表1)。每次开合旋回中又可分为4个阶段3个层次的开合结构,而且这种构造演化模式具有手风琴式开合运动的特点。

开合构造的多旋回性说明新疆陆块(地块)、活动带(褶皱带)的形成和发展不存在单旋回的、统一的和固定的开合演化模式。但对于每次开合旋回的演化过程来说,总体上经历了4个发展阶段,即陆壳开裂、逐渐扩张、聚合上升和褶皱封闭等。上述4个阶段都不是单旋回、简单地向前发展的,而这种开裂与聚合都是多旋回螺旋式分4阶段进行的。也就是说,每次开合旋回的4个阶段都是反复出现2(多)次才最终形成陆块或褶皱带的,这就是"递进"的含义。这种演化过程称为"多旋回阶段开合递进律",这种规律具有普遍性。

(2)首先把新疆划分为一级构造单元称之为"块体"。"块体"地壳结构性质可分为陆壳、洋壳或过渡壳。从稳定程度看,可以是稳定的"陆块"、活动的开合构造带(褶皱带)或过渡的地质单元。"块体"周缘现今被超岩石圈或岩石圈深(大)断裂所围限。在开合构造演化中,不同块体从开始处于分离状态,然后由于挤压运动相互靠拢而发生对接,这种结合带称为"对接离合带";对于原是一个块体,由于内部产生开裂扩张而后又压缩聚合发生对接,这种结合带称为"块内拼接带"。这种先开后合或先合后开再合的接合带均是新疆一、二级构造单元的分界线。块体构造可分为块体边缘构造(简称块缘构造)和块体内部构造(简称块内构造),在某种程度上,构造变形在块内比块缘更为明显和多样化。

(3)多旋回开合构造成矿论的基本思路是将板块成矿论或槽台成矿论结合起来,正是多旋回块体开合构造演化以及由此而产生的多旋回开合成矿序列及其在开裂扩张环境和聚合挤压环境下产生了不同的成矿作用。基于对新疆主要矿产分布与开合构造演化内在成因联系的认识,将新疆划分为8个开合构造成矿带、24个成矿亚带和63个矿带;矿床组合分为块体边界的矿床组合(包括扩张边界与聚合边界)和块体

收稿日期:2003-04-01;修订日期:2003-07-18

作者简介:陈哲夫(1932-),男,教授级高级工程师,从事新疆地质构造与成矿研究。

表1　新疆地壳开合演化特征简表

Table 1　Summary of crustal opening-closing evolution features in Xinjiang

地质时代	地壳开合演化阶段		开合旋回			开合运动状态		新疆构造运动名称	主要开合事件
Q	大开合演化阶段	新陆盆发育阶段	阿尔卑斯旋回	喜马拉雅旋回		现代造山	封闭	火焰山运动	亚洲大陆进入陆内开合时期，早期各大内陆盆地形成并逐步扩大，后期陆内俯冲造山，各大山系隆升。特提斯洋由开裂、扩张到逐步聚合封闭
N						陆内盆地形成	聚合		
E				燕山旋回					
K									
J				印支旋回		前陆盆地发育	扩张	伊宁运动(昆仑运动)	
T									
P_2	大开合演化阶段	古陆合化阶段	海西旋回	晚古生代旋回	昆仑旋回	封闭	开裂	天山运动(库米什运动)	昆仑洋槽由扩张到聚合最终封闭；准噶尔洋槽第2次扩张又聚合，新生陆壳与古陆碎块联合成哈萨克斯坦大陆；第2次联合大陆形成
P_1						聚合			
C_3						扩张			
C_2									
C_1				中古生代旋回	天山旋回	封闭	开裂		
D_3						聚合			
D_2						扩张		博罗科努运动	
D_1									
S_3			加里东旋回	早古生代旋回	准噶尔旋回	封闭	开裂		南天山洋由扩张到聚合最终封闭；准噶尔洋槽第2次扩张到封闭；塔里木陆块继续保持稳定；昆仑洋开裂
S_2						聚合		艾比湖运动	
S_1									
O_3									
O_2									准噶尔早古陆间洋聚合；塔尔巴哈台岛弧、博罗科努岛弧形成；南天山洋开裂；塔里木陆块稳定升降，局部形成裂陷槽(昆仑)
O_1									
ϵ_3						扩张			
ϵ_2									
ϵ_1						封闭	开裂	塔里木运动	
Z									
Qn	原始大陆发展阶段	原始古陆体开合演化阶段	四堡－晋宁旋回(塔里木旋回)			封闭		阿尔金运动	古亚洲早古陆间洋(准噶尔早古陆间洋)形成并发展；阿尔泰、天山为被动大陆边缘；塔里木、昆仑古大陆整体隆升或整体稳定沉降。原始联合大陆形成与裂解
Jx						聚合			
Ch						扩张		兴地运动	
Pt_1^2						开裂			
Pt_1^1		原始古陆形成演化阶段	阜平－吕梁旋回(兴地运动)			原始克拉通		辛格尔运动	塔里木稳定陆块形成，原始昆仑洋槽、原始天山洋槽开裂-扩张
Ar_2									克拉通初步形成，开合机制初步出现，形成裂陷槽-洋盆
Ar_1	古陆核形成阶段		迁西旋回(辛格尔旋回)			古陆核形成和扩大			塔里木古陆核形成与生长时期，初始出现克拉通化

内部的矿床组合；主要开合旋回与主要开合成矿期总体上表现出明显的一致性；以开合构造与建造序列相结合的成矿理论为依据，采用含矿建造与成矿开合构造环境相结合的方法，将新疆矿床划分为9种类型。将新疆多旋回开合构造成矿环境、各种含矿建造类型与矿床类型结合起来，各开合构造成矿带内共划分出与沉积作用、岩浆作用、变质作用有关的三大成矿系列组合、25个成矿系列、66个成矿亚系列；将成矿系列的相似类比观点、地质异常观点及组合控矿观点结合起来，重点对有色、贵金属主攻类型和找矿方向进行了预测。

综上所述，就空间而论，由地壳或岩石圈的构造-成矿分异所形成的地表开合构造-成矿格局和开合构造-成矿单元的相对位置是不断变化和相互转化的；以时间而言，开合构造-成矿格局的演化过程虽然有渐变，但主要特征是突变。根据某些时期急剧的大规模的变革更新又可分成不同的构造-成矿发展阶段。这就是研究和解释新疆地壳块体开合构造-成矿特征和演化的基本观点。

2 新疆开合构造及其演化

要正确认识新疆地质构造和成矿问题，更好地指导地质勘探工作，就必须从地质建造研究入手，查明各建造序列的成因和类型及其在地质历史演化过程中的发展阶段，才能作出比较符合客观规律的解释。根据新疆地壳块体开合演化的特点和控制盆地形成的大地构造背景、地壳沉陷机制、盆地构造特征及沉积体系的演化历史等，首次将新疆从元古宙至中新生代的沉积盆地分为三大类和15种类型。在深入研究不同类型盆地中的建造组合特征及时空分布特点和构造环境的基础上，提出了各建造组合的时空展布服从于地层叠覆律的创新见解。按开合构造发展的4个阶段建立了建造序列（包括沉积岩、蛇绿岩、火山岩、深成岩、变质岩建造），清晰地反映了开合构造的演化历史。

2.1 开合构造类型的划分

根据新疆陆块（地块）与造山带并存以及相对于古陆的构造位置、基底性质发展阶段和构造环境的不同，认为新疆在古生代的整个地质历史时期都处于古亚洲洋的中心和古塔里木大陆及其边缘。亚洲洋是典型的古生代陆间洋盆。因此，古亚洲洋的形成、演化和封闭在不同的构造部分形成的地壳结构类型、建造组合和演化历史亦不相同，可分为以下5种开合构造类型。

（1）陆块构造系（陆块型），以塔里木陆块为代表，它是经太古宙古陆核形成与生长、元古宙大陆增生、经开合演化形成的原始大陆，并继续发育了稳定型古生代地层。

（2）陆间开合构造系（准噶尔构造型），是在古亚洲洋的洋壳基底之上，经过洋内剪切、重叠加厚而转化形成的新陆壳构造系，故而地壳成熟程度较低，以广泛分布不同时代蛇绿岩套、岛弧型钙碱性火山岩系、幔源型或同熔型（I型）花岗岩为特点。没有大面积前寒武纪基底出露，只发育埋深变质作用形成的葡萄石-绿纤石相浅变质岩而无中、深变质岩，不发育区域动力热流变质作用，重熔型（S型）花岗岩极少且不典型，幔源型矿产铬、镍、铜、金较丰富，缺少稀土、稀有、云母、宝石等矿产。以准噶尔陆间开合构造系为典型代表，因此，可称为准噶尔型构造。

（3）陆缘开合构造系（阿尔泰构造型），是古亚洲洋南北两侧古大陆边缘构造系，它们的特点是，以破碎的古老陆壳为基底，以出露一定面积前寒武纪变质岩系、较少发育蛇绿岩、广泛发育重熔型（改造型、S型）花岗岩为特征。边缘裂谷盆地中与双峰式火山岩有关的铜、多金属矿产极为丰富，隆起带上可见壳源的矿产如稀土、稀有、云母、宝石等。天山和阿尔泰2个陆缘开合构造系是这种类型的代表，尤以阿尔泰陆缘开合构造系最为典型。因而可称之为阿尔泰型构造。

（4）陆内裂谷开合构造（北山型构造），斜插于古大陆内部，在前震旦纪古陆壳基底之上发育的裂谷，经过加里东，特别是在海西构造旋回中，经多次开裂与聚合的手风琴式运动而成。虽然与陆缘开合构造系有类似的建造组合特点，但扩张时间较短，延伸方向和发育时间不同，自成体系。以北山裂谷系为典型代表，可称之为北山型构造。

（5）内陆盆山构造，是大陆内部的壳内扩张造盆作用与陆内俯冲造山作用的结合，形成大型内陆盆地和边缘山脉体系。盆地表现为上地壳挤压、下地壳扩张向四周俯冲，山区表现为下地壳挤压、上地壳扩张形成扇形结构。

以上5类构造的开合深度不同。陆间和陆缘开合构造系表现为岩石圈的开合；陆内裂谷表现为壳下开合；陆块构造系统、陆内盆山表现为壳内开合。

2.2 构造单元的划分

以开合构造观点对新疆构造单元进行了系统划分，并对各构造系提出了一些新认识。

（1）阿尔泰陆缘开合构造系的研究表明，该构造系由早古生代被动大陆边缘转化为晚古生代活动大陆边缘。根据建造和构造分析确定，早古生代（中奥陶世以前）大陆边缘可能为南北向，晚古生代转化为北西西向，具科迪勒拉型大陆边缘的演化模式。

（2）准噶尔陆间开合构造系的研究表明，准噶尔盆地基底以古洋壳为主，古陆壳只作为碎块夹于其中，整个古生代包括加里东和海西2个开合旋回，早古生代具大洋性质，晚古生代为有限洋盆或残留洋盆性质。可见，准噶尔构造系具有与东南亚相似的弧沟盆系演化模式。

（3）天山陆缘开合构造系[3]，一度是塔里木陆块北缘的组成部分。自太古宙至古元古代的早期天山与塔里木为统一的整体。从古元古代末开始分离，南天山为元古宙洋，自中元古代末天山与塔里木又合为一体。早古生代早期，天山与塔里木均为相似的稳定型盖层沉积。自中奥陶世开始天山由稳定型沉积转化为次稳定－非稳定型沉积，其间并无明显不整合存在，是由地壳拉伸减薄下沉逐渐形成的裂陷槽，到晚志留世扩张成为南天山洋，其南缘是被动边缘，早泥盆世南天山洋聚合，天山与塔里木又一次拼合，但塔里木陆壳向北的下插作用一直持续到晚石炭世末。可见天山、塔里木自古元古代晚期至古生代曾两度分离、两次拼合。

（4）塔里木陆块的研究显示，塔里木陆核形成于古太古代，新太古代至古元古代早期为原始陆壳增生时期，其间并无地壳水平开裂运动，古太古代的地壳变形特点为穹盆构造。

依据地球物理及地层建造的差异性，提出塔里木在太古宙为东西分块、元古宙为南北分带的新认识。

（5）西昆仑开合构造系的研究发现，西昆仑可能存在早古生代洋，西昆仑是古生代至印支时期多次叠加的岩浆弧带。

（6）东昆仑开合构造系的研究表明，它在太古宙至古元古代时期具有与塔里木陆块相似的古老基底，在古元古代以前可能是塔里木陆块的一部分，在古生代时分别发展成为陆缘弧及裂谷带。

（7）论证了喀喇昆仑陆缘开合构造系是印支时期的海沟消减带，三叠纪复理石建造是阿克赛钦-北羌塘陆块的被动陆缘至海沟的沉积物和填加楔。提出新疆地壳是由五大块体对接拼合而成的新认识。

2.3 地壳演化的阶段和旋回

总结了新疆地壳演化的四大阶段、六大开合旋回（表1）。

(1)古陆核形成阶段(古太古代):最新资料表明塔里木陆块在古太古代时期已形成有一定规模的古陆核。新太古代时期出现初始克拉通。

(2)原始大陆形成与初始开合演化阶段(新太古代—古元古代早期):古元古代已形成统一的原始大陆;古元古代晚期开始原始大陆裂解,进入陆壳初始开合演化阶段。震旦纪时统一的泛塔里木古大陆形成,完成了元古宙开合旋回的演化。由于主要发生在塔里木及其周围,因而可称为塔里木旋回。

(3)古大陆开合演化阶段(震旦纪—古生代):新疆古生代地壳演化历史,可以划分出3个开合旋回——早古生代(准噶尔)开合旋回,以准噶尔地区为扩张中心,经历了震旦纪—早寒武世的开裂期、中寒武世—中奥陶世的扩张期、晚奥陶世—晚志留世的聚合期。中古生代(天山)开合旋回,以南天山洋的发育演化为特征,经历了中—晚志留世的开裂期、晚志留世—早中泥盆世的扩张期、晚泥盆世—早石炭世的聚合封闭期。与此同时,准噶尔新生陆壳又一次开裂进入第2开合旋回,只是开裂时稍微滞后至早泥盆世,聚合封闭时间大致与南天山同步。晚古生代(昆仑)开合旋回,以西昆仑海槽的发育演化为特征,大致经历了早石炭世的开裂—扩张期、中晚石炭世的聚合期。与此同时,北天山地区也发生开合过程,经历了准噶尔—北天山地区的第3次开合旋回,早石炭世开裂,中石炭世扩张,晚石炭世聚合,早二叠世封闭。

上述古生代3个开合旋回共同完成了古亚洲洋的开合巨旋回。由震旦纪联合古陆的解体,到晚二叠世新联合古陆的形成,古亚洲洋演化中心在3次开合旋回中依次由北向南递进,而洋盆规模越来越小,开合演化时间越来越短,陆壳的成熟度越来越高(图1)。

(4)新大陆开合演化与内陆盆地演化阶段(中—新生代):三叠纪开始新联合古陆解体,冈瓦纳古陆与劳亚古陆再度分离,进入特提斯洋的演化阶段。可称特提斯开合旋回。演化主体已逐步向南迁移至青藏高原的南部。

自晚二叠世开始,新疆大部分地区进入陆内盆山演化阶段。大量的资料表明,现代山脉的隆起和盆山边缘大规模陆内俯冲或推覆构造发育的主要时期是在新近纪以后,特别是早更新世以后,新疆三大山系的隆升与青藏高原的整体隆升是同步进行的。

2.4　对新疆地壳开合演化规律的几点认识

(1)新疆地壳经历了上述四大阶段演化。每一次大陆的裂解增生至新联合大陆的聚合都使陆壳向着更趋成熟的方向演化。这是开合构造演化的“定向性”和“不可逆性”。

(2)古亚洲洋经历了早古、中古、晚古3个开合旋回,开合运动中心由准噶尔至南天山和西昆仑山,依次由北向南推进。而且早期旋回的聚合封闭与新旋回的地壳开裂往往同时进行,即表现为此开彼合、依次推进。这是开合演化的“递进迁移、开合互补性”。

(3)虽然开合中心有向南迁移的趋势,但早期闭合的不成熟的新生陆壳仍然是最易开裂地区,因而准噶尔—北天山地区相继发生了3次开合演化,只是一次比一次规模更小,开合时间也越来越短。因此可以看到多时代的蛇绿岩在同一带上叠加。如洪古勒楞—阿尔曼太、南天山等都可能是多时代叠加的蛇绿岩,这一特点表现地壳开合演化的“继承性”。

(4)准噶尔—北天山地区古生代发生3次开合旋回,但每一次开合旋回末期都没有发生大规模碰撞造山运动,相反旋回末期常表现为较长时期的残余海盆,并在此基础上扩张开始新的旋回。形成这一特点的原因主要是由于准噶尔—北天山处于古亚洲的中心,是在洋壳基础上经过渡壳的拼合碰撞形成新生陆壳,有人称之为“软碰撞”,表现出开合构造的“不成熟性”。

(5)“开合构造”一般是指地壳和岩石圈的开合,反映了陆壳与洋壳的相互转化过程,由陆内裂谷型、陆缘开合型至陆间开合型,开合的深度和幅度增大。而陆内盆山演化是一类特殊的开合类型,表现在地壳范围内的开合。由于地壳块体的层圈结构表现为上、下地壳的差异运动,或称为拆离构造、薄皮构造等。盆地内部表现为下地壳的扩张向周边山体之下俯冲(A型俯冲),上地壳压缩表现为周边山体向盆地方向推覆;相反的山区表现为上地壳的扩张呈扇型推向两侧盆地。下地壳压缩导致山体的急剧隆升。这可称之为开合构造的“多层性”。

(6)新疆大地构造格局呈“立交桥”式,即在空间上深部构造与浅部构造交叉,时间上新老构造交叉,塔里木陆块深部为东西分块,浅部为南北分带。

(7) 新疆地壳和岩石圈开合构造动力学机制是传送带式、手风琴式及雪橇式并存,但“此开彼合”和“开合”不规则交替的手风琴式是开合运动的主要形式。

(8)根据新疆开合构造中的建造序列(沉积岩、蛇绿岩、火山岩、深成岩、变质岩等建造)及时空展布关系,提出建造序列地层(地质体)叠覆律的模式。

2.5　新疆地壳块体结构与构造网络的主要特征

(1)分区性和分块性

从全球构造来看,新疆可分为两大构造域,即以康希瓦—木孜塔格断裂为界,北部为古亚洲构造域,南部为特提斯—喜马拉雅构造域。

古亚洲构造域,地壳开裂是在统一的新疆克拉通基底上的开裂,经历了多旋回手风琴式开合运动。早期都经历了裂谷阶段,由裂谷发展成洋盆。在洋盆中常有从大陆边缘游离出来的大小不等的残留地块,特别是在哈萨克斯坦境内有不少互不相联的地块存在。在天山开合构造系中,游离出来的残留地块更多,如赛里木、巴仑台、特克斯、南木咱尔特、乌恰西北等地。可见,古亚洲构造域中各时期洋盆规模及其俯冲消减作用均是有限的。聚合方式以剪切重叠为主,聚合后亦无碰撞造山作用,而是经过残余海盆阶段转化成为陆壳。

特提斯—喜马拉雅构造域与古亚洲构造域不同,是以单向传送带式由南向北俯冲消减为主,以块体聚合拼贴而告终。在三叠纪末,特提斯洋由于在侏罗纪、白垩纪等不同时期由冈瓦纳大陆边缘分离出来的块体不断地沿古亚洲大陆南缘拼贴而逐渐南移,最终在中新世时以印度次大陆与亚洲大

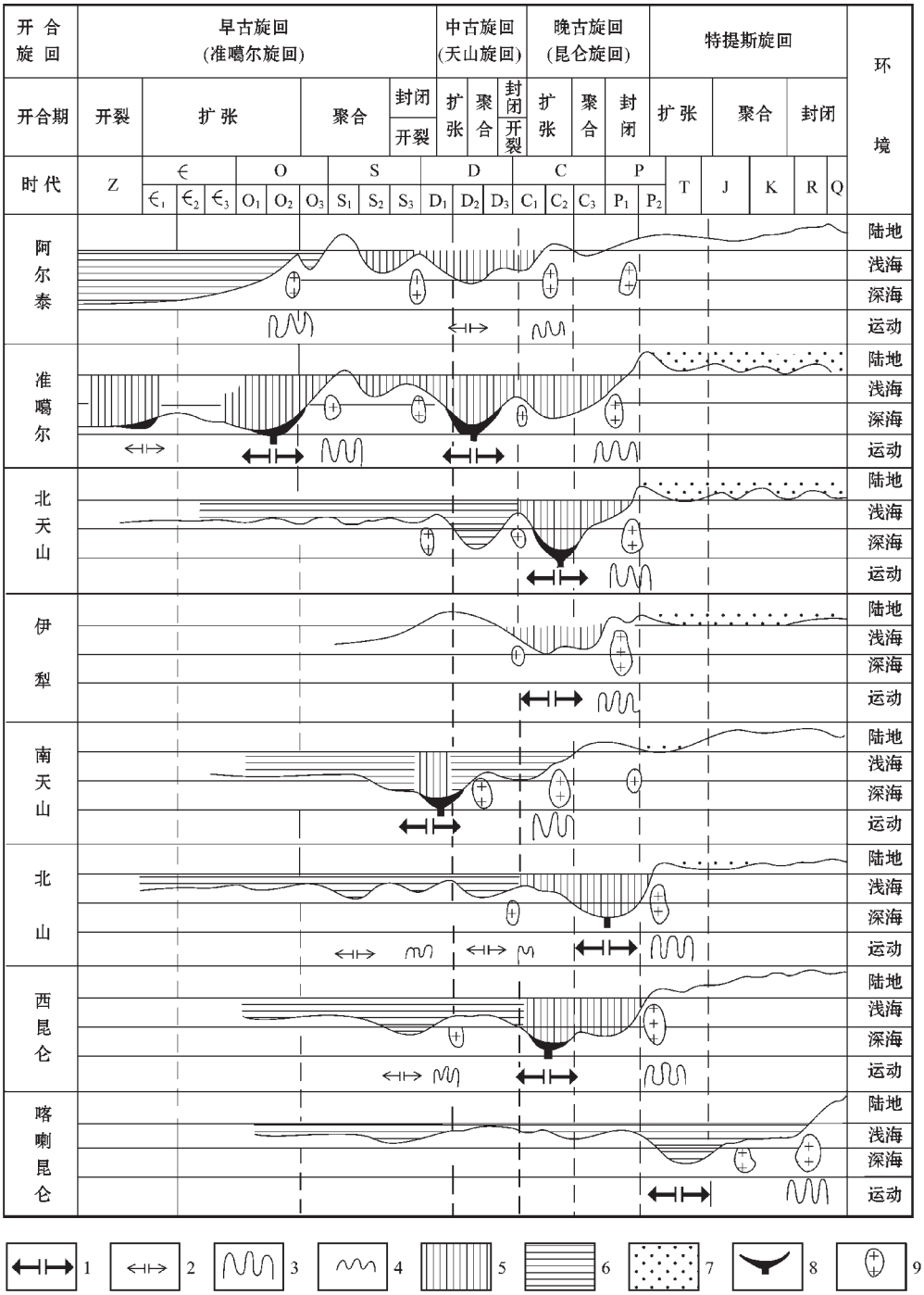


图1 新疆地壳开合时空演化简图

Fig. 1 Temporal-spatial evolution of crustal opening-closing in Xinjiang

1—主开期;2—次开期;3—主合期;4—次合期;5—优地槽建造;6—冒地槽建造;7—陆相沉积建造;8—蛇绿岩;9—花岗岩

陆聚合碰撞而结束。

(2)条块相间,条中有块,块中有条

以塔里木陆块为“块”和陆块周边的天山、昆仑山等构造系为“条”,形成典型的条块相间。由于古亚洲构造域是新疆大陆构造之主体,它是在统一克拉通基底上裂解而发展起来的开合带,故在开合构造系中常夹有从大陆边缘游离出来的互不相连的残留地块,构成了条中有块,就是说新疆的陆块都有不稳定性。准噶尔盆地是早古生代洋盆闭合后形成的新陆块,但它在晚石炭世及早二叠世具有较强的活动性,产生了不同方向的裂谷,基性-酸性火山喷发作用普遍而强烈。塔里木盆地是新

元古代时期的克拉通盆地,反映出“块中有条”。

(3)层次性

层次性包括2方面的内容。一是深部构造与浅部构造的差异;二是形成时间较早的构造带与较晚的构造带重叠交叉。

新疆区域重力和航磁资料反映的构造带层次非常清楚,深部构造带与浅部构造带的不一致普遍存在。如西准噶尔山由重力所反映的深部构造走向为北西向,由航磁反映的浅部构造与地表构造的走向为北东向,二者近于直交;塔里木盆地的深部东西分块和浅部构造南北分区说明不同时期所形成的构造相互交叉,层次分明,为典型的“立交桥式”的结构网络。

再由地表所展布的构造格局来看层次性更为突出。如天山开合构造系有3组不同方向,即东西向开合带、北西向开合带及北东向开合带,它们之间互相交织切割,形同“立体贯穿”。总的趋势是:东西向构造带被北西向构造带贯通,同时又被北东向构造切割。东西向构造的形成有3个时期,分别是塔里木、准噶尔及天山等三大旋回的产物。最老的东西向构造带形成于新元古代,以星星峡–库鲁克塔格为代表;早古生代形成的东西向构造带以哈尔克山构造带为代表,但由于受北西向构造的改造而发生向南东拐折;晚古生代东西向构造在天山分布广泛,如吐哈盆地南北两侧的东西向构造。

北东向构造以北山裂谷带及阿尔金山构造带为代表,在新疆东部显得十分突出,它贯穿了所有其他方向的构造线。

塔里木盆地呈菱形块体状,与天山及昆仑山发育的东西、北西及北东向3组构造线的切割和推覆有关。这3组构造在空间上层次分明,彼此切割,构成“立交桥”式结构网络。

新疆开合构造还有7种特性,即多旋回性和多阶段性、不平衡性、迁移性、互补性、转化性、继承性和新生性、叠加改造性和有限性等,这些特性也原则上适用于成矿特性。

3 新疆开合成矿基本特征

本文的区域成矿学术指导思想是多旋回开合成矿论。多旋回开合构造与成矿作用关系的基本观点是:将板块成矿论与槽台成矿论有机地结合起来,也就是将多旋回开合构造理论和由此而产生的多旋回开合成矿序列及其成矿作用理论紧密结合起来,研究新疆区域成矿问题。

3.1 矿床分类与成矿系列

采用以含矿建造与开合构造环境相结合的新观点,将新疆矿床分为9类,并按沉积成岩作用、岩浆作用、变质作用等三大成矿作用划分为三大成矿系列组合,根据地壳开合构造演化规律及由此而形成的与各种沉积环境、岩浆演化和变质作用过程等有关的成矿作用所形成的、有密切内在联系的矿产组合而划分为25个成矿系列和66个成矿亚系列。

(1)成矿系列具多期性、多旋回性及继承性特点。

(2)在扩张环境下,由于扩张程度不同形成了不同的成矿系列。例如,强扩张环境下以形成与蛇绿岩套有关的铬、金成矿系列为代表;扩张相对减弱(大陆边缘裂谷)时,以出现与细碧角斑岩建造有关的铁、铜、铜锌多金属成矿系列为代表;扩张进一步减弱(陆内扩张)时出现与镁铁–超镁铁杂岩有关的铜、镍成矿系列;与幔源重熔分异花岗岩有关的以金、锡、钨成矿系列为代表。

(3)在聚合–造山的挤压环境中,多形成与壳幔混浆有关的各种成矿系列,如与壳幔同熔型花岗岩有关的金、铜、钼、铅、锌、锡多金属成矿系列,与海相玄武岩–安山岩–流纹岩建造有关的铁、铜、钼、铅、锌、金成矿系列及与壳源岩浆有关的混合岩化交代分凝伟晶岩型白云母、宝石、稀有金属成矿系列。

(4)与残留海盆或边缘海盆相、海陆过渡相及陆相碎屑岩(或碳酸盐岩)建造有关的铁、锰、煤、石油成矿系列,与海相碳酸盐岩(碎屑岩)、蒸发岩建造有关的石膏、白云岩、菱镁矿成矿系列,与海相陆源碎屑近岸硅质岩、碳酸盐岩建造有关的铁、锰、铅、锌、金、锑、磷成矿系列等。

(5)陆内山链及盆地发展阶段(挤压作用占主要地位),形成与陆壳重熔型花岗岩有关的钨、钼、锡、稀有金属成矿系列,与酸性火山岩、钠质流纹岩有关的珍珠岩、沸石、铀、钍成矿系列,在韧性剪切带中有金(铜)成矿系列,盆地内出现与陆相碎屑岩、蒸发岩组合有关的石膏–石盐、芒硝、含铜砂岩、膨润土成矿系列及石油、煤成矿系列等。

(6)表生风化带以出现高岭土、明矾石、蛭石、金云母、钠硝石、铝土矿成矿系列及山麓和近代河流、河漫滩阶地的冰碛、洪积、冲积物中的铂、金、铍、宝石、玉石成矿系列等为代表。

3.2 成矿阶段与成矿模式

根据矿产的时空分布规律和成矿作用的多期多旋回性,以及不同开合构造发展历史的不同成矿特征,概括为前震旦纪成矿阶段、早古生代成矿阶段、晚古生代成矿阶段、中–新生代成矿阶段等四大成矿阶段。特别是古生代的两大成矿阶段明显反映出成矿作用的多期性及旋回性。都有从早期扩张体制下形成的裂谷(裂陷槽)发展为洋盆型地壳,继而转化为挤压体制下的汇聚型过渡壳,直到新生陆壳形成的过程,从而出现了各个不同发展时期的不同矿产组合。总体上具有从亲铁元素→亲铜元素→亲石元素的变化规律,这一规律也反映在由洋壳→过渡壳→陆壳的发展演化过程中。

(1)前震旦纪成矿阶段是古陆核及克拉通形成和发展时期,是形成绿岩型金矿,层控或沉积变质型金、银、多金属矿、铁矿,与镁铁–超镁铁岩有关的硫化物铜镍矿床的重要成矿期。

(2)早古生代成矿阶段是早古生代洋盆发生、发展和消亡的阶段。在早期扩张环境下的裂谷发展时期,代表性矿产是与基性–超基性杂岩有关的岩浆型铜、镍矿床;裂谷进一步扩张发展为洋盆,代表性矿产是与蛇绿岩有关的铬铁矿、金矿等及与初始岩浆活动有关的黄铁矿型铜矿、石棉矿等;洋盆开始消减,并逐渐由扩张体制转化为挤压体制,大量钙碱性岩浆活动形成了与其有关的类型较多的各种矿产。岩浆活动的晚期阶段出现与偏碱性、碱性花岗岩类有关的钨、锡矿,标志新生陆壳已基本形成,并在此基础上发育有上叠磨拉石盆地或火山–沉积盆地,前者以砂岩型铜矿为代表,后者以火山岩型铅、锌矿及铜–沸石(邻区哈萨克斯坦及蒙古)建造为代表。边缘海盆则以沉积型磷、铀、钒为主。该成矿阶段一般多以中–小型矿床为主,仅在古陆基底的边缘坳陷带内可形成大–超大型层控铅锌矿床。

(3)晚古生代成矿阶段,在早古生代洋盆关闭或其残余海盆基础上的再次扩张,形成有限洋盆及各类矿产。其成矿特征与早古生代成矿阶段基本相同,但更具有明显的多期性及旋回性。此阶段是洋盆最后封闭阶段(特提斯洋除外),其成矿作用的强度已大大超过前者,出现了不少大型—超大型矿床,是新疆最重要的成矿期。泥盆纪初期的扩张环境(大陆边缘裂谷),形成了与细碧角斑岩有关的黄铁矿型铜-锌、铅-锌多金属矿及铁矿,并可能形成大型—超大型矿床。地壳进一步扩张,有的出现了有限洋盆而形成了与蛇绿岩套有关的铬、金矿。泥盆纪末新疆北部洋盆已基本关闭。石炭纪多属残留海盆发展阶段,末期为碰撞造山期,具有强烈的岩浆活动,不少大中型矿床甚至超大型矿床形成于此时期,如与早石炭世陆相火山活动有关的浅成-低温热液型金矿(阿希),与早石炭世陆源碎屑岩和中基性火山熔岩有关的斑岩型铜矿(土屋-延东),与含炭质陆源碎屑岩有关的穆尤套型金矿(萨瓦亚尔吨),与海相火山沉积型有关的铜锌矿(阿合勒)、铁铜矿、铁锰矿、热液型铜钼矿、多金属矿等主要类型。在陆缘裂谷内可形成块状硫化物铜矿(西昆仑乌依塔格)。早二叠世,在基本固结的新陆壳基底上,出现了又一次扩张,是陆内裂谷的发展期,形成了与热底辟侵位的镁铁-超镁铁岩有关的大—中型岩浆铜、镍矿床(黄山、喀拉通克)及钒钛磁铁矿(屋亚),与造山期后偏碱性花岗岩、碱性岩有关的金、锡、钨、稀有金属、稀土元素等矿床和浅成-低温热液型铜(银)矿等。

(4)晚二叠世及其以后,新疆北部为陆内山链及盆地形成与发展阶段,是新疆能源(煤、石油、天然气矿产)及膨润土、蛭石、砂岩型铜矿、盐类等以壳源物质为主的外生矿床的主要成矿期。

3.3 褶皱、断裂与成矿

上述四大成矿阶段,特别是晚古生代成矿阶段,形成了各种类型的褶皱、断裂,它们均与成矿关系密切,尤以断裂更为明显。新疆地壳构造变形十分复杂,特别是一些断裂构造往往成为岩浆活动的通道,控制着内生矿床的形成与分布。区域性大断裂往往是成矿区带及亚带的分界线。局部断裂、次级断裂和褶皱控制着不少矿床的形成与分布。

3.4 新疆主要成矿单元划分的依据及结果

区域成矿的划分,一般都与大地构造演化、区域岩浆活动、沉积建造和变质作用分不开。成矿带划分的基本原则以新疆开合构造单元划分为基础,以构造-岩浆-岩相为主要依

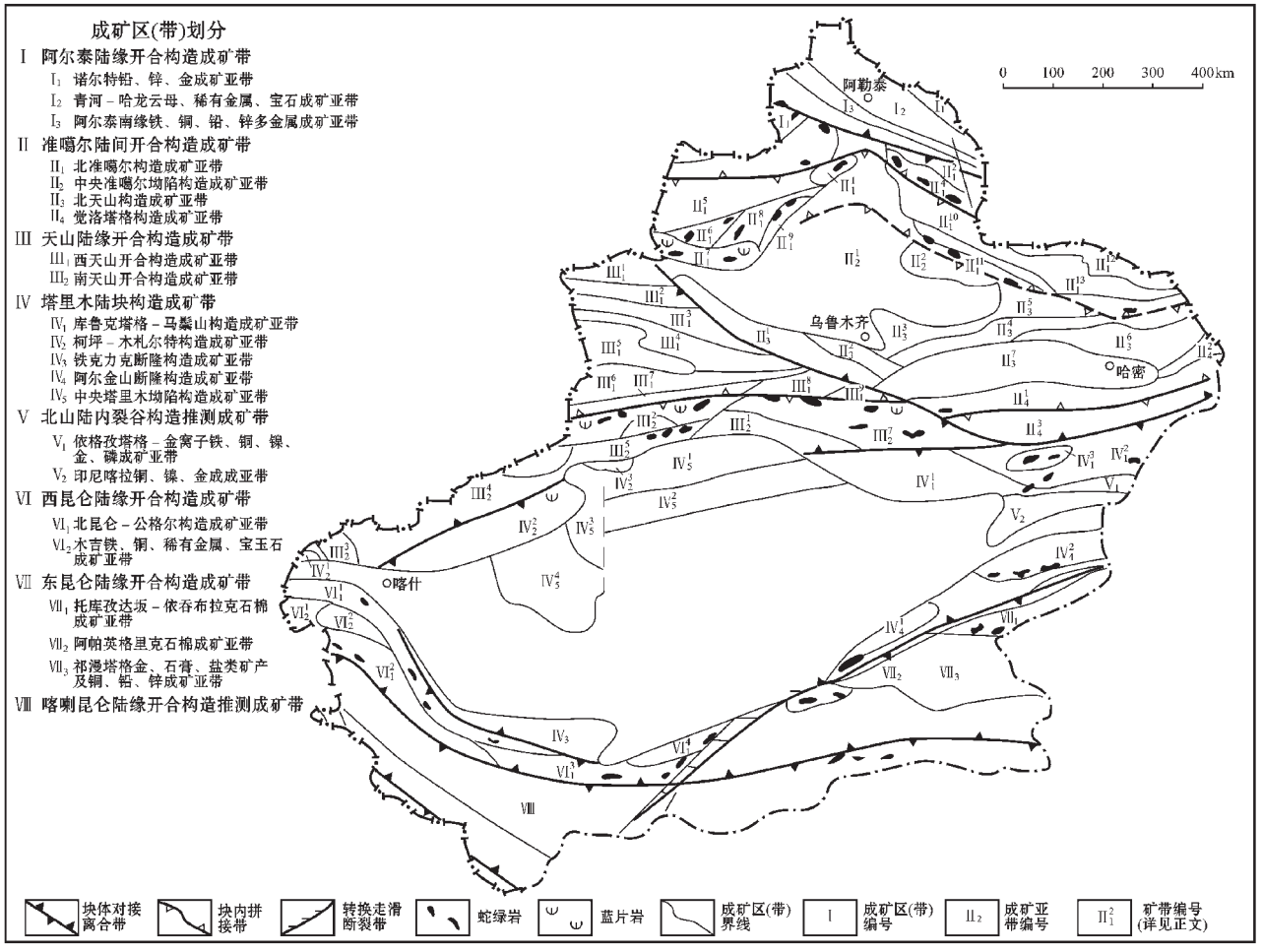


图2 新疆成矿区带图

Fig. 2 Map of metallogenic provinces and belts in Xinjiang

据。区域开合构造发展历史、开合构造成矿特征、基底性质及地球物理化学场差异是划分一级成矿区带的依据。根据具体的构造环境、岩浆活动、岩相建造、变质作用及矿产组合,又进一步划分为二、三级成矿亚带及矿带。将新疆划分为以下8个一级成矿带:阿尔泰陆缘开合构造成矿带(Ⅰ);准噶尔陆间开合构造成矿带(Ⅱ);天山陆缘开合构造成矿带(Ⅲ);塔里木陆块构造成矿带(Ⅳ);北山陆内裂谷开合构造成矿带(Ⅴ);西昆仑陆缘开合构造成矿带(Ⅵ);东昆仑陆缘开合构造成矿带(Ⅶ);喀喇昆仑陆缘开合构造成矿带(Ⅷ)。在以上一级成矿带中划分出了若干二级成矿亚带和三级矿带(图2)。

3.5　部分矿产的主攻类型和主攻地区

据已知矿床规模、密集程度及成矿地质背景条件、物化探异常,将全疆划分为10个矿床密集区、38个矿化密集区、20个重要异常区。代表了3个不同层次的成矿远景区,指出了部分矿产的主攻地区,为新疆进一步找矿工作提供了科学依据。下面特别强调金矿和部分有色金属矿产的主攻类型和主攻地区。

(1)金(锑)矿:主攻类型应为穆龙套型黑色岩系金矿,早石炭世与火山机构有关的浅成-低温热液型(阿希型)金矿以及热液型、夕卡岩型、构造蚀变岩型和韧性剪切带型金矿。主攻地区为南天山、西天山、康古尔塔格与准噶尔北缘等。在评价深度上,要从过去多注意500 m左右的中浅部,逐步向有依据的中深部延伸。太古宙绿岩型(包括赫姆洛型)金矿是重要的类型,新疆尚未发现。应在库鲁克塔格-星星峡、昆仑-阿尔金等前震旦纪地层中寻找该类型金(锑)矿。

(2)铜、镍矿:主攻类型为与基性-超基性杂岩有关的岩浆型硫化物铜、镍矿床。主攻地区应为陆内扩张环境下的陆内裂谷、大断裂旁侧。陆缘裂谷有2个重要成矿时代,一为元古宙的克拉通型,如库鲁克塔格的兴地大断裂带;二为古生代特别是晚古生代新陆壳扩张地带的喀拉通克型与黄山型,如额尔齐斯南缘、哈密黄山-镜儿泉、那拉提箐布拉克及北山陆内裂谷带等地应为主要找矿靶区。

(3)铜、铅、锌矿:主攻类型应为海相火山沉积型(阿舍勒型)和斑岩型(土屋-延东型)铜矿,海相沉积热液叠加型(盖孜特格里曼苏型)与砂岩型(滴水型)铜矿以及西昆仑的昆盖山寻找杰兹卡兹甘式与乌多堪式大型铜矿床和火山岩型块状含铜黄铁矿与热液沉积铜铁矿床。铅、锌矿主要是海相火山沉积型(麦兹型)、层状沉积型(捷克利型)铅、锌矿。主攻地区为阿尔泰活动陆缘克兰裂谷带铜、锌矿床,铁木尔特-麦兹火山盆地铅、锌矿床,东天山土屋-延东铜矿床及赛里木微地块西南捷克利型铅锌矿。

总之,我们应把创新精神与实事求是态度结合起来,不断总结和探索,逐步掌握自然规律,对新疆大地构造与区域成矿做出科学合理的解释[4]。提出的理论观点,在大地构造上是"开合构造运动论",在区域成矿上是"开合构造成矿论",二者是紧密联系、彼此结合、相互渗透、解释互补的统一整体,其基本出发点就是地壳和岩石圈在多旋回开合运动中形成了不同性质和类型的开合构造及相应的成矿作用、类型和系列。当然,这些观点还需要通过进一步实践的检验。经过实践、认识、再实践、再认识这样反复循环的过程,不断深化认识,汲取其他学术观点之长,逐渐补充完善,使板块说与槽台说在开合构造与成矿的领域中得到更为广泛的应用。相信通过地学与勘查等多学科、多方法的结合以及地质工作者的共同努力,一定会逐步建立起有中国特色和符合新疆实际的大地开合构造和区域成矿理论。

参考文献:

[1]陈哲夫,等.新疆开合构造与成矿[M].乌鲁木齐:新疆科技卫生出版社,1997.1~17,111~193;199~360.

[2]陆哲夫,等.中亚大型金属矿床特征与成矿环境[M].乌鲁木齐:新疆科技卫生出版社,1999.

[3]陆哲夫.序[A].见:王作勋等.天山多旋回构造演化及成矿[M].北京:科学出版社,1990.

[4]陈哲夫.开合构造的地学辩证思维[M].乌鲁木齐:新疆人民出版社,1993.

Problems relating to opening-closing tectonics and metallogenesis in Xinjiang

CHEN Zhefu

(*Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development*, *Urümqi* 830000, *Xinjiang*, *China*)

Abstract: According to the tectonic and metallogenic features, a theory on the opening-closing tectonics and metallogenesis in Xinjiang is advanced, i.e. tectonically it is "opening-closing tectonic kinematics" and metallogenically it is "opening-closing tectonic metallogeny". Opening-closing tectonics and metallogenesis are an intimately interrelated, integrated and interpenetrative unifying entity; they complement each other in interpretation. On the basis of a summary of the characteristics of mineral resources and metallogeny in Xinjiang, the author makes a scientific prediction of main target types of large mineral deposits, especially deposits of gold, antimony, copper, nickel, lead and zinc, in Xinjiang, and main target areas.

Key words: Xinjiang; opening-closing tectonics; opening-closing metallogenesis; polycycle

开合构造与岩浆活动

邱家骧

(中国地质大学,　湖北 武汉 430074)

摘要:研究了开合构造与岩浆活动的关系。对与开合构造有关的火成岩的分类、命名、系列、组合、类型、成因进行了分析;对构造-岩浆活动的旋回进行了讨论,应用岩石地球化学图解法阐述了构造环境的演化,估算了开合作用的速度与距离;简介了中国一些地区开合构造-岩浆演化的实例。

关键词:开合构造;岩浆活动;系列、组合、类型、成因、旋回;图解法;速度与距离
中图分类号:P541;P588.1　　文献标识码:A　　文章编号:1671-2552(2004)03-0222-10

开合构造说[1~3]是综合槽台、多旋回、板块说等多家理论与方法,以开(张)、合(压)二力为主要机理研究地球动力学的学科之一。"开"指地壳与岩石圈的拉伸、沉陷、减薄、裂开及洋壳增生等作用;"合"指地壳与岩石圈的缩短、隆起、增厚、拼合及洋壳消减等作用。开合作用与岩浆活动关系密切。

研究火成岩与岩浆活动的火成岩石学,由于测试技术的跃进,实验模拟的完善,多种学科的交叉,研究领域的扩大,得以飞速发展[4]。火成岩石学在地球演化、壳幔组成、资源矿产、环境灾害等研究中,作用重大,尤其在构造开合的类型、范围、演化、阶段、速度、距离、作用等方面,不仅可提供大量定性定量数据,还可为研究幔壳过程、洋陆演化、岩浆活动、开合机制等内容提供主要的深部信息。

1　火成岩的分类、命名、碱度、系列、组合

火成岩,尤其是火山岩,常遭受内外地质作用,易于蚀变、风化,其矿物成分、化学成分和稀土、微量元素以及同位素等常发生不同程度的变化,从而被测定的物质组成与化验结果常有不少的误差,导致火成岩的系列、名称、年龄、来源、演化与构造环境、物化条件等结论常错误不少,争议很大。要提高测试、鉴定的质量,首先应注意:①尽量采集新鲜、有代表性,而无风化、蚀变、杏仁体、交代脉、外来包体的岩石样品。②室内对样品应先切薄片,作显微镜下观察,进一步去除有显微交代、充填、风化、捕虏晶的样品,精选之后再进行化验、测试。③被精选之后的同一样品,最好同时进行化学成分、微量元素、稀土元素、同位素、探针等分析,以利相互补充、验证。④研究人员最好亲自进行野外采样与室内精选、鉴定、测试。若必须外送测试,必须保证化验的质量,并在文中标明其测试单位、方法、精度等。

1.1　分类、命名

为了火成岩分类命名的统一和侵入(深成)岩与火山岩成分的对应,国际地科联(IUGS,1989)火成岩分类学分委会推荐了 QAPF 图,对侵入岩与火山岩进行了统一的分类命名[5,6]。但由于火山岩的矿物不完全结晶(多见隐晶质与玻璃质),无法用显微镜确定矿物名称与含量,因此又推荐了用火山岩化学成分进行分类命名[7]的 TAS 图等。对于侵入岩中一些粒度太细、太粗的岩石或只有化学成分资料的岩石,也需要根据化学成分进行分类命名[6],比较常用的是 Q′-F′-Anor 图(Streckeisen 等,1979)。总的来说,化学成分分类命名法的精度较大,应用方便,有利成分对比,但应注意:①一般岩石的化学成分结果应是 H_2O^+小于 2%,CO_2 小于 0.5%,大于此数值者,反映岩石风化(次生矿物多)、蚀变(碳酸盐化)较强,则化学成分结果不能使用。②对计算标准矿物的岩石,应首先调整 FeO 与 Fe_2O_3 含量,再去掉 H_2O 与 CO_2,重新把化学成分总和换算成 100%。③只有计算岩石的标准矿物后,才能全面使用 TAS 图,因为标准矿物 Q(石英)、Ol(橄榄石)、Ne(霞石)、Ac(霓石)等在玄武岩类、粗面岩类、流纹岩类的进一步命名中需要。④在火成岩划分酸度界线上,统一规定了 SiO_2%的含量:超基性岩小于 45%,基性岩为 45%~52%,中性岩为 52%~63%,酸性岩大于 63%。⑤对于 SiO_2 大于 45%的玄武岩、玄武安山岩、安山岩、英安岩、流纹岩,据 SiO_2-K_2O 图[8]以 K_2O 从低到高分为低钾钙碱(拉斑)、中钾钙碱、高钾钙碱、钾玄岩 4 个系列。⑥粗面玄武岩、玄武粗安岩、粗安岩据 Na_2O-2 与 K_2O-2 的相对大小又分为钾、钠 2 个系列。

收稿日期:2003-07-25;修订日期:2003-11-10
作者简介:邱家骧(1927-),男,教授,博士生导师,主要从事火成岩石学研究。

1.2 碱度、系列、组合

早期 Peacock、Rittmann、Wright 等[4,6]曾以岩石化学计算、制图所确定的钙碱指数(CA)、组合指数(σ)、碱度率(AR)和 SiO_2 将火成岩划分为钙性、钙碱性、碱钙性(碱性)、过碱性、强碱性岩等。此后 Irvine 等[6,9]则以岩石化学的硅-碱、FAM、Ol′-Ne′-Q′图等,将火山岩划分为拉斑玄武岩系列(T)、钙碱性系列(CA)、碱性系列(A)。其中碱性系列又分为碱性玄武岩系列(有标准矿物 Ne、Ab)、过碱性系列(有 Ac)、副长石岩(强碱性)系列(有 Ne、Lc,无 Ab)等,方法简便、准确,在侵入岩中及火山岩与侵入岩对比方面,也广为国际上应用。碱度与系列的含义基本上是对应的:如拉斑玄武岩系列与钙性岩,钙碱性系列与钙碱性岩,碱性系列与碱性岩,过碱性系列与过碱性岩,副长石岩系列与强碱性岩。其中拉斑玄武岩系列、钙碱性系列总称为亚碱性系列,与钙性、钙碱性岩总称为钙碱性岩对应;而多种碱性系列与碱性岩总称为碱性系列及碱性岩也一致。从钙性→钙碱性→碱性岩石,或从 T→CA→A 系列的碱度顺序变大。不同的火山岩系列则有不同的火山岩组合,常见者如下[9,10]。

(1)拉斑玄武岩系列(T):拉斑苦橄玄武岩-橄榄拉斑玄武岩-石英拉斑玄武岩-拉斑玄武安山岩(冰岛岩)。

(2)钙碱性系列(CA):钙碱性(高铝)玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩。

(3)碱性系列(A)。又可细分为以下系列与组合:①碱性玄武岩系列:碱性苦橄玄武岩-碱性橄榄玄武岩,其后又分为钠质和钾质。钠质:以中长玄武岩-玄武粗安岩-粗安岩-钠质粗面岩为主;钾质(钾玄岩系列,以"SHO"表示):以粗面玄武岩-玄武安粗岩(钾玄岩)-安粗岩-粗面岩为主。②过碱性系列:碱性粗面岩(钠闪粗面岩)-碱性流纹岩(钠闪碱流岩)等。③副长石岩(强碱性)系列:霞石岩、方沸岩、白榴岩等。

此外,还有超镁铁碱性岩系列:金伯利岩、钾镁煌斑岩、碳酸岩等。

同一系列火山岩与侵入岩组合也是对应的,如玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩与辉长岩-闪长岩-花岗闪长岩-花岗岩,均为钙碱性系列成分相似的岩石组合。

2 开合构造与火成岩的系列、组合、成因、类型、旋回

开合构造与火成岩的系列、组合密切相关。不同的构造环境,则岩浆的来源、深度不同,会形成不同的岩石系列与组合。

2.1 开合与火成岩的系列、组合、成因

综合 Condie[11]、都城秋穗[12]、Hyndman[13]等人板块的开合与岩石系列、组合的关系(表 1),可以看出:①岩浆活动以开、合区最强,而板内很弱。②从板内稳定(小开)→开→合,岩石系列主要从 A→A+T→T→CA 变化。③岩浆类型源自幔壳源区的部分熔融:玄武岩浆来自上地幔,花岗岩浆多来自大陆壳,中性岩多来自消减带幔壳作用,而过铝浅色酸性岩来自陆-陆碰撞带中上地壳。④大洋区缺大陆壳,岩浆以幔源超基性、基性岩浆为主;大陆区地幔之上有大陆壳,其幔源基性岩与壳源酸性岩可呈双峰式共生;火山弧区洋-陆俯冲,形成基性、中性、酸性岩,以中性单峰式为主。⑤幔壳岩浆的碱度、基性程度与来源深度(压力)成正相关。

上述规律中,关键是岩浆形成的源区、压力类型与深度

表 1　开合构造与火成岩系列、组合

Table 1　Opening-closing tectonics and igneous rock series and associations

主要构造环境		主要系列	岩浆活动强度	主要岩石组合
稳定(板内小开)	大陆克拉通	A	弱	碱性系列的超基性、基性火山岩、侵入岩。金伯利岩、钾镁煌斑岩、碳酸岩等
	大洋岛屿	A、T		以碱性与拉斑系列玄武岩为主,并以夏威夷岩(中长玄武岩)为特征
开	大陆裂谷(板内)	A、T	强	碱性与拉斑系列的大陆泛流玄武岩发育,基性与酸性火山-侵入岩共生(呈双峰式)
	大洋中脊(洋底)	T		洋底拉斑玄武岩、基性岩脉、超镁铁-镁铁质堆晶岩,包括斜长花岗岩及变质橄榄岩,组成蛇绿岩
合	洋-陆俯冲火山弧(岛弧、陆缘)	CA(T、CA、SHO)	强	钙碱性系列玄武岩、安山岩、英安岩、流纹岩及同成分侵入岩发育,以中性岩为主。有的为拉斑及钾玄岩系列
	陆-陆碰撞带	CA(过铝)		钙碱性系列浅色、过铝的二云-白云母花岗岩及个别富铝流纹岩。可见深变质麻粒岩、榴辉岩、石榴橄榄岩等

(压力)大小问题。现以玄武岩浆与花岗岩浆实验岩石学研究为例述其成因意义(图 1、2)。

(1)玄武岩与花岗岩浆形成的源区与压力类型。玄武岩浆与花岗岩浆分别熔于上地幔与大陆壳(图 1),分属干、湿不同体系,其固相线(D)与温度(T)、压力(p)分别为正、负相关。在 x 点、y 点要熔出岩浆,除升温外,形成玄武岩浆需要拉张断裂(开)的降压环境,形成花岗岩浆则需要挤压造山(合)的升压环境。

(2)玄武岩和花岗岩浆的酸、碱度与压力大小。由图 2 可知,玄武岩或花岗岩浆的基性程度、碱度与压力大小[14,15]有关。压力愈大(岩浆来源愈深),则玄武岩浆中 Ne、Ol 愈多,Q 愈少[14],而花岗岩浆中 Ab、Or 愈多,Q 愈少[15]。均反映岩浆来源愈深,则岩浆的碱度、基性程度愈大。

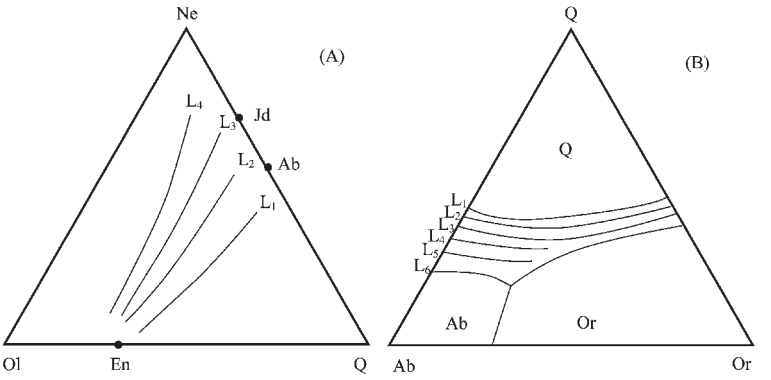


图 2 Ne−Ol−Q 系与 Q−Ab−Or−H_2O 系相图

Fig. 2 Phase diagram of the systems Ne−Ol−Q and Q−Ab−Or

(A)模拟玄武岩浆形成相图[14]:L_1、L_2、L_3、L_4=1atm 及 1、2、3GPa;

(B)模拟花岗岩浆形成相图[15]:L_1→L_6=0.05、0.1、0.2、0.3、0.5、1GPa

2.2 开合与花岗岩的类型、组合

(1)Loiselle(1979)把花岗岩产出构造环境分为造山(Orogenic,简称 O)型与非造山(Anorogenic,简称 A)型花岗岩。O 型花岗岩主要由 I、S 型花岗岩组成;A 型还有碱性(Alkaline)、无水(Anhydrous)等含义。而造山、非造山又与"合"(压性)、"开"(张性)相当。Petro[16]对 SiO_2 为 70%~75%的张性与压性花岗岩的岩石化学进行了对比(表 2),反映张性花岗岩以双峰式和碱、钛多为特征;而压性花岗岩以单峰式和钙、铝多为特色。

(2)Pitcher[17]进一步研究了花岗岩与构造环境的关系:①M 型花岗岩,产于大洋中脊、岛弧的蛇绿岩中,与地幔熔融的玄武岩浆分异有关;②I 型花岗岩,产于火山弧(岛弧、活动陆缘),过去认为与陆壳火成岩熔融有关,现在多认为与幔−壳岩浆作用有关;③S 型花岗岩,产于大陆碰撞带,与陆壳泥质沉积岩熔融有关;④A 型花岗岩,产于造山后及非造山区(裂谷、克拉通),多与深处陆壳熔融残留物再熔及幔源碱性玄武岩浆分异有关。

Pearce 等[18]在此分类基础上,把构造环境与花岗岩的关系分为四大类,并以 Rb 与 Yb+Ta 或 Y+Nb 予以划分,如表 3 和图 3 所示。

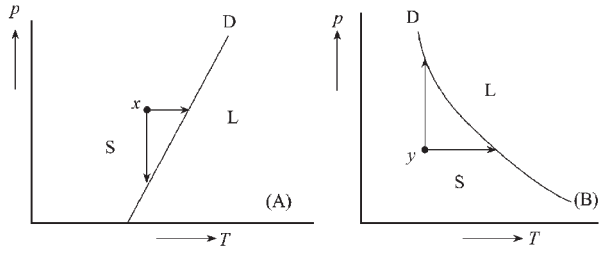


图 1 地幔与地壳的固相线

Fig. 1 Solidus of mantle and crust

(A)—干体系(近似地幔);(B)—湿体系(近似陆壳);

D—固相线;S—固相区;L—液相区;p—压力;T—温度

2.3 开合与岩浆旋回

构造环境多随时间呈旋回性演化,其岩浆活动也相应地呈旋回演化。以造山带开合构造−岩浆旋回为例,简述 Wilson 旋回、Batchelor 等旋回如下。

(1)Wilson 旋回:Wilson、张旗[19]认为,造山带构造如果演化完全,应有大陆裂谷→洋盆→俯冲→碰撞的构造演化阶段(威尔逊旋回),也是完整的开合构造过程。大陆裂谷是在大陆克拉通(大陆板内)基础上发展而成的。克拉通区是大陆壳及岩石圈厚度最大、地温最低、断裂最少、岩浆活动最弱、来源最深的地方。岩浆来源于深处的地幔热柱,热柱上升,使岩石圈破裂(小开),故常见的火成岩为碱性−强碱性的钾质与钠质系列超基性−基性的侵入岩与玄武岩,可有金伯利岩、钾镁煌斑岩、碳酸岩等,岩体一般小而浅。

①裂谷:大陆板内大规模拉张(开)、断陷、地幔上升,形成大陆裂谷。岩浆活动有两大特点:一是碱性与拉斑系列的大陆泛流玄武岩发育,并有同成分的辉长岩层状侵入体分布;二是双峰式,常见较基性的碱性、拉斑玄武岩与较酸性的粗面岩、响岩、碱流岩等共生(中性岩罕见)。一般规律是,裂

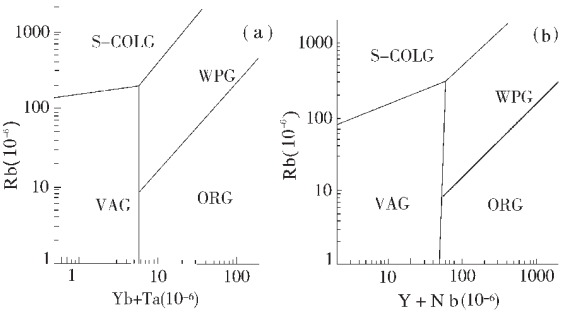


图 3 Rb−(Yb+Ta)(a)和 Rb−(Y+Nb)(b)图[18]

Fig. 3 Diagrams of Rb−(Yb+Ta) (a) and Rb−(Y+Nb)(b)

S−COLG—同碰撞花岗岩;VAG—岛弧花岗岩;

WPG—板内花岗岩;ORG—洋脊花岗岩

表 2　开合构造与花岗岩岩石化学

Table 2　Opening-closing tectonics and granitoid petrochemistry

构造环境	花岗岩类型	化学特征								
		DI、Pl 曲线	钙碱指数	AFM 图投点	碱、铝指数	K_2O+Na_2O	K_2O	TiO_2	Al_2O_3	CaO
张性	A 型	双峰式	50~56	在 AF 边上	碱过饱和	>7	>3	>0.26	<13	<1.73
压性	O 型	单峰式	60~64	在 FM 边上	铝过饱和	<7	<3	<0.26	>13	>1.73

注:DI 为分异指数;Pl 为标准矿物斜长石;氧化物含量:%

表 3　开合构造与花岗岩类型、组合

Table 3　Opening-closing tectonics and granitoid type and associations

花岗岩的构造类型		构造-花岗岩类型	花岗岩组合	暗色矿物组合
合	火山弧花岗岩(VAG)	岛弧(M 型)	石英闪长岩-花岗闪长岩	角闪石+黑云母
		陆缘(I 型)	石英二长岩-花岗岩	黑云母+角闪石
	同碰撞花岗岩(S-COLG)	同造山(S 型)	富白云母花岗岩-二云母花岗岩	白云母±黑云母
		造山隆起(I 型)	富钾钙碱性花岗岩	黑云母±白云母
开	洋中脊花岗岩(ORG)	洋中脊(M 型)	英云闪长岩-斜长花岗岩	角闪石
	板内(裂谷)花岗岩(WPG)	造山后拉张(A 型)	正长岩-石英正长岩	角闪石+辉石
		大陆板内非造山(A 型)	碱性花岗岩-正长岩	碱性角闪石、辉石、黑云母

谷边部火山岩年龄、碱度高于裂谷中心。

②洋盆:裂谷再拉张(大开)变为洋盆,地幔上升浅处,部分熔融喷出大量洋底(洋中脊)拉斑玄武岩,并与席状基性岩墙群、超镁铁-镁铁质堆晶岩(包括 M 型花岗岩)、变质地幔橄榄岩(多蛇纹石化)、深海放射虫硅质岩等共生,形成蛇绿岩。

③俯冲:大洋板片向大陆俯冲,形成火山弧。主要由钙碱性系列玄武岩、安山岩、英安岩、流纹岩组成,以安山岩类最多。活动陆缘与岛弧火山岩成分的主要不同是,前者酸度、钾量较大。从大洋向大陆方向,从老到新,K_2O 增高,并可见钾玄岩系列岩石。火山弧区的侵入岩(I 型花岗岩)发育,并与火山岩成分特点相似。还可见高镁安山岩、埃达克岩。

④碰撞:洋盆俯冲消失,使大陆与大陆碰撞,除常见造山带根部剥露深变质石榴橄榄岩、榴辉岩、麻粒岩外,主要是陆壳逆冲、富水泥质岩熔融的浅色(过铝)二云、白云花岗岩(S 型)及过铝流纹岩。青藏地区有高钾钙碱性及钾玄岩系列岩石。

(2)Batchelor 等旋回:Bowden 等[20]、Batchelor 等[21]先后对造山带构造阶段与花岗岩的旋回演化作了更系统的研究,Batchelor 等并以花岗岩的岩石化学参数 R_1、R_2 判别其构造阶段及花岗岩类型(图 4、表 4)。该旋回起点不是大陆裂谷,而是洋盆(大洋中脊)地幔来源的 M 型花岗岩;最后也不是止于碰撞,而是造山期后、非造山阶段的 A 型花岗岩。此与威尔逊不同,并有新的发展。文中的 $R_1=4\,Si-11\,(Na+K)-2\,(Fe+Ti)$;$R_2=6\,Ca+2\,Mg+Al$。在图 4 中有一条 R_2 与 R_1 成 45°角的正相关线,该线左上方为 SiO_2 不饱和区,右下方为 SiO_2 饱和区。线上端富暗色矿物、钙长石(富 Mg、Fe、Ca),下端则富碱性长石(富 K、Na)。由图 4、表 4 可知,造山旋回不同阶段的花岗岩是有规律变化的。其中同碰撞花岗岩主要为陆-陆碰撞、陆壳增厚、剪切生温、挥发分高的陆壳沉积物低熔产物,以高硅、铝、水的白云-二云母花岗岩(S 型)及成分变化小(图 4 中 6 区)自成一个范围为特征。从大洋中脊(1)→碰撞前(2)→碰撞后抬升(3)→造山晚期(4)→造山期后、非造山(7、5)产出的花岗岩成分来看,反映岩浆来源从富镁、铁、钙→富钾、钠(富碱)的系统变化,花岗岩类型则从 M→I→A 变化。如果从造山带整个旋回来分析,则构造上从开→合→开,花岗岩类型从 M→I→S,又从 I→SHO→A 变化。

3　开合构造演化的地球化学图解与开合速度、距离的估算

为了研究开合演化过程,采用地质岩石层序分析与构造岩石地球化学图解结合的方法,为了确定板块的开合速度与距离,应用定量的估算方法。

3.1　开合演化过程的确定

以东西向的南祁连拉脊山与北秦岭造山带的早古生代海相火山岩系研究为例[22,23]。

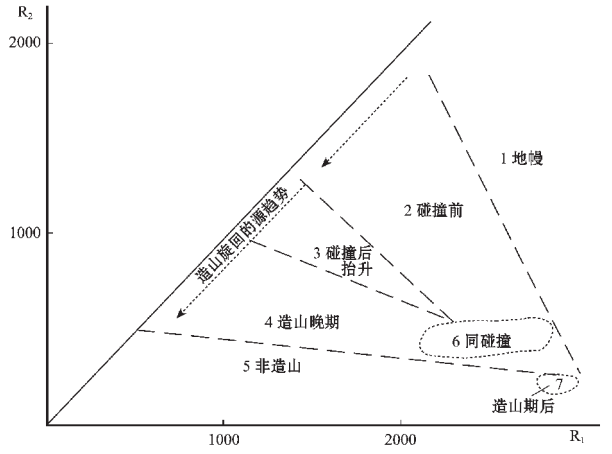


图 4 R_1-R_2 与不同构造环境的花岗岩[21]

Fig. 4 R_1-R_2 plot for discrimination of granitoids in different tectonic environments

表 4 构造环境与花岗岩

Table 4 Tectonic environment and granitoids

序号	构造环境	花岗岩类型	花岗岩名称系列
1	地幔(大洋中脊)	M(T)	低钾(拉斑)斜长花岗岩系列
2	碰撞前(火山弧)	I 科迪勒拉	低钾钙碱性更长花岗岩系列
3	碰撞后抬升	I 加里东	中钾钙碱性花岗闪长岩系列
4	造山晚期	I-SH0	高钾钙碱-钾玄质二长岩系列
5	非造山	A	碱性-过碱性花岗岩系列
6	同碰撞	S	浅色过铝质花岗岩系列
7	造山期后	A	碱性花岗岩系列

3.1.1 地质岩石层序分析法

两区早古生代海相火山岩均产于寒武系与奥陶系地层中,二系之间有明显间断或不整合。

寒武系火山岩以先碱性、后拉斑系列的玄武岩为主,并有变质橄榄岩、超镁铁-镁铁质堆积岩、M 型花岗岩、基性岩脉、放射虫硅质岩组成小洋盆蛇绿岩。地层从陆相→滨海相变化,具有拉张的升温、降压过程,有低压洋盆变质作用,出现残晶红柱石,反映寒武纪时该区为拉张的小洋盆环境。

奥陶系火山岩以钙碱性与钾玄岩系列的中、酸性安山岩、流纹岩为主,玄武岩较少,并与 I、S 型花岗岩一起组成火山弧岩带;地层又从浅海→滨海→陆相变化,具区域变质作用,反映奥陶纪时该区为南北挤压、洋盆闭合的褶皱造山环境。

总之从寒武纪→奥陶纪是一个完整的开合旋回。

3.1.2 构造岩石地球化学图解法

在地质层序基础上,以火山岩中惰性或较稳定元素在构造环境关系图(图 5、6)上投点,并按时代、层序从老到新,用箭头指示构造环境的演化方向。可以看出,两区从寒武纪→奥陶纪时,玄武岩产出的构造环境及岩石系列是变化的。构造环境从板内→洋盆→火山弧,岩石系列从板内碱性与拉斑系列玄武岩→洋盆拉斑系列玄武岩→火山弧低钾拉斑、钙碱性、钾玄岩系列玄武岩。进一步证实了南祁连山、北秦岭造山带在早古生代寒武纪与奥陶纪时,经历过大陆裂谷→陆间裂谷(小洋盆)→火山弧→造山带的全部过程。不仅是一个完整的开合旋回,而且从本区岩浆成分的酸度、碱度加大来看,也体现了幔壳的演化过程及地壳的成熟度加大。

3.2 开合速度、距离的定量估算

为了估算速度、距离,作者用火山岩石所测的主要成分或微量元素在图 7、8、9 上投点,可确定裂谷的拉张速度与火山弧的闭合速度。

据 Richard 等、Mohr、Berberi 等、Willims、Sugisaki[24]所收

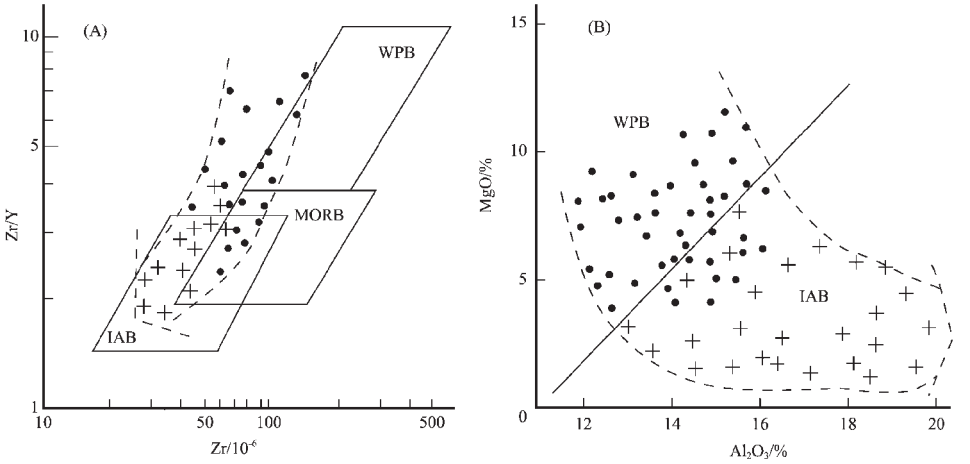


图 5 Zr/Y-Zr 图(A)(Pearce,1982)和 $MgO-Al_2O_3$ 图(B)(French,1981)

Fig. 5 Zr/Y-Zr diagram (A) and $MgO-Al_2O_3$ diagram (B)

WPB-板内玄武岩;MORB-洋中脊玄武岩;IAB-岛弧玄武岩;圆点-寒武纪;十字-奥陶纪

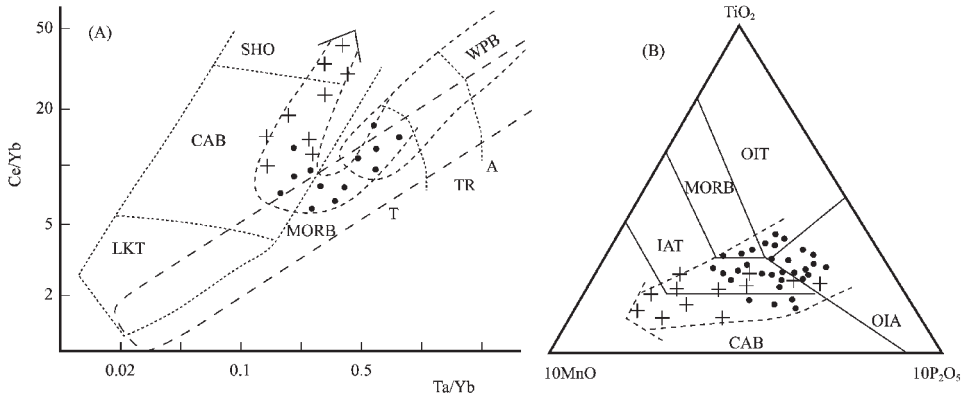


图 6　Ce/Yb−Ta/Yb 图(A)(Pearce,1982)和 $TiO_2-10MnO-10P_2O_5$ 图(B)(Mulen,1983)

Fig. 6　Ce/Yb−Ta/Yb diagram (A) and $TiO_2-10*MnO-10*P_2O_5$ diagram (B)

LKT−低钾拉斑玄武岩;SHO−钾玄岩;CAB−钙碱性玄武岩;OIT−洋岛拉斑玄武岩;OIA−洋岛碱性玄武岩;TR−过渡玄武岩;A−碱性玄武岩;T−拉斑玄武岩;IAT−岛弧拉斑玄武岩(同 LKT)

集的埃塞俄比亚、肯尼亚、坦桑尼亚等地裂谷玄武岩中 K_2O 含量与拉张速度值,作者[25]投点绘制成图 7。为了利用微量的惰性元素确定拉张速度,Pearce[26]曾绘制 Zr/Y、Zr 值与裂谷拉张速度的关系图(图 8)。二图均可确定板块拉张速度。

Sugisaki[24]曾以安第斯、伊朗、阿留申、千岛、日本等地安山岩中 θ 值以及 K_2O、Na_2O 值与火山弧消减带闭合速度值的关系,绘制了图 9,可用以确定板块的闭合速度。现以南祁连山寒武纪、奥陶纪火山岩为例,计算如下。

(1)裂谷拉张时间(t_1):测出寒武纪拉张时的同位素早、晚年龄间距为 16 Ma,即拉张(开)的时间 t_1=16 Ma。

(2)裂谷拉张速度(v_1):以寒武纪板片拉张产出的碱性玄武岩平均 K_2O 值(1.51%)投于图 7,可确定裂谷拉张速度 v_1=0.25 cm/a。

(3)裂谷拉张距离(d_1):裂谷由中轴向相反方向拉张,因此 $d_1=(t_1\times v_1)\times 2$,才能求出拉张距离。以 t_1、v_1 代入:$d_1=(26000000\times 0.25)\times 2=13000000$ cm,即 d_1=130 km。

(4)裂谷闭合距离(d_2):奥陶纪的闭合距离应为裂谷拉张距离减去现在造山带宽度(已知造山带宽为 20 km),则 d_2=130−20=110 km,即为奥陶纪闭合的大致距离。

(5)裂谷闭合速度(v_2):以奥陶纪闭合产出的钙碱性安山岩 K_2O 平均值(2.07%)投于图 9 上,可知 d_2=6 cm/a。

(6)裂谷闭合时间(t_2):由于闭合从裂谷两侧向中心进行,因此闭合时间 $t_2=d_2/2v=11000000/2\times 6=916667$ a,近于 0.92 Ma。

总之,寒武纪裂谷拉张距离为 130 km,近似台湾海峡或红海的宽度;闭合速度 6 cm/a,与安第斯弧消减速度相似。故闭合比拉张速度快约 24 倍。

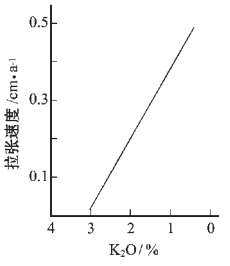


图 7　玄武岩 K_2O 与拉张速度[25]

Fig. 7　K_2O contents of basalts and extension velocity

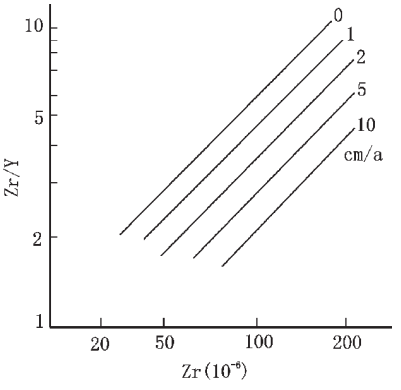


图 8　玄武岩 Zr/Y−Zr 与拉张速度[26]

Fig. 8　Zr/Y−Zr of basalts and extension velocity

4　开合构造−岩浆演化的实例简介

以中国东部北京地区中元古代与中生代火山岩,台海两岸中生代、新生代的侵入岩与火山岩,以及纬向大别山−北秦岭−南祁连山−柴北缘火山岩为例,试简述开合构造−岩浆演化实例与意义如下。

4.1　北京地区[27]

(1)中元古代:大红峪组火山岩属双峰式,主要为碱性系

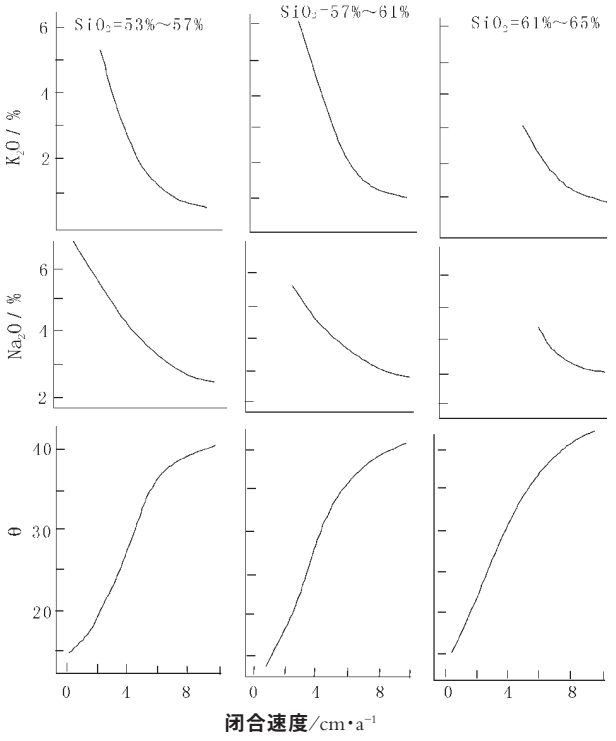


图 9 安山岩中 K_2O、Na_2O、θ 与闭合速度的关系[24]

Fig. 9 Relation of K_2O, Na_2O and θ of andesites to closing velocity

$\theta=SiO_2-47(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$, 式中 SiO_2、Na_2O、K_2O、Al_2O_3 为分子数

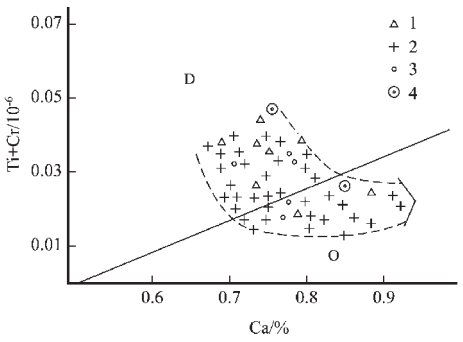


图 10 Cpx 的 Ti+Cr 与 Ca(O=6)图(Leterrier 等,1982)

Fig. 10 Diagram of Ti+Cr vs. Ca (O=6) of Cpx

D—非造山;O—造山;1—南大岭组;2—髫髻山组;3—东岭台组;4—东狼沟组

列的碱性玄武岩-响岩质碱玄岩-响岩及钾玄岩系列的粗面玄武岩-钾玄岩-安粗岩组合;其北部还有碱性辉长岩-斜长岩-球斑花岗岩等侵入岩。火山岩系中沉积地层属于滨海-浅海相,构造环境属陆间初始裂谷(克拉通拉张成的断陷海槽)。本区火山岩、侵入岩主要元素、微量元素均与板内裂谷环境一致,其中火山岩近似贝加尔湖裂谷型特点;而斜长岩-球斑花岗岩等组合,也与欧美元古宙裂谷型岩性相似。据大红峪组火山岩喷发年龄 t=1543-1325=218 Ma,反映拉张的碱性玄武岩中 K_2O 平均值(16 个)=3.19%,$Zr=147\times10^{-6}$,Zr/Y=8.2,投于图 7、8 可知,裂谷拉张速度(v)为0.005 cm/a。由 $d=2tv$ 可知,拉张的海槽距离(d)宽约 305 km,而现在该海相地层宽度大约 100 km,显然是由于裂谷拉张后又经过挤压,宽度变小,从该元古宙地层的倾角达 20°~52°及多次褶皱重复也可得到佐证。

(2)中生代:最早与最晚的南大岭组(J_1)与东狼沟组(K_1),均为钠化的钾玄岩系列的基、中性火山岩;而中间的髫髻山组(J_3)、东岭台组(K_1)均以双峰式钾玄岩系列与高钾钙碱性系列的中、酸性火山岩为主,基性较少。陆相火山岩盆地分布从早到晚由近 EW→NE→NNE 向变化,每一盆地火山岩成分从早到晚酸度变大而碱度变小,每一组火山岩中岩石地球化学均反映从开向合变化,单斜辉石矿物化学成分投点(图 10)也显示从"非造山"向"造山"变化。反映火山活动先后受中朝与西伯利亚板块及太平洋向大陆板块的拉张、闭合(地幔的升降)作用的影响,也说明不同组火山岩盆地均有先开后合的过程。

由中生代火山岩的年龄与拉张玄武岩的 K_2O 含量确定出火山盆地的拉张速度和距离,并与现在盆地宽度对比(表 5),结果表明:本区火山盆地从老到新,拉张速度、距离由小→大→小,火山岩酸度也由小→大→小;反映构造岩浆活动强度由弱→强→弱,从开为主→合为主→开为主,岩浆来源深度则从深→浅→深变化。

4.2 台湾海峡两岸

(1)中生代:福建漳州地区的侵入岩与尖尾山火山岩为早白垩世与晚白垩世的产物[28]。漳州复式岩体由早白垩世(138~122 Ma)的钙碱性系列(I 型)辉长苏长岩、石英二长闪长岩、更长环斑花岗岩和晚白垩世(110~97 Ma)的碱性系列(A 型)细粒花岗岩、晶洞花岗岩、碱长花岗岩组成。尖尾山火山岩由早白垩世的钙碱性玄武岩、安山岩、英安流纹岩及晚白垩世的碱性系列流纹岩与双峰式、碱性岩组成。岩石地球化学研究表明,本区为活动大陆边缘。早白垩世时为洋-陆俯冲、挤压造山(合)环境,晚白垩世时则转为造山后拉张(开)环境。

(2)新生代:新生代时,中国东部进一步拉张,形成大陆板内裂谷环境,在现在大陆边缘处地幔隆升较大,形成弧后盆地(边缘海盆)[29~32]。新生代时喷出大量钠质碱性及拉斑系列玄武岩,在东北第四纪时五大连池—白头山一带还出现富钾的白榴石玄武岩[33]、碱流岩[34]等。中国东部玄武岩及长石巨晶研究表明[30,35],由南向北,从富钙→富钠→富钾方向变化。幔源包体中单斜辉石研究还说明[29],从沿海向大陆方向,玄武岩浆来源的地幔深度逐渐变大(平均深约 60~138 km)。

在台湾海峡的海盆底部,见有 26~18 Ma 的晚渐新世—早中新世玄武岩喷出,而在东西两侧的澎湖与浙闽地区则分布有

表 5　中生代火山岩不同组玄武岩喷出年龄、K_2O 含量、拉张速度及距离

Table 5　Eruption ages, K_2O contents, extension velocity and distances of basalts of different Mesozoic volcanic associations

火山岩组名	火山喷发年龄及差值/Ma	玄武岩类 K_2O 含量(%)(平均个数)	盆地拉张速度(cm/a)	盆地拉张距离/km	现在盆地宽度/km
南大岭组	195−170=25	2.62(4)	0.08	40	20
髫髻山组	160−137=23	2.19(3)	0.16	74	36
东岭台组	134−110=24	2.81(2)	0.06	29	14
东狼沟组	105−100=5	3.01(3)	0.04	4	3

8 Ma 的晚中新世裂谷型拉斑与碱性系列玄武岩。此外,海盆中莫霍面较浅(27~34 km),平行海岸边缘又有侵入的 NNE 向玄武岩脉,均说明东海盆地是继中生代晚白垩世拉张之后,新生代时地幔上升,弧后继续拉张成的弧后海盆。

把沿海中、新生代玄武岩[36]中的主要元素、微量元素投于图 11 不难证实,由中生代→新生代,从火山弧(活动大陆边缘)→板内裂谷(弧后盆地),从合到开,从活动→稳定。以东海玄武岩最早年龄(t=26.7 Ma)作为开始拉张年龄,以福建沿海牛头山 40 个玄武岩 K_2O 平均值 1.19%投于图 7 可知,其拉张速度 v=0.3 cm/a,以 $d=t\times v\times 2$ 计算,则拉张距离 d=26.7×0.3×10^{-5}×2=160 km,此距离与现在台湾海峡宽度大致相似,也证实此计算方法可信。

4.3　大别山−北秦岭−南祁连山−柴北缘纬向裂谷造山带

据北秦岭、南祁连山地质、岩石、矿床的详细研究,结合东段大别山与西段柴达木(柴北缘)的地质、岩石、地球化学资料,对大别山−北秦岭−南祁连山−柴北缘早古生代寒武纪、奥陶纪的纬向裂谷造山带有关的裂谷类型、蛇绿岩、火山岩碱度、地幔类型进行了对比[37],并以碱性系列玄武岩(寒武纪)与钙碱性系列安山岩(奥陶纪)在图 7、8、9 上投点,确定了裂谷拉张速度、距离及闭合速度,列于表 6。不难看出,从东到西,大别山→北秦岭→南祁连山→柴北缘,早古生代的裂谷造山带有以下特点。

(1)火山岩的时代从寒武纪+奥陶纪→奥陶纪顺序变化,反映裂谷从东→西顺序拉张,这也与古地磁研究的结论[38]相一致。

(2)裂谷拉张速度从东→西(0.21→0.40 cm/a)顺序变大,拉张距离也相应变大(252~488 km),故裂谷由陆内型→陆间型变化。

(3)蛇绿岩也是从无→有、从少→多变化,但裂谷拉张距离不大(近似红海),因此多属小洋盆型厚度不大、层序不全的蛇绿岩。

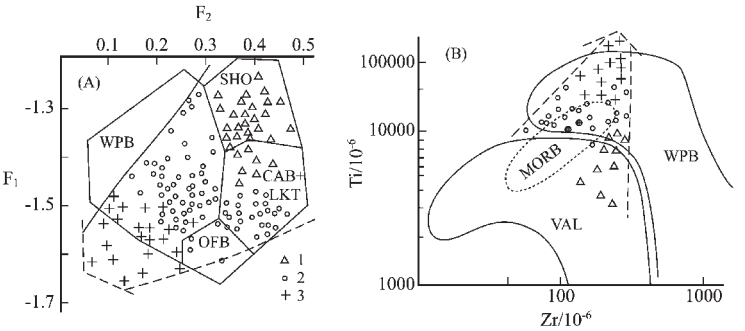


图 11　F_1−F_2 图(A)(Pearce,1976)和 Ti−Zr 图(B)(Pearce,1982)

Fig. 11　F_1−F_2 diagram (A) and Ti−Zr diagram (B)

1−中生代玄武岩;2−新生代早期(外带)玄武岩;3−新生代晚期(内带)玄武岩;OFB−洋底玄武岩(同 MORB);VAL−火山弧熔岩

(4)板块闭合速度从东到西也变大(4.2→9.0 cm/a),这与从东到西的挤压造山及区域变质作用逐渐变强一致。

(5)火山岩碱度从东到西从大→小(图 12),但均呈双峰式分布(图中有 SiO_2=65%间断),反映本带岩浆分别来自地幔熔出的玄武岩浆与地壳熔出的花岗岩浆,而中性岩则与玄武岩浆的演化有关。

(6)地幔除均为亏损型(DMM)外,由东→西,从 EMI 为主→EMII 为主变化,这与向西部拉张加大、洋壳更发育,大洋沉积物易于与地幔混合有关。

(7)秦岭早古生代从以开为主→以合为主,从蛇绿岩多、幔源物质多、溢流相多→火山弧火成岩多、壳源物质多、爆发相多变化。矿产也从金、铜→铜、铅、锌→铅、锌、银、汞变化。

值得指出的是,20 世纪 90 年代,以美国 Phinney 为首的一些固体地球科学家提出一个跨世纪的大陆动力学研究计划,代表了 21 世纪地学研究的前沿[39~42],明确提出要全面开展大陆岩石圈和地球物质的物理学与化学的研究,指出壳幔性质、深部过程与地球动力学、地壳物质分布迁移的关系密切。最新的全球地幔地震层析表明[43],岩石圈板片可俯冲到核幔边界,从核幔边界又可上升到地壳上部成为热点。因此,探

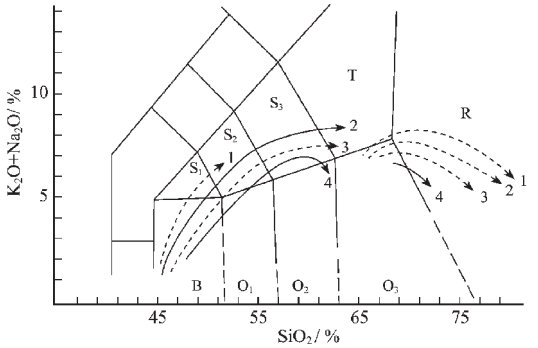


图 12 早古生代纬向裂谷造山带火山岩 TAS 图

Fig.12 TAS diagram of volcanic rocks of the Early Paleozoic latitudinal rift orogenic belt (IUGS, 1989)

1-大别山;2-北秦岭;3-南祁连山;4-柴北缘;B-玄武岩;O_1-玄武安山岩;O_2-安山岩;O_3-英安岩;R-流纹岩;S_1-粗面玄武岩;S_2-玄武粗安岩;S_3-粗安岩;T-粗面岩、粗面英安岩

表 6 早古生代纬向裂谷造山带火山岩及蛇绿岩对比

Table 6 Comparison of volcanic rocks and ophiolites of the Early Paleozoic latitudinal rift orogenic belt

	柴北缘(4)	南祁连(3)	北秦岭(2)	大别山(1)
时代	O	∈+O	∈+O	∈+O
裂谷类型	陆间	陆间	陆间	陆内
蛇绿岩	有	有	有	无
拉张速度/cm·a^{-1}	0.40	0.25	0.23	0.21
拉张距离/km	488	300	276	252
闭合速度/cm·a^{-1}	9.0	6.0	4.5	4.2
火山岩碱度	小	———		大
地幔混合	DMM+EMII 为主	———		EMM+EMI 为主

索岩石圈板块的驱动力应从“岩石圈动力学”升华到“地幔动力学”。而火成岩、岩浆活动及深源包体的岩石学及其来源、演化、组合、成因研究,不仅是分析壳幔性质与物化条件的“深钻岩心”,也是探索深部过程与构造环境的“岩石探针”。

尤其有意义的是,中国东部(包括东亚)大陆中生代以来,地质构造特殊,既不同于一般的造山带、地槽,也不同于一般的地台、裂谷。有人称为“活化”地台。为何“活化”?要注意深处的壳幔边界,更应该注意岩石圈与软流圈的界面,研究岩石圈的形成、演化、减薄机制及其与壳幔作用(包括物质、能量传输)、深部过程的关系。岩石圈的减薄,或认为主要与洋壳俯冲、冷柱下沉导致地幔热柱上升有关,或认为主要与造山带岩石圈根的高密度导致拆沉有关。岩石圈厚又不减薄的克拉通区构造稳定;反之,岩石圈减薄的中国东部中生代造山带则构造活动活跃。不仅引发造山末期的快速隆升、剥蚀,使 S 型、A 型花岗岩及超高压变质岩剥露,也会导致幔源玄武岩浆底侵、地壳熔融成花岗岩浆及壳幔岩浆的演化作用,形成不同碱度、酸度的火成岩与双峰式的火山-侵入杂岩。新生代时进一步拉伸,形成大陆裂解、裂谷、边缘海与大量拉斑与碱性玄武岩喷发。

从开合构造来看,也应从壳幔性质、深部过程中提取开合机理的新思路。可把开合与俯冲冷柱和地幔热柱的下沉和上升,岩石圈根的增生与减薄,岩浆的来源与火成岩组合等有机地联系起来。从深部作用及从垂直方向去寻找开合原因,不失是一个新的探索方向。

参考文献:

[1] 杨巍然. 地学“开合律”及其在造山带研究中的意义[J]. 地质科技情报,1992,(3):5~9.

[2] 姜春发. 从多旋回说到开合构造[J]. 地球学报,1994,(3~4):103~112.

[3] 张抗. 断块开合说[J]. 地质论评,1998,44(5):449~455.

[4] 邱家骧. 岩浆岩岩石学[M]. 北京:地质出版社,1985.

[5] Le Maitre R W 主编. 王碧香,等译. 火成岩分类及术语辞典[M]. 北京:地质出版社,1999.

[6] 邱家骧,林景仟. 岩石化学[M]. 北京:地质出版社,1991.

[7] 邱家骧. 国际地科联火成岩分类学分委会推荐的火山岩分类简介[J]. 现代地质,1991,5(4):457~468.

[8] Peccerillo A,Taylor S R. Geochemistry of the Eocene calc-alkaline volcanic rock from the Kastamonu Area,Northern Turkey[J].Contr. Miner. Petro., 1976,58:63~81.

[9] Irvine I N. A guide to chemical classification at the common volcanic rock[J]. Can.J.Earth Sci.,1971,8:532~548.

[10] 邱家骧,陶奎元,赵俊磊,等. 火山岩[M]. 北京:地质出版社,1996.

[11] Condic K C. Plate tectonics and crustal evolution[M]. New York,Pergamon Press,Inc.(third edition),1989.

[12] 都城秋穗,久城育夫著. 常子文,等译. 岩石学[M]. 北京:科学出版社,1984.

[13] Hyndman O W. 火成岩与变质岩岩石学[M]. 邱家骧,王人镜,马昌前译. 武汉:中国地质大学出版社,1989.

[14] Yoder H S Tr. Generation of basaltic magma[M]. National academy of sciences, Washington, D. C. 265,1976.

[15] Tuttle O F, et al. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O[J]. Geol. Soc. Am. Mem., 1953,74.

[16] Petro W L, et al. 挤压性和张裂性板块边界深成岩套主要元素的化学特征[J]. 国外地质科技,1981,(7):47~57.

[17] Picther W S. Granite type and tectonic environment,mountain building processes[M]. 1983.19~40.

[18] Pearce J A, Harris N B W, Tindil A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interprelation of granite rocks[J]. J. Petr., 1984, 25(4):956~983.

[19] 张旗. 镁铁-超镁铁岩与威尔逊旋回[J]. 岩石学报,1993,(6):168~176.

[20] Bowden P, Batchelor R A, et al. 花岗质岩石分类的岩石学、地球化学和来源准则讨论[J]. 国外花岗岩类地质与矿产,

1986,(2):1~9.
[21] Batchelor R A, et al. 利用多阳离子参数对花岗岩系作成因解释[J]. 基础地质译丛,1986,61(4):36~45.
[22] 邱家骧,曾广策,王思源,等. 拉脊山早古生代海相火山岩与找矿[M]. 武汉:中国地质大学出版社,1997.
[23] 邱家骧,张珠福. 北秦岭早古生代海相火山岩的实验、成分与构造开合[J]. 地球科学,1997,22(3):233~239.
[24] Sugisaki R. 火山岩的化学特征与板块构造的关系[JJ.国外地质,1979,(4):24~32.
[25] 邱家骧,张珠福. 北秦岭早古生代海相火山岩[J]. 河南地质,1994,12(4):263~274.
[26] Pearce J A, Cann J R. Ophiolite Origin investigated discriminant analysis using Ti, Zr and Y[J]. Earth Planet Sci. Lett., 1971,12:339~349.
[27] 邱家骧,廖群安. 北京地区中元古代与中生代火山岩的酸度、系列、构造环境及岩浆成因[J]. 岩石矿物学杂志,1993,17(2):104~117.
[28] 周珣若,吴克隆,严炳铨,等. 漳州 I-A 型花岗岩[M]. 北京:科学出版社,1994.
[29] 邱家骧,廖群安. 我国东部新生代玄武岩中幔源包体单斜辉石的矿物化学及其地质意义[J]. 地质学报,1987,61(4):322~335.
[30] 邱家骧,廖群安. 中国东部新生代玄武岩的构造环境及上地幔特征[J]. 矿物学岩石学论丛,1990,(6):55~64.
[31] 邱家骧,曾广策. 中国东部新生代玄武岩中低压辉石的矿物化学及其地质意义[J]. 岩石学报,1987,(4):1~9.
[32] 邱家骧,廖群安. 中国东部新生代玄武岩中单斜辉石巨晶的主要特征及成因信息[J]. 岩石矿物学杂志,1983,6(1):56~64.
[33] 邱家骧,等. 五大连池—科洛—二克山富钾火山岩[M]. 武汉:中国地质大学出版社,1991.
[34] 刘若新. 中国新生代火山岩年代学与地球化学[M]. 北京:地震出版社,1992.
[35] 邱家骧,刘蒙华. 我国东部若干地区新生代玄武岩中长石巨晶的特征及成因[J]. 矿物学报,1987,7(1):37~46.
[36] 邱家骧,廖群安. 浙闽新生代玄武岩的岩石成因学与 Cpx 矿物化学[J]. 火山地质与矿产,1996,17(1~2):16~24.
[37] 邱家骧,曾广策,朱云海,等. 北秦岭—南祁连早古生代裂谷造山带火山岩与小洋盆蛇绿岩套特征及纬向对比[J]. 高校地质学报,1998,4(4):393~405.
[38] 杨巍然,杨森楠,杨志华,等. 从秦岭造山带及南侧古地磁成果探讨亚洲大陆开合特点[A]. 见:IGCP 第 321 项中国工作组编. 亚洲的增生[C]. 北京:地质出版社,1993.35~37.
[39] 美国科学基金地球科学部. 李晓波,等译. 美国大陆动力学研究的国家计划[M]. 北京:中国地质矿产信息研究所,1993.
[40] 美国国家研究委员会. 刘树臣,等译. 固体地球科学与社会概要与基本要求[M]. 北京:中国地质矿产信息研究所,1993.
[41] 王德滋,周新民,等. 中国东南部晚中生代花岗岩质火山-侵入杂岩成因与地壳演化[M]. 北京:科学出版社,2002.
[42] 邓晋福,赵海玲,莫宣学,等. 中国大陆根-柱构造——大陆动力学的钥匙[M]. 北京:地质出版社,1996.
[43] 许志琴,赵志兴,杨经绥,等. 板块下的构造及地幔动力学[J]. 地质通报,2003,22(3):149~159.

Opening-closing tectonics and magmatic activity

QIU Jiaxiang

(*China University of Geosciences*, *Wuhan* 430074, *Hubei*, *China*)

Abstract: This paper studies the relationship between opening-closing tectonics and magmatic activity, analyzes the classification, nomenclature, series, associations, types and origin of igneous rocks related to opening-closing tectonics, discusses the tectonomagmatic cycle, explains tectonic evolution using the graphic interpretation of petrochemistry, estimates the velocity and distance of opening-closing processes, and briefly reviews the examples of opening-closing tectonics and magmatic evolution in some areas of China.

Key words: opening-closing tectonics; magmatic activity; series, association, type, origin, cycle; graphic interpretation; velocity and distance

开合构造的地球化学响应

邓清禄，杨巍然

（中国地质大学，湖北 武汉 430074）

摘要：“开”合”是构造运动的基本形式，在构造带的开合演化过程中，有相应的地球化学作用过程的响应。拉脊山及东秦岭早古生代开合旋回中火山岩的地球化学特征研究表明，从开到合，稀土元素含量、轻稀土元素富集程度、大离子亲石元素含量等由低到高演化，而碱度则由高向低演化；由地球化学反映的一些岩浆作用属性、地壳构造属性也有相应的演化规律。作为地质作用过程的一部分，内生成矿作用过程与构造的开合有着密切的联系。元素的地球化学行为与地球构造动力之间的耦合作用是认识构造开合地球化学响应的理论基础。

关键词：开合；地球化学；成矿；拉脊山；东秦岭；崇安-石城构造带

中图分类号：P541；P59　　文献标识码：A　　文章编号：1671-2552(2004)03-0232-06

“开”合”是地壳运动最基本的形式，它不仅表现在物质的机械运动，如地壳块体的分离与汇聚，还表现在各种地质作用过程中，如沉积作用过程、岩浆作用过程、地球化学作用过程、生物作用过程、成矿作用过程，等等。作者等近年对构造带“开”合”的地球化学作用过程进行了一些探索，并获得了一些规律性的认识，本文就这一问题作一简要总结。

1　开合不同构造阶段的地球化学差异

1.1　拉脊山早古生代开合过程的地球化学

拉脊山位于青海省东部，属祁连山系内部一个次级构造单元，主体为一套早古生代中基性火山岩。宽20 km多，长200 km多。其规模不大，但边界清楚（发育基底为前寒武系），变质浅，层序完好，时代清楚。多认为拉脊山是陆内裂谷[1,2]，但后期经历了挤压造山作用。

研究初步揭示[3]，拉脊山火山岩岩石化学组成随时序呈有规律演变，从中寒武世开始到晚奥陶世结束，构成一大旋回，并可划分出3个次级旋回。每一旋回从开始到结束有如下规律（表1）：①常量元素Ca、Mg、Fe、Mn、Na等含量由高向低演化，而Si、Al、K等由低向高演化；②大离子亲石元素Sr、K、Rb、Ba、Th等由低向高演化；③稀土元素总量、$(La/Lu)_N$值（它能较好地反映稀土分配模式曲线的斜率）由低向高演化；④碱度从碱性向亚碱性发展。

根据板块构造理论的框架去识别造山带的构造环境，或进行古板块构造重建，通常的做法之一是利用造山带中发育的火山岩，通过地球化学的方法，作出一些判别图，与一些已知的构造环境进行对比。在研究拉脊山火山岩的过程中作者也试图这样做，结果样品投点很分散，同一个构造带的样品通常可落入不同的环境区。在这样的情形下作出的构造环境判别，不可避免地带有个人的主观色彩。在实践中，作者首先按照地质作用过程发展的时间顺序考察一个构造带的样品投点分布，进一步从演化过程的规律来识别构造属性，而不仅仅是去判别单一的构造环境。根据拉脊山火山岩主要元素、微量元素和同位素投图分析[3,4]（图1），可归纳出本区的构造演化过程：大陆板内（克拉通）→大陆裂谷→陆间小洋盆→火山弧（从不成熟向成熟过渡）→陆间造山带，基本是一个完整的岩石圈的开合旋回。

1.2　东秦岭早古生代开合过程的地球化学

东秦岭（包括大巴山）有3个早古生代火山岩带，由北往南依次为：二郎坪火山岩带、丹凤火山岩带、安康-

收稿日期：2003-11-10

基金项目：国土资源部矿产资源定量预测与勘查评价开放实验室研究基金（1999）《拉脊山早古生代开合演化与成矿关系研究》项目成果。

作者简介：邓清禄（1962- ），男，博士，教授，从事构造地质与工程地质研究。E-mail：dengqinglu@sohu.com

表1　拉脊山火山岩地球化学特征及其反映的构造属性演化序列

Table 1　Geochemical characteristics of volcanic rocks and evolutionary sequence of tectonic attributes reflected by them in the Laji Mountains

火山岩层序	地球化学特征指标序列							构造演化序列
	MnO、MgO、TiO_2 CaO、FeO、Na_2O	SiO_2、Al_2O_3 K_2O	Sr、K、Rb、Ba、Th	∑REE	$(La/Lu)_N$	部分熔融程度	岩浆来源深度	
O_3	含量低	含量高				小	浅	合
↑	↑	↑				↑	↑	↑
O_2	含量高	含量低				大	深	开
O_1	含量低	含量高	含量高	高	高	小	浅	合
↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑
$\in_3$	含量高	含量低	含量低	低	低	大	深	开
$\in_2^2$	含量低	含量高		高	高	小	浅	合
↑	↑	↑		↑	↑	↑	↑	↑
$\in_2^1$	含量高	含量低		低	低	大	深	开

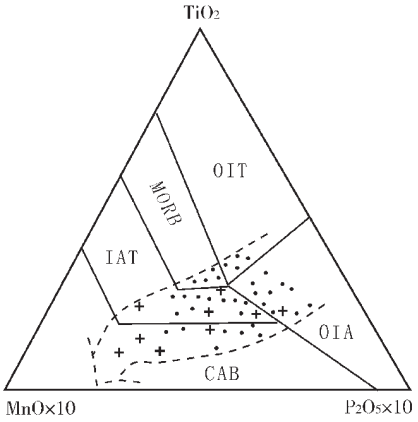


图1 拉脊山玄武岩 TiO_2–MnO–P_2O_5图解

Fig. 1　TiO_2–MnO–P_2O_5 diagram of basalt in the Laji Mountains

OIT—洋岛拉斑玄武岩;OIA—洋岛碱性玄武岩;MORB—洋中脊玄武岩;IAT—岛弧拉斑玄武岩;CAB—钙碱性玄武岩;圆点—寒武纪玄武岩;十字—奥陶纪玄武岩

随州南火山岩带,均呈近东西向平行造山带展布。

通过"七五"和"八五"的研究,关于东秦岭早古生代构造面貌的争论逐渐分化为2种观点:大陆裂谷观点和大陆边缘观点。持大陆边缘观点者[5~10],主要认为东秦岭早古生代阶段存在大洋,现保存的几个火山岩带的地球化学特征差异被认为是大陆边缘的成分极性,而将它们对比为岛弧、弧后盆地及被动大陆边缘;持大陆裂谷观点者[11~17],承认秦岭在早古生代以前(晋宁期)已形成统一的中国古大陆[18~21],认为火山岩带的地球化学特征差异是因为空间上裂陷程度的差异造成的。

作者倾向于,在晋宁期已形成统一的中国古大陆,早古生代阶段秦岭经历了一个新的开合旋回,对二郎坪火山岩带曾做过解剖[22]。研究区位于南阳盆地东面桐柏山系北坡,此区火山岩带多被认为是南阳盆地西面二郎坪群的东延部分,时代为早古生代[12,23]❶。二郎坪群由下往上可划分为4个组:大栗树组、张家大庄组、刘山岩组和大河组。下面重点介绍稀土和微量元素及构造环境依时序变化的特征。

火山岩带内各组之间偏基性火山岩的稀土组成有明显差异,但在各岩组内部却有一致性,按组分别作出它们的稀土分配模式图,结果发现,北带火山岩稀土组成有非常明显的规律:①各个组内部稀土分配模式近于一致;②4个组可划分成2类,一类具有较平缓的稀土分配模式,属于北带火山岩最底部的一个火山岩组(大栗树组),另一类为轻稀土富集型,包括了上部的3个组(张家大庄组、刘山岩组、大河组);③由老到新,各组稀土分配模式由缓向陡变化,$(La/Lu)_N$值由下往上不同组依次为0.97、3.40、5.02、8.89,反映该带火山岩随时代变化呈有规律的演变。

❶ 河南省地质矿产局第三地质调查队.1:5万毛集幅、固县镇幅、平昌关幅地质调查报告.1992.

从微量元素含量及分配模式图看，二郎坪群火山岩各组微量元素组成既有相同点又有差异，但与稀土组成一样，各组内部在很大程度上具有一致性：处于右端的相容元素Zr、Hf、Sm、Ti、Y、Yb、Sc组成与大洋玄武岩类似，元素之间未发生明显的分异，分配曲线平缓；靠近左端的不相容元素Sr、K、Rb、Ba、Th、Ta等多相对大洋玄武岩富集，且各元素之间分异较大；高场强元素Ti未出现亏损，而Th、Ta则强烈富集。各组之间微量元素组成的差异在于强不相容的大离子亲石元素Sr、K、Rb、Ba等由下部的组向上部的组逐渐富集，以K_2O为代表，各组平均值依次为0.09%、0.29%、0.58%、0.91%；P在各组之间差异也较为明显，既有富集的，也有亏损的。

微量和稀土元素及由它们反映的岩浆作用属性，均具一致的由老到新的变化规律（表2），构造环境判别图（图2）显示由板内向岛弧演化的趋势。

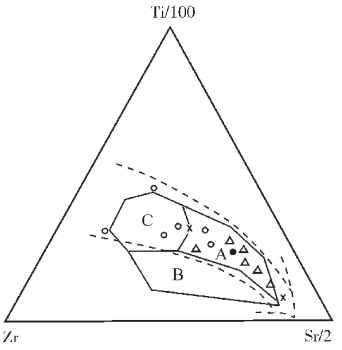


图2 桐柏山北坡二郎坪群Ti/100－Zr－Sr/2图解

Fig. 2 Ti－Zr－Sr diagram of basalt of the Erlangping Group on the north slope of the Tongbai Mountains

A－岛弧低钾拉斑玄武岩；B－钙碱性玄武岩；C－洋底玄武岩

2 开合不同阶段成矿地球化学差异

2.1 福建省崇安－石城构造带金、银等多金属矿床

崇安－石城构造带位于福建省西北部武夷山脉东侧，在大地构造位置上处于武夷－云开构造岩浆带的北东端。崇安－石城构造带以往多称为邵武－河源深断裂带，是闽西北地区重要的构造岩浆成矿带之一。林仟同[24]侧重对该带中2类不同（挤压和拉张）构造岩的地球化学特征差异及其与金、银多金属成矿关系作了探讨。

2.1.1 压性构造地球化学特征

根据断裂带中一些石英包裹体的pH和Eh值的测定结果，压性构造岩形成于偏碱性、较还原的环境。究其原因，可能是在挤压应力作用下，K^+、Na^+、H_2O等从岩石中排出，使热液相对偏碱性。同时，由于压性构造带处于相对封闭的挤压状态，环境还原性增强。

不同时代、不同类型岩石及其在挤压带中构造岩的常量元素含量分析结果显示，岩石经过挤压作用后，含量增加的（或带入的）组分有TFe_2O_3、TiO_2、MgO等，明显降低的（或带出的）组分有K_2O、Na_2O、CaO等，SiO_2、Al_2O_3则有升有降。

压性构造岩中微量元素含量统计表明，压性构造岩Au、Bi、W、Mo、F等元素的含量变化大，分布不稳定，变异系数大（即离散程度高），正偏显著，峰凸明显。Ag、Cu、Pb、Zn等元素分布较稳定，Ag的变异系数仅为66.8382，表明在挤压应力作用下Au比Ag更活泼，富集、成矿的可能性更大。

2.1.2 张性构造地球化学特征

张性构造岩中石英包裹体成分的pH值相对较

表2 桐柏山北坡二郎坪群火山岩地球化学演化规律

Table 2 Characteristics of geochemical evolution of volcanic rocks of the Erlangping Group on the north slope of the Tongbai Mountains

地层序列（上新下老）	地质地球化学特征演化系列							构造演化方向
	岩石组合	K、Rb、Sr、Ba、Th等	∑REE	∑REE分配模式	部分熔融程度	地壳厚度	源区深度	
大河组	单模式	含量高	含量高	右倾斜型	低	大	浅	聚合造山
刘山岩组	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑
张家大庄组	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓
大栗树组	双模式	含量低	含量低	平缓型	高	小	深	开裂

低,Eh值明显偏高。这可能是张性构造岩形成于相对开放的构造环境,以及表生作用的影响(易于发育氧化带)而使Eh值增高。

张性构造岩与其围岩的常量元素相比,前者SiO_2含量明显提高,其他组分的含量大多数有不同程度的降低,特别是K_2O和Na_2O降低幅度最大,浓集系数最小。

从微量元素看,张性构造岩Au、Ag、As、Bi、F、Mo等元素含量变化大,分布不稳定。与压性构造岩相比,该单元Au、Ag含量均有所提高,特别是Au的含量,但二者Au的变异系数、偏倚系数和峰凸系数差别不大。Au的含量较高与张性构造岩的强烈硅化有关,反映了Au的亲Si性。特别需要指出的是,张性构造岩不仅Ag含量较高,而且变化大,变异系数、偏倚系数、峰凸系数等明显高于压性构造岩,反映了Ag与张性构造岩之间的亲缘关系。

2.1.3　张、压性构造阶段成矿差异

崇安-石城构造带不同阶段构造状态与成矿关系综合表示于图3,从图中可以看出,压(扭)性阶段与张(扭)性阶段成矿特征存在着明显的差异。

2.2　拉脊山开合与铜、金多金属成矿[25]

拉脊山早古生代经历多阶段的开合,对应不同的开合阶段,铜、金多金属成矿作用具有不同的特点。上寒武统和中奥陶统铜含量较高(是其他阶段的1~5倍),成为铜矿床的矿源层,它们对应岩石圈"开"的阶段。根据已发现的铜矿床(点)统计,90%以上产出于晚寒武世地层中,证明上寒武统是铜矿矿源层(但同属开性质的中奥陶统,因出露面积局限,不足1 km^2,未见成矿)。金矿床(点)分布与铜矿床(点)具有一致性。据邢岩❶统计,在上寒武统中就集中了拉脊山67%的金矿床(点)。

拉脊山已发现的与火山岩有关的铜、金矿床(点)主要是"合"(挤压造山)阶段的热液矿床。加里东运动使拉脊山火山岩盆地开裂最终终止并挤压造山,伴随挤压造山有较强的热液活动,使矿源层中的Cu、Au元素得以再次富集并成矿。

从已有的铜、金矿床(点)看,大多数与侵入岩在时空上有依存关系。空间上,矿床常产出在岩体的接触带。时间上,成矿与中酸性岩体一致,均是加里东期。中酸性岩体与成矿关系密切,但岩体本身不是矿源层。以铜为例,拉脊山加里东期中酸性岩铜含量与世界中酸性岩铜含量平均值相比,没有出现较高的异常,只是接近或低于本区背景值(30×10^{-6})。

图4表示金的热液成矿模式,很好地反映了挤压造山作用中金从矿源层中活化转移富集成矿的过程。挤压造山作用通常都伴随大量的中酸性岩浆侵入活动,中酸性岩浆中富含的热液作用于围岩,一方面从围岩中汲取硫,硫含量的富集有利于热液作用于矿源层,形成金属硫的络合物,从而金在热液中得以富集并迁移。所以金的成矿热液开始可以是含金强烈不饱和的,到后期热液的金含量很大程度上取决于与金形成络合物的硫的含量和与热液起反应的岩石金含量。显然,岩石金含量越高,在其他条件相同的情况下,热液的金含量也应越高,因此,已经存在的矿源层对矿床形成是一个决定性的环节。经过深部富集的含矿热液进一步向上运移,遇地下水循

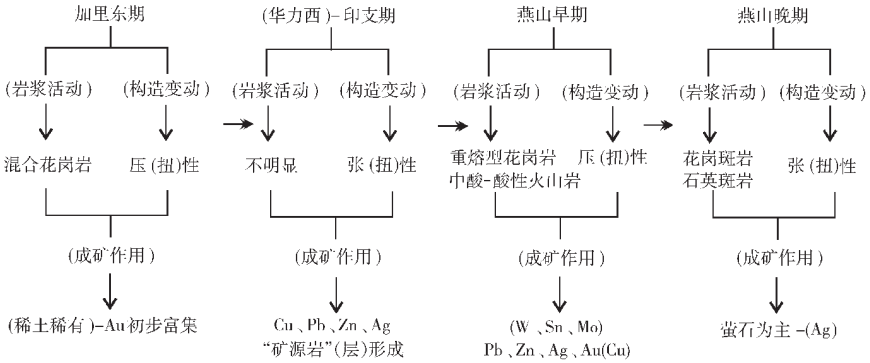


图3 崇安-石城构造带构造阶段与成矿关系示意图

Fig. 3　Relation between the tectonic stages and mineralization of the Chong'an- Shicheng tectonic belt

❶ 邢岩. 泥旦沟金矿控矿因素及金的富集规律. 全国第二届黄金地质学术交流会议论文,1988.

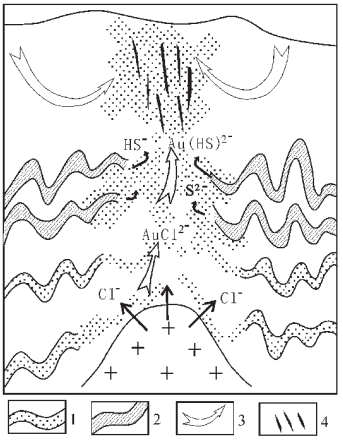


图4 花岗岩类侵入作用下金活化富集模式
(据参考文献[26]修改)

Fig. 4 Model of gold remobilization and concentration during instruction of granites

1—富金层位;2—富硫层位;3—富氧渗流水;4—金矿脉

环带,物理化学环境发生改变,热液中的金得以沉淀成矿。断层或较大的裂隙对成矿较为有利,一方面它们构成了地下水向深部循环的集中通道,有较充足的水快速改变含矿热液的物理化学条件,使大量的金能够快速沉淀而不至分散;另一方面它们提供了金集中淀积的场所。这也就是为什么金矿常常呈脉状产出的原因。从这个成矿模式,我们可以看到"合"的作用从引起中酸性岩浆侵入和形成断层或构造裂隙2个方面对成矿作出贡献,而前者在成矿中是决定性的。这里应强调的是,"合"这样的大背景是热液活动、成矿元素活化和转移的主要因素,但在此大背景下间歇出现"开"的脉动作用对含矿热液的成矿物质沉淀有着重要意义,这样的活动造就快速的物理化学环境改变的条件,有利于断层等先成结构面进一步张开,同时也可以促进地下水的循环。

3 讨 论

为什么岩浆成分会随时序有规律地变化?其控制因素及构造意义是什么?这是作者近年努力探索的问题。

考虑影响岩浆岩成分的因素,应该包括岩浆源区成分、地幔不均一性、源区环境(温度、压力)、岩石圈受力状态、熔融程度、结晶分异、地壳混染等[27]。从板块构造观点出发,不同构造单元中与岩浆作用有关的诸要素是不同的,因而造成岩浆作用类型包括成分上的差异。不同构造单元物质组成特别是岩浆组成的差异,是我们利用元素作为示踪去认识历史板块构造的基础。对于同一地点来说(地幔不均一性的影响较小),影响岩浆成分变化最主要的因素是岩石圈的应力状态,拉张作用下的和挤压作用下的岩浆作用特点是不一样的,在相同的温度条件下,受拉的应力状态等同于体系的降压,有利于促进地幔熔融,受拉强度越大,熔融程度越高,反之也成立;岩浆从源区上升到地表的过程,如果处于受拉的环境,岩浆受到的阻碍较小,因而能够较快速地上升到地表,结晶分异和地壳混染的机会就较小,这样的岩浆也能较好地反映源区特征[28,29],反之也然。据此,我们就有可能通过对影响岩浆岩成分的岩浆作用过程的分析,获得岩石圈动力学过程的信息。

成矿作用过程不同阶段的特征,很重要的一个方面取决于成矿元素的地球化学行为,元素地球化学行又为与其所处的物理、化学环境有密切关系,构造动力学又是物理、化学环境的直接影响因素。因此可通过构造动力学与成矿元素地球化学行为之间的耦合分析探索构造过程与成矿的制约关系。

Au、Ag等是极不活泼的元素,但它们易与Cl、S等形成易溶的络合物,从而在热液中具有较强的活动能力。较强的热液活动多出现在构造的挤压变形阶段,一方面挤压作用使积存在火山岩、沉积层中的空隙水排出,作为大量热液的来源之一;另一方面与挤压构造作用相伴随的大量花岗岩类侵入带来大量的热能与流体。因此,在挤压构造体制作用下,由于热液的活动,有利于促进矿源层Au、Ag等多金属元素的活化、转移,部分矿物质在有利部位富集成矿。当构造体制由挤压转换为拉张状态时,引起体系物理化学环境发生改变,体系压力降低,开放性增强,增进了地下水的循环,温度降低,由相对较还原的环境向较氧化的环境转化,这时另一部分矿物质在有利的部位沉淀成矿或矿化。由于不同的元素包括Au、Ag等成矿元素地球化学行为的差异,从而表现出不同构造状态下活化、迁移与富集的差异。

成矿作用过程是一个复杂的物理化学作用过程,以前研究的注意力多放在物理化学环境的改变如何作用于成矿作用过程,而构造动力如何作用于成矿作用,还较少看到这方面的研究。加深这方面的研究,不仅对丰富成矿理论,而且对具体指导找矿都有重要意义。

参考文献：

[1]冯益民.祁连造山带研究概况——历史、现状及展望[J].地球科学进展,1997,4(4):307~314.

[2]葛肖虹,刘俊来.北祁连造山带的形成与背景[J].地学前缘,1999,4(4).

[3]邓清禄,周雁,杨巍然.拉脊山早古生代火山岩盆地开合演化岩石地球化学标志[J].西北地质科学,1995,16(1):84~91.

[4]邱家骧,曾广策,王思源,等.青海拉脊山造山带早古生代火山岩[J].西北地质科学,1995,16(1):69~83.

[5]张国伟,孙勇,于在平,等.北秦岭古活动大陆边缘[A].见:张国伟等著.秦岭造山带的形成及演化[C].西安:西北大学出版社,1988.48~64.

[6]张国伟,张宗清,董云鹏.秦岭造山带主要构造岩石地层单元的构造性质及其大地构造意义[J].岩石学报,1995,11(2):101~114.

[7]周鼎武,张成立,韩松,等.东秦岭早古生代两条不同构造-岩浆杂岩带的形成构造环境[J].岩石学报,1995,11(2):115~125.

[8]薛锋,张国伟.秦岭造山带丹凤变质岛弧火山岩的岩石组合与地球化学特征[J].地球化学,1993,(1):80~93.

[9]贾承造,施央申,郭令智.东秦岭板块构造[M].南京:南京大学出版社,1988.5~12.

[10]张本仁,骆庭川,高山,等.秦巴岩石圈构造及成矿规律地球化学研究[M].武汉:中国地质大学出版社,1994.246~248.

[11]杨森楠.秦岭古生代陆间裂谷系的演化[J].地球科学,1985,10(4):53~62.

[12]王仁民,陈珍珍,李平凡,等.河南桐柏地区基性变质岩研究[A].见:安三元,胡能高主编.北秦岭裂陷的形成与变质作用[C].西安:西北大学出版社,1992.83~106.

[13]黄月华,任有祥,夏林圻,等.北大巴山早古生代双模式火成岩套:以高滩辉绿岩和嵩坪粗面岩为例[J].岩石学报,1992,8(3):243~256.

[14]王清廉.陕西秦巴火山岩的分布特征及其与成矿的关系[J].陕西地质,1992,10(2):53~59.

[15]丁宇.南秦岭中段亚碱性-碱性岩板块构造环境及岩浆演化[J].桂林冶金地质学院学报,1993,13(1):34~44.

[16]邱家骧,张珠福.北秦岭早古生代海相火山岩的实验、成分与构造开合[J].地球科学,1997,22(3):233~239.

[17]邱家骧,曾广策,朱云海.北秦岭-南祁连早古生代裂谷造山带与小洋盆蛇绿岩套特征及纬向对比[J].高校地质学报,1998,4(4):393~405.

[18]杨森楠,吴鉴,杨学忠,等.大别山前寒武纪构造演化[J].地球科学,1983,8(3):81~92.

[19]杨巍然,杨森楠.造山带研究的现代理论和研究方法[M].武汉:中国地质大学出版社,1991.142~144,60,91.

[20]张二朋,牛道韫,霍有光,等.秦巴及邻区地质构造特征概论[M].北京:地质出版社,1993.90~118.

[21]张成立,周鼎武,刘颖宇.武当地块基性岩墙群地球化学研究及其大地构造意义[J].地球化学,1999,28(2):126~135.

[22]邓清禄,杨巍然.陆内造山带"开"、"合"时序演化的地球化学表征-桐柏北坡二郎坪群例析[J].地质地球化学,1996,(6):53~59.

[23]杨巍然,杨森楠.造山带结构与演化的现代理论和研究方法[M].武汉:中国地质大学出版社,1991.3~7.

[24]林仟同.福建崇安-石城构造带的地球化学特征及其与成矿的关系[J].地质科技情报,2003,22(1):92~96.

[25]邓清禄,杨巍然.青海拉脊山早古生代"开"、"合"演化的地球化学证据与成矿[J].地质论评,1998,44(1):15~22.

[26]刘英俊,马东升.金的地球化学[M].北京:科学出版社,1991.110~114.

[27]Smith E I, Sanchez A. Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane volcanic field, Utah: Implications for small- and large-sale chemical variability of the lithospheric mantle[J]. The Journal of Geology, 1999, 107:433~448.

[28]Singer B S, Myers J D. Intra-arc extension and magmatic evolution in the central Aleutian, Alaska[J]. Geology, 1990, 18: 1050~1053.

[29]Beccaluva L, Siena F, Coltorti M, et al. Nephelinitic to tholeiitic magma generation in a transtensional tectonic setting: an integrated model for the Iblean volcanism, Sicily[J]. Journal of Petrology, 1998, 39(9):1547~1576.

Geochemical responses to opening-closing tectonics

DENG Qinglu, YANG Weiran

(*China University of Geosciences, Wuhan* 430074, *Hubei, China*)

Abstract: Opening-closing is a basic form of tectonic movement. During the opening-closing evolution of a tectonic belt, there is the geochemical response to the opening-closing development of the orogenic belt. Geochemical study of volcanic rocks in the Early Paleozoic opening-closing cycle in the Laji and East Qinling mountains indicates that, from opening to closing, the REE, LREE and LILE abundances become higher, while alkalinity gets lower. The attributes of magmatism and crustal tectonics revealed by geochemistry also have corresponding evolutionary features. As a part of geological processes, endogenic metallogenesis is closely related to the opening and closing of the tectonic belt. The coupling between the element geochemical behavior and the tectonic dynamics of the Earth the theoretical basis for understanding the geochemical response of tectonic opening-closing.

Key words: opening-closing; geochemistry; metallogenesis; Laji Mountains; East Qinling

初论开合构造方式

徐志刚

(中国地质科学院矿产资源研究所,北京 100037)

摘要:开合构造方式是开合构造学中的一项重要要素,涉及开合构造动力学。开合构造方式可根据开裂带和聚合带的形态和方向性,以及扩张应力与挤压应力之间的相互关系分为平行式、斜交式、剪刀式和夹子式。夹子式开合方式是本文首次提出的,故举蒙古-鄂霍次克中生代岩浆岩带和华南晚前寒武纪构造2个典型例子予以较详论述。

关键词:开合构造方式;夹子式开合方式;蒙古—鄂霍次克带;华南晚前寒武纪构造

中图分类号:P541 文献标识码:A 文章编号:1671-2552(2004)03-0238-08

开裂运动(开)和聚合运动(合)是全球地壳或岩石圈应力作用和应变体制中"升、降、开、合、扭"[1]中最基本的2种运动。黄汲清提出的手风琴式运动就是将开、合2种运动结合起来的一种形象比喻[2]。已有学者较详细地讨论了开合构造中诸多要素,如开合序列、开合旋回、开合类型、开合组合形式和开合动力学等[3,4]。就开合组合形式而言,曾被分为开合基本在同一地区交替出现的手风琴式(以秦祁地区为典型)、不在同一地区发生的传递式(如太平洋中隆张裂和西太平洋俯冲)和兼具上述二式特点的复合式(以天山、阿尔泰地区为典例)[3]。就开合运动机制而言,曾提出地幔对流正反向交替循环的设想[5]。前人论述的特提斯-喜马拉雅、昆仑、天山、新疆、秦岭等地开合构造多涉及手风琴式和/或传递式开合构造[2,4,6~9]。前人也注意到许多海湾或洋盆发生剪刀式闭合和大陆发生剪刀式张开,前者典例是蒙古-鄂霍次克洋之晚三叠—早白垩世之剪刀式闭合[10];后者典例是特提斯在三叠纪—侏罗纪时从太平洋西部,在联合古陆上由东向西呈剪刀式张开及大西洋在侏罗纪末—古近纪时由南向北呈剪刀式张开,并引起特提斯洋的剪刀式闭合[11],但前人较少联系到与剪刀式闭合作用相伴的剪刀式开裂作用或与剪刀式开裂作用相伴的剪刀式闭合作用。笔者曾提出大兴安岭中生代火山岩带西亚带之双峰式火山作用可能与蒙古-鄂霍次克洋在晚三叠世—早白垩世期间剪刀式闭合过程中,逆时针旋转的布列亚-兴凯地块后缘拉张作用有关,将海湾剪刀式闭合与在大陆内造成的开裂联系起来[12,13],后又提出华南晚前寒武纪构造演化具有类似构造样式[14,15]。

1 开合构造方式

开合构造动力学涉及开合构造的力源、开合构造形态和应力传递,并与开合方式有关。前人较多提及的手风琴式开合构造动力学,并未就这些方面作深入讨论。笔者曾据开裂带和聚合带的形态和方向性以及扩张/挤压应力之间的相互关系,把开合方式分为平行式、斜交式和剪刀式3种型式。在本文成文过程中,在与姜春发研究员的讨论中,感到一把完整剪刀包括后部剪柄和前部剪刃,2部分以连接点而同步张开或剪合。特提斯和大西洋的剪刀式张开,仅是剪刃,而无剪柄之半把剪刀。蒙古-鄂霍次克洋晚侏罗世—早白垩世期间剪刀式闭合在陆内造成的裂谷型岩浆岩带,以及华南晚前寒武纪构造演化显示的扬子-华夏古陆中西部桂黔湘地区开裂和东北部赣皖浙海湾剪刀式闭合,皆有异于一把完整剪刀的运动方式,而类似于一个夹子的运动方式。作者就循习惯将特提斯剪刀式张开或闭合那种"半"剪刀状张开或闭合构造仍称之为剪刀式开/合构造,将华南晚前寒武纪剪刀式张开和相关联的剪刀式闭合的构造合称为夹子式开合构造(Clip-type opening-closing

收稿日期:2003-09-05

地调项目:中国地质调查局《中国成矿体系与区域成矿评价》子课题《中国地质构造环境、演化及其对成矿的控制》专题资助。

作者简介:徐志刚(1939-),男,研究员,从事区域成矿规律和矿田构造研究工作。

tectonics)。因此开合构造方式可分为以下4种。

(1)平行式开合构造:开裂带和聚合带皆呈带状,且大致平行,应力及传递方向大致垂直开裂带和聚合带,裂解地块作平移运动。

(2)斜交式开合构造:开裂带和聚合带皆呈带状,但并不平行,裂解地块虽作平移运动,但应力及传递方向垂直开裂带,斜切聚合带。大洋板块向大陆板块之斜向俯冲导致的斜向碰撞即是典例。

(3)剪刀式开/合构造:开裂带或聚合带呈"半"剪刀状,与开裂带或聚合带对应的构造表现不明。应力大致垂直开裂带或聚合带,并随开裂或闭合幅度增大,两侧块体作小角度反向转动。

(4)夹子式开合构造:开裂带和聚合带各呈楔状,并以"顶角"部位相连,聚合带大多是先存楔状海湾或大型盆地。开裂带的扩张应力使开裂带两侧或一侧块体作反向旋转运动,促使楔状海湾发生剪刀式闭合;或者是先存的楔状海湾发生剪刀式闭合时,在旋转块体后缘发生剪刀式拉张作用。

上述4种型式的开合构造中,以前3种较多见,而夹子式开合构造较少见,这可能是其需有先存的楔状海湾这一古地理条件之故。平行式和斜交式开合构造的动力学很可能是一个地区因其壳下地幔的上升流引起开裂之扩张应力的传递,导生出另一地区聚合的挤压应力,也可能是在大的挤压背景应力作用下(如洋壳俯冲),在其前方局部地区引起的较小扩张(如弧后盆地、盆岭省等)。剪刀式或夹子式开合构造动力学既可能是开裂区之壳下地幔隆升产生的扩张应力促使开裂区两侧块体发生反向旋转,进而促使海湾或盆地渐趋闭合,也可能是源自更大范围的挤压应力使古海湾发生闭合,海湾两侧或一侧块体反向旋转,在旋转地块后缘产生拉张应力而开裂。若是这样的话,则前一种开裂区显示出主动裂谷特征,后一种开裂区显示出被动裂谷特征。主动裂谷和被动裂谷表现为岩石圈拉张程度的差异,并反映出岩浆岩组合及其地球化学(如ε_{Nd}和I_{Sr}值)特征的差异[16,17]。

鉴于夹子式开合构造系由笔者首次予以关注并提出的,故举二典例以说明之。

2　蒙古-鄂霍次克洋之夹子式开合构造

大兴安岭中生代火山岩大致以二连浩特-五叉沟-博克图一线分为东、西2个亚带(图1)。东亚带呈NNE向,往南延伸至阴山-燕山地区,主要发育晚侏罗世-早白垩世早期(满克头鄂组-玛尼吐组-白音高老组)流纹质夹少量安山质的火山岩,产于一些小型断陷盆地中。西亚带往SW延伸至俄蒙2国,实是蒙古-鄂霍次克中生代岩浆岩带的一部分,主要发育晚侏罗世(塔木兰沟组)和晚侏罗世-早白垩世早期(上库力组)玄武质-流纹质似双峰式火山岩。继之,2亚带皆发育玄武质火山岩(梅勒图组和伊列克得组)(图2)。东、西2亚带晚侏罗世和晚侏罗世-早白垩世早期火山岩之分异指数Di柱式图解分别类似于造山带和非造山带火山岩(图3),显示它们分别形成于构造挤压(或挤压剪切)和构造拉张(裂谷)环境。如何解释大兴安岭中生代火山岩带东、西2亚带火山作用特征及产出构造环境的差异?

笔者首次注意并强调大兴安岭西亚带裂谷型火山作用和成矿作用与蒙古-鄂霍次克洋的剪刀式闭合作用有关。蒙古-鄂霍次克洋在晚三叠世宽2000 km,自晚三叠世-早侏罗世起,洋盆南侧阿穆尔(黑龙江)被动陆缘作逆时针旋转,洋盆渐趋作剪刀式闭合,至中-晚侏罗世(180~150 Ma)洋盆已大部分闭合,直至早白垩世(140~120 Ma)洋盆最终闭合[10](图4)。笔者认为,在蒙古-鄂霍次克洋盆剪刀式闭合过程中,伴随布列亚-兴凯地块的逆时针转动,必然在转动块体后缘产生拉张作用,发生裂谷或似裂谷型构造-岩浆-成矿作用。由于此种拉张作用在蒙古东部北戈壁及俄罗斯外贝加尔地区最为强烈,形成蒙古-鄂霍次克中生代岩浆岩带和众多裂谷型铀和萤石矿床,如满洲里北70 km之斯特列利佐夫超大型铀矿床和乔巴山附近诺尔特大型铀矿床(均为火山热液型)。大兴安岭西北部也有许多大-中型萤石矿床和铀矿化点,还产有大型斑岩铜钼矿和火山-次火山热液型银铅锌和锌矿床[18]。在美国西部里奥格朗德(Rio Grande)裂谷中产有大量萤石矿床和铀矿床[19],在挪威的奥斯陆(Oslo)裂谷中产斑岩钼矿床,加拿大Keweenawan裂谷中产斑岩型铜钼矿床[20]。然而,大兴安岭西亚带双峰式火山岩之基性端员组分(分异指数Di=40~60)较典型大陆裂谷者(Di=20~40)偏酸性,显示其拉张作用不十分强烈,这可能与西亚带处于北戈壁-外贝加尔裂谷带边缘有关。据新巴尔虎右旗地区塔木兰沟组玄武质火山岩K_2O含量、二氧化硅指数和Zr、Y含量,推知该地区拉张速度为0.33~0.82 cm/a,平均0.64 cm/a

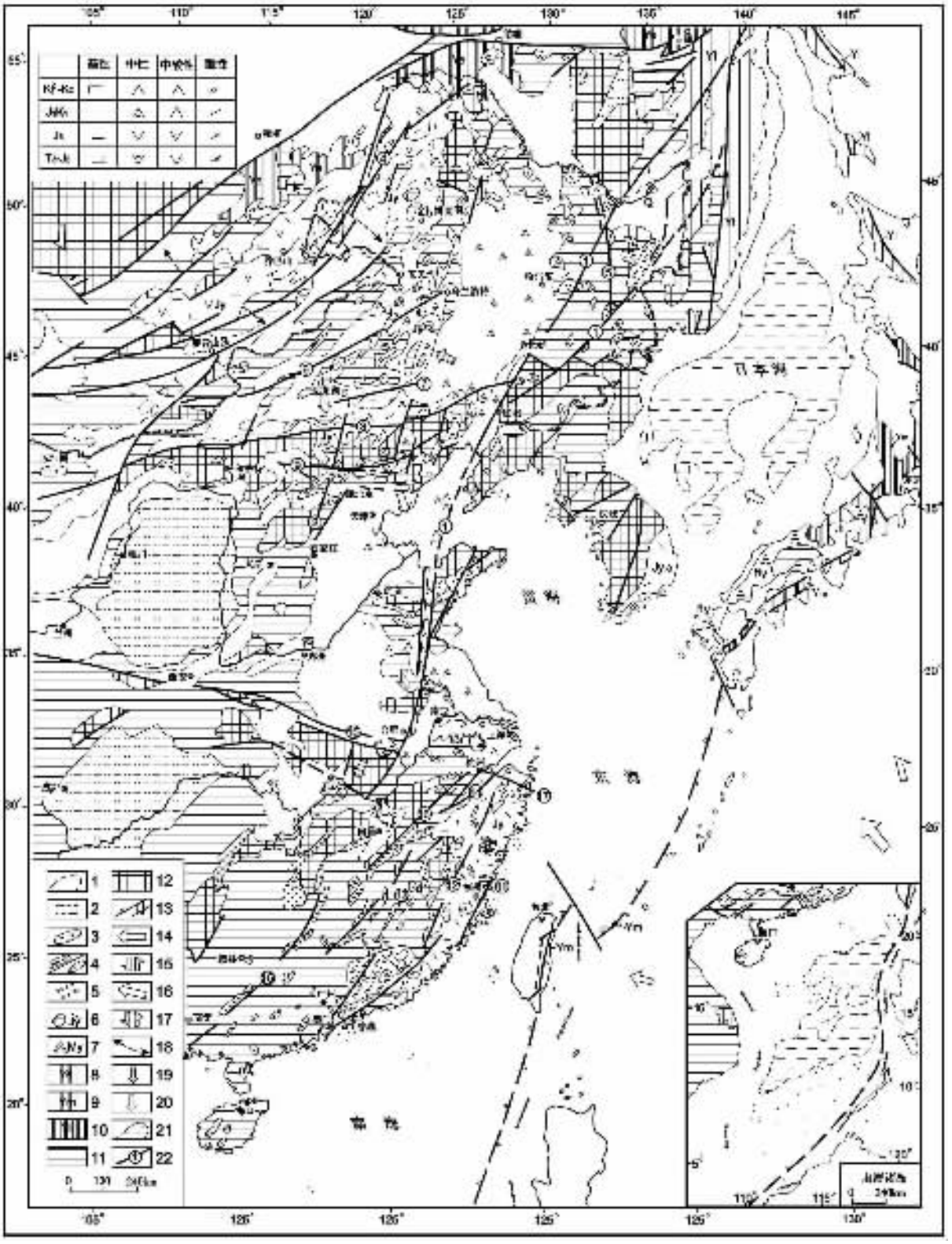


图1 中国东部及邻区中生代(主要是燕山期)构造-火山活动简图(图例说明见下页)

Fig. 1 Sketch map showing Mesozoic (mainly Yanshanian) tectono-volcanic activity in eastern China and its adjacent areas

参考《1:5000000中国地质图》(1990)、有关省(自治区、直辖市)地质图及《1:5000000中国及邻区大地构造图》(任纪舜主编,1999),对作者(Xu Zhigang, 1990)原图修改、补充而成。

1—新生代盆地;2—大型中生代内陆盆地(即鄂尔多斯盆地和四川盆地);3—K_1^2–K_2盆地(北方白彦花群含煤盆地,南方以南雄组为代表的红色盆地);4—J_{1-2}陆相(含煤)盆地(北方);5—沿海(含煤)盆地(即鸡西盆地和粤东海湾);6—陆缘活化型火山岩(盆地)(主要为J_3–K_1,时代和岩性示于图左上角);7—活动陆缘型火山岩(白垩系,日本);8—早燕山造山带(160~150Ma,Ye鄂霍次克带南缘的赤塔–漠河–结雅–古加一带);9—中燕山造山带(130~120Ma,Ym台湾、日本);10—晚燕山造山带(100~80Ma,Yl日本北海道、库页岛及锡霍特–阿林带);11—古生代–早中生代(T_{1-2})基底(燕辽地区包括中–新元古界长城系–青白口系);12—前寒武纪基底(包括兴蒙–吉黑区及俄、蒙邻国的兴凯/萨拉伊尔褶皱基底);13—西太平洋古陆与亚洲大陆[日本的黑濑川地块与前邻家地块(T_3–J_2)及前邻家–黑濑川双地块与飞驒地块(J_3–K_1)]碰撞带;14—推动上述斜向碰撞的"库拉板块"/"伊泽奈崎板块"的北西向运动应力或西太平洋古陆南东侧某未知洋脊的北西向扩张应力;15—起因于西太平洋古陆与亚洲大陆北(北)西向碰撞的古太平洋与亚洲大陆间的左行剪切运动;16—起因于西太平洋古陆与亚洲大陆北(北)西向斜向碰撞的西太平洋古陆的西向挤压应力;17—郯庐断裂带的左行剪切应力(J_3–K_1^1);18—蒙古–鄂霍次克洋J–K_1剪切式闭合过程中,北向俯冲且逆时针转动的布列亚–兴凯地块后缘的拉张应力(参见图4);19—局部挤压应力;20—局部拉张应力;21—后期(新生代)洋壳拉张–裂谷区;22—重要(深)断裂(图中为圈码):(1)郯庐断裂;(2)紫荆关断裂;(3)嫩江断裂;(4)德尔布干断裂;(5)牡丹江断裂;(6)贺根山–乌兰浩特断裂;(7)西拉木伦断裂;(8)内蒙隆起北缘断裂;(9)内蒙隆起南缘断裂;(10)秦岭中央断裂;(11)厦门–长乐断裂;(12)宁波–丽水–海丰断裂;(13)邵武–河源断裂;(14)江山–绍兴断裂;(15)吴川–四会断裂;(16)江南隆起南缘断裂;(17)安吉–山门断裂

(图略)。显然,蒙古–鄂霍次克洋的剪刀式闭合构造与相关的陆内裂谷型构造–岩浆–成矿作用是一种典型的夹子式开合构造。

关于大兴安岭东亚带的晚侏罗世—早白垩世早期(K_1^1)流纹质火山岩,乃起因于西太平洋古陆与东亚大陆之NNW向斜向碰撞(或库拉/伊泽奈崎板块NNW向斜向俯冲)之挤压应力及西伯利亚地块南向滑动之侧向挤压应力,造成中—下地壳发生大规模部分熔融的产物。而早白垩世早期(K_1^2)全区玄武质火山岩浆的喷发,显示大兴安岭地区(特别是东部)已总体从构造挤压后开始转为构造拉张,与此相应的是还出现碾子山、巴尔哲、苔莱花和沙尔塔拉等碱性花岗岩体的侵入,到白垩纪晚期时,在大兴安岭东侧地区开始形成松辽盆地。

3 华南晚前寒武纪夹子式开合构造

华南晚前寒武纪构造演化是中国大陆壳演化中一个十分重要,但又争议颇烈的基础地质问题,并涉及对华南晚前寒武纪和显生宙构造–岩浆–成矿作用的理论认识和矿产勘查。前人曾提出过多种歧见甚殊的构造演化模式[21~33](详见参考文献[14,15]),分歧主要在于:①古元古代末是否形成过华南古大陆或扬子–华夏古陆?或是否存在"原始扬子古陆"、"原始华夏古陆"和介于二者之间的"原始华南洋"?这又涉及"华南洋"是一原始大洋,还是在陆壳基底上由有限拉张形成的,以过渡壳为基底的裂陷海槽?②为何扬子块体与华夏块体的碰撞形迹仅发现于江山–绍兴断裂带,而桂湘粤黔广大地区至今未有发现?③对板溪群岩石时代及其意义的认识。

笔者曾从华南前寒武纪地质研究的丰硕资料中总结出一些进展,并受蒙古–鄂霍次克洋夹子式开合构造的启迪,提出华南晚前寒武纪夹子式开合构造演化模式[14,15](图5)。该模式的主要地质依据有:①扬子板块中—新元古代浅变质基底之下存在新太古代—古元古代中—深变质基底。②重新确证了华夏古陆的存在。③火山–深成岩物源显示"华南加里东褶皱带"和东南沿海具新太古代—古元古代基底。④"江南古陆"上原定的"中元古界"实属不同时代,且形成于不同的构造环境,即桂北四堡群、黔东北梵净山群和湖北冷家溪群为中元古界,含层状基性—超基性岩(具鬣刺结构的科马提岩、玄武质科马提岩),属形成于裂谷环境的火山–沉积岩系。这些地层之上的板溪群及相当的丹洲群、高涧群为一套轻微变质的成层有序的裂谷沉积组合,而非中生代蛇绿杂岩。赣东北双桥山群已分解为中元古界九岭群和新元古界修水群,怀玉山区上墅群或登山群、皖南上溪群和浙西双溪坞群皆为新元古界。赣皖浙地区中、新元古界大多显示岛弧型火山–沉积建造或弧后盆地沉积特征,赣东北蛇绿岩带中含硬柱石和青闪石等高压矿物。⑤大别–皖南地块在新太古代—古元古代时可能是华北板块的一部分,是在中—新元古代时从华北板块脱落、再增生到扬子板块北缘的(详见参考文献[14])。

该夹子式开合构造的要点如下。

(1)华南地区除有中、新元古代浅变质基底外,还广泛存在新太古代—古元古代中—深变质基底,

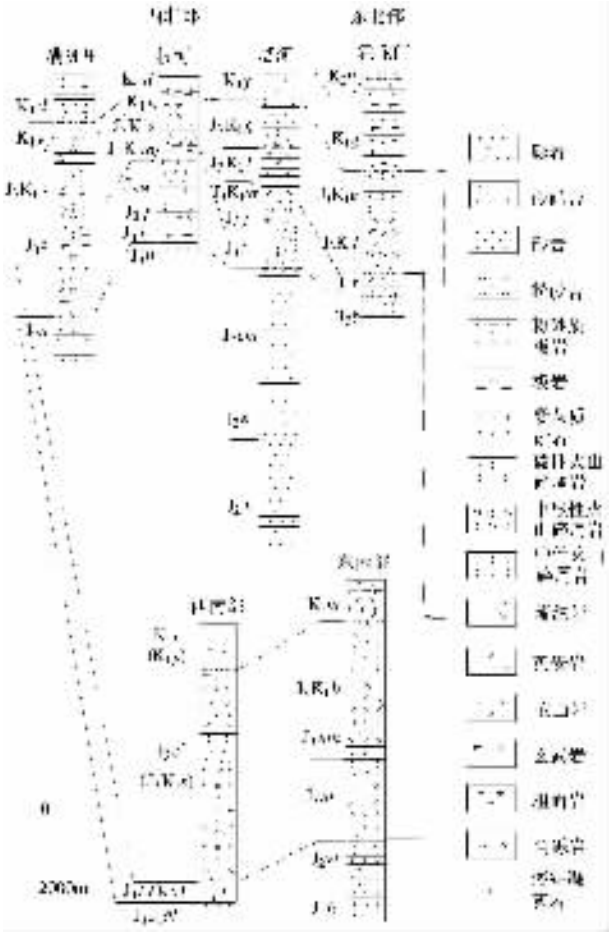


图2 大兴安岭中生代火山岩地层对比

Fig. 2 Correlation of Mesozoic volcanic strata in the Da Hinggan Mountains

K_2n—嫩江组；K_1d—大磨拐河群；K_1y—伊列克得组；K_1g—甘河组；K_1m—梅勒图组；K_1t—道特诺尔组；J_3K_1g—光福组；J_3K_1l—龙江组；J_3K_1s—上库力组；J_3K_1m—木瑞组；J_3K_1b—白音高老组；J_3mn—玛尼吐组；J_3m—满克头鄂博组；J_3q—七一牧场组；J_3j—吉祥峰组；J_3t—塔木兰沟组；J_3c^2—查干诺尔组上段；J_3c^1—查干诺尔组下段；J_2w—万宝组；J_2n—南平组；J_2em—额木尔河组；J_2e—二十二站组；J_2x—绣峰组；J_1h—红旗组；$J_{1-2}al$—阿拉坦合力群；J_3b—白山组

并在古元古代末形成统一的扬子-华夏古陆或华南古大陆，但古陆东北部有一伸入古陆内部的赣皖浙古海湾，海湾北侧是赣皖苏半岛。

(2)从中元古代起，大陆中西部的桂黔湘地区可能由于深部幔源物质上涌、张裂成裂陷海槽，使“华夏块体”逆时针转动，“扬子块体”顺时针转动，进而导致古陆东北部赣皖浙古海湾渐趋发生剪刀式闭合，最后沿宜春—江山—绍兴一线对接、碰撞。

(3)据地层中火山岩平均K_2O含量、硅指数和安

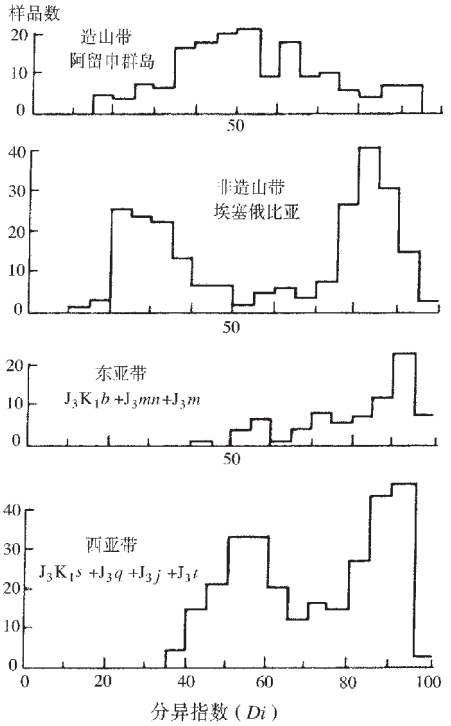


图3 大兴安岭晚侏罗世—晚侏罗早白垩世火山岩的分异指数(*Di*)柱式图解

(造山带和非造山带火山岩据Condie，1989)

Fig. 3 Columnar diagram of the differentiation index (*Di*) of J_3-$J_3K_1^1$ volcanic rocks in the Da Hinggan Mountains

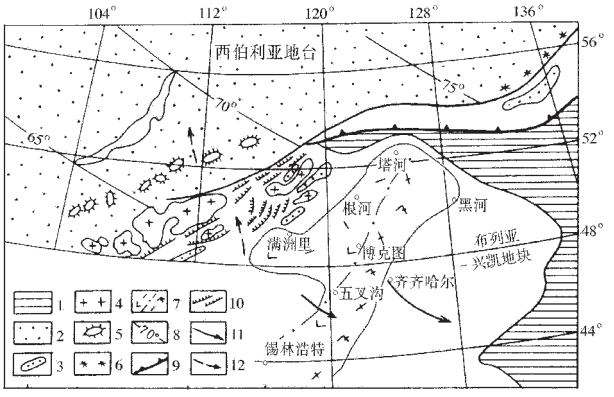


图4 晚侏罗—早白垩世早期蒙古-鄂霍次克带复原再造

(据L P Zonenshain等1990年的原图修改、补充)

Fig. 4 Map showing reconstruction of the Mongol-Okhotsk belt in the Late Jurassic-early Early Cretaceous

1—洋底；2—陆块；3—浅水沉积；4—花岗岩基；5—板内碱性、双峰式火山岩；6—岛弧钙碱性火山岩；7—大兴安岭火山岩带及东、西二亚带；8—古纬度；9—俯冲带；10—碰撞带；11—蒙古-鄂霍次克洋剪刀式闭合过程中，布列亚-兴凯地块的逆时针转动方向；12—逆时针转动的布列亚-兴凯地块后缘的拉张作用

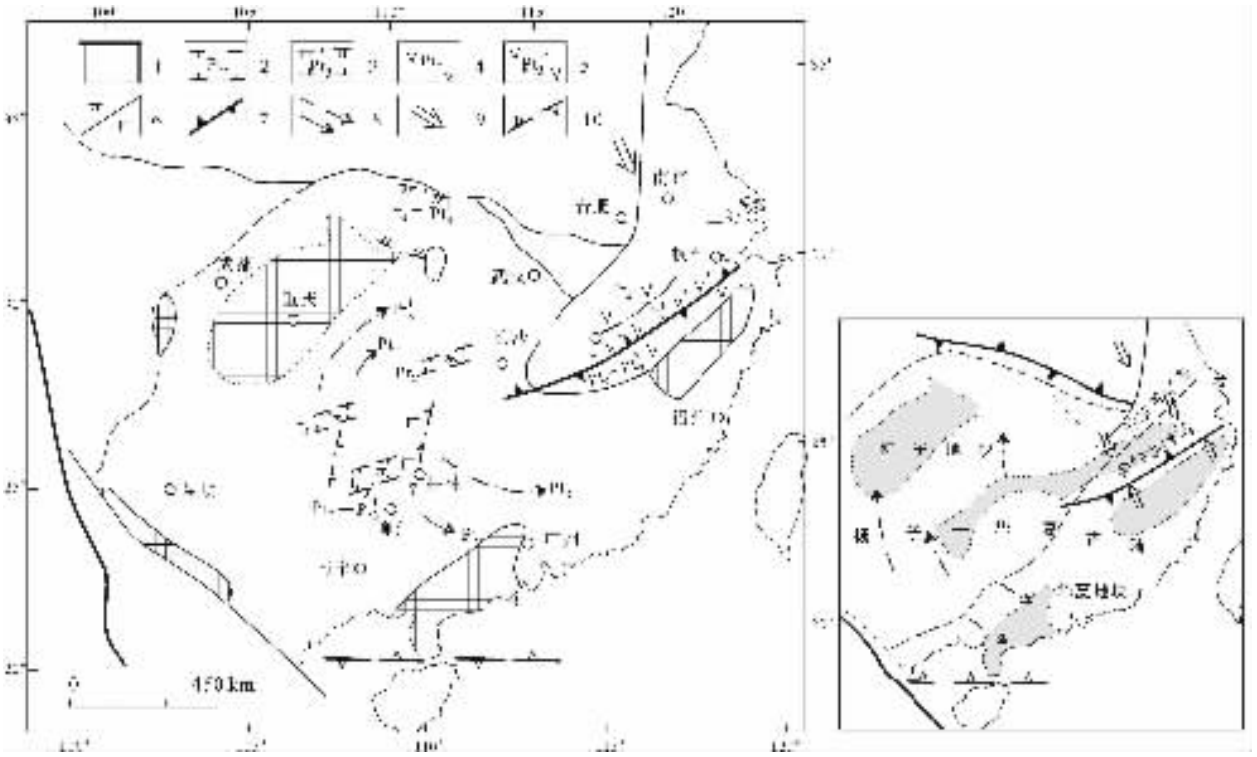


图5　新太古代—古元古代扬子-华夏古陆及其中—新元古代构造演化(右侧为示意图)

Fig. 5　Neoarchean-Paleoproterozoic Yangtze-Cathaysia and its Meso-Neoproterozoic tectonic evolution

1—新太古代-古元古代基底(Ar_3-Pt_1);2—中元古代(Pt_2)裂陷槽;3—新元古代早期(Pt_3^1)裂陷槽;4—中元古代(Pt_2)岛弧带;5—新元古代早期(Pt_3^1)岛弧带;6—玄武质科马提岩/基性火山岩;7—赣皖浙海湾闭合带;8—桂黔湘张裂带引起的扬子地块与华夏地块的转动方向;9—大别-胶南块体拼贴导生的南向挤压应力;10—推测的扬子-华夏古陆南界(华南板块与南海板块印支期对接带)

山岩频度与板块运动速率关系图解，推算出古陆中西部开裂的扩张速度(约0.7~2.0 cm/a)远小于古海湾的闭合速度(约3.7~8 cm/a,平均6.0 cm/a)。笔者推测赣皖浙古海湾的闭合还可能与大别-胶南地块从华北板块裂解出来，再增生到扬子板块北缘,促使赣皖苏半岛南东向运动有关，即该半岛块体较小,易于在北侧挤压应力下发生南向仰冲运动。

华南晚前寒武纪夹子式开合构造模式,获得了古地磁资料的确证。

(1)“扬子地块”上庐山地区古元古代星子群和“华夏地块”上龙泉地区古元古代八都群具相近的古纬度(φ_0)、古地极(纬度φ、经度λ)、磁特征方向(磁偏角D)和极性。前者φ_0=5.6°N,φ=-42.5°N,λ=47.8°E,D=223.5°E，极性M_R；后者φ_0=6.6°N,φ=-43.2°N,λ=48.8°E,D=222.4°E,极性M_R[34]。古地磁资料显示这两地相距很近,喻示“扬子地块”与“华夏地块”在古元古代末很可能是连为一体的。

(2)各地段古地磁之磁偏角演化图显示“扬子地块”从古元古代→长城纪→蓟县纪→青白口纪皆发生顺时针转动,其平均值分别为20.4°、21.2°和26.6°,累计转动68.2°,而“华夏块体”从古元古代→长城纪→蓟县纪也分别顺时针转动13.0°和20.1°,累计转动33.1°,较“扬子地块”之相应转动角为小(图6)。此特征显示古元古代末形成的扬子-华夏古陆有共同的陆壳基底,总体作顺时针转动,而从中元古代起,桂黔湘地区开裂的扩张力加速了“扬子地块”的顺时针转动,减阻了“华夏地块”的顺时针转动,亦即使“华夏地块”相对于“扬子地块”作逆时针转动。扬子-华夏古陆之顺时针转动,从更大范围来讲,可能与现今岩石圈相对于软流圈作西向漂移相似[35]。用古地磁场方向确定地壳或岩石圈块体的巨型弯曲和旋转构造早为学者关注。典例之一是日本岛弧的弯曲：岛弧西南段和东北段新生代之前岩石剩磁方向偏差58°,而新生代岩石剩磁方向甚为一致,故有人认为新生代之前岩石剩磁方向之偏差是日本岛弧在第三纪发生弯曲的结果；由此还造成岛弧西南段和

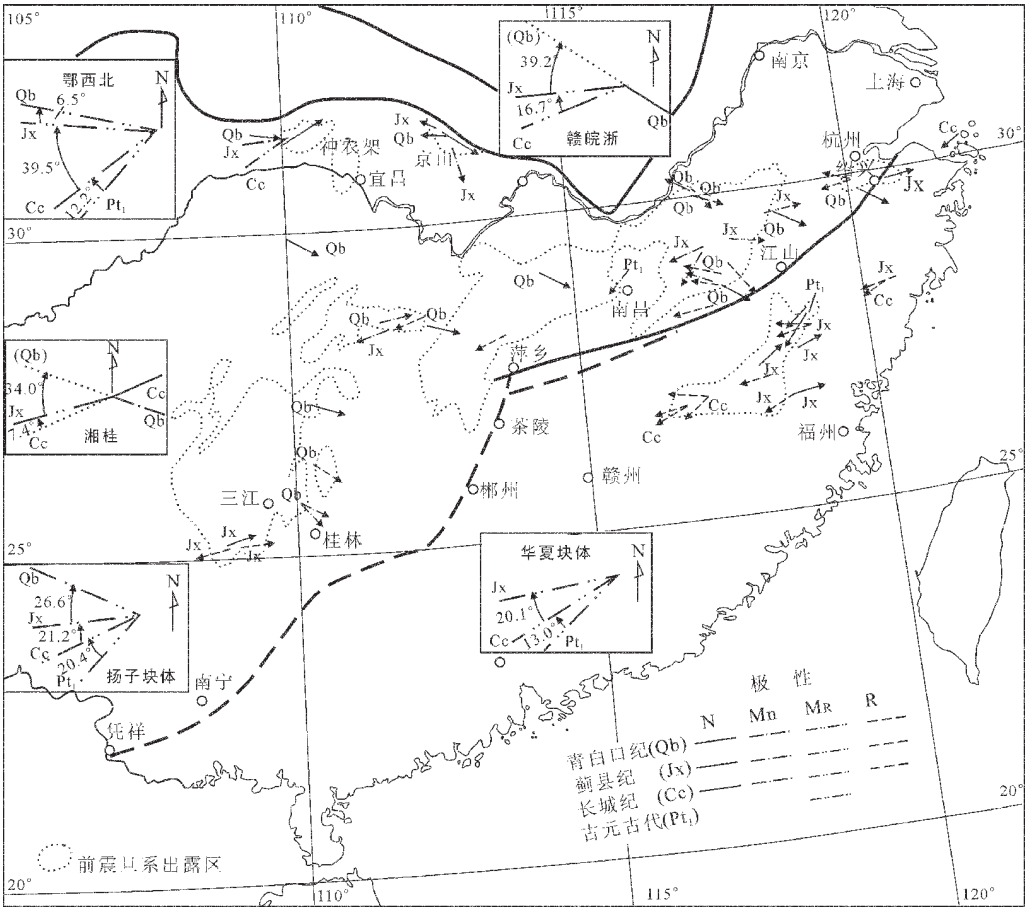


图6 华南地区前震旦纪岩石古地磁之磁偏角演化图(原始资料据参考文献[31])

Fig. 6 Map showing the evolution of magnetic declination of pre-Sinian rocks in South China

东北段交接带之大地沟带发育火山和强烈地震,而南缘出现扇形的高密度物质充填。另外也有人认为西欧的比斯开湾是在晚侏罗世末或早白垩世初由于西班牙地块逆时针旋转造成的[36]。

显然,华南晚前寒武纪夹子式构造模式较合理地解释了华南前寒武纪研究中的进展,肯定了众多学者已确定的宜春-江山-绍兴(或赣浙)晋宁期缝合带,但桂黔湘地区既不是"原始华南洋",也不是"残洋",而是在古元古代陆壳基底上新生的裂陷海槽。

4 结 论

开合构造方式是开合构造学中的一项重要要素,涉及开合构造的力源、开合构造形态和应力传递方式等诸多因素。笔者划分出的平行式、斜交式、剪刀式和夹子式4种开合构造方式也仅是初步的,有些问题尚需作深入探讨。其中夹子式开合构造是开合构造中的新类型,其组合型式及动力学明显有异于手风琴式和传动带式的开合构造,动力学过程也颇复杂,以古陆需存在一定规模的海湾为条件,并涉及开裂带和聚合带的形态、方向、应力传递和动力来源。

致谢:承蒙姜春发研究员阅读本文初稿,提出宝贵意见,特别是对开合构造方式的讨论,并提供了有关文献,笔者获益匪浅,特致谢忱。

参考文献:

[1]马杏垣. 论伸展构造[J].地球科学,1982,18(3):15~22.

[2]黄汲清,陈国铭,陈炳蔚.特提斯-喜马拉雅构造域初步分析[J].地质学报,1984,58(1):1~17.

[3]杨巍然,郭铁鹰,路元良,等.中国构造演化中的"开"和"合"[J].地球科学,1984,(3):39~56.

[4]姜春发,杨经绥,冯秉贵,等.昆仑开合构造[M].北京:地质出版社,1992.224.

[5]姜春发.从多旋回说到开合构造[J].地球学报,1994,(3~4):103~112.

[6]王作勋,邬继易,吕喜朝,等.天山多旋回构造演化及成矿[M].北京:科学出版社,1990.217.

[7]黄汲清,姜春发,王作勋.新疆及邻区板块开合构造及手风琴式运动[A].见 新疆地质科学(第一辑)[C]. 北京 地质出版社,1990.3~16.
[8]陈哲夫,成宗德,梁云海,等.新疆开合构造与成矿[M].乌鲁木齐:新疆科技卫生出版社,1997.394.
[9]杨巍然.东秦岭开合史[J].地球科学,1987,12(5):488~494.
[10]Zonenshain L P, Kuzonin M L, Natapov L M. Geology of the USSR: A plate tectonic synthesis [A]. In: Page R M ed. AGU Geodynamic[C]. Series 21, 1991.242.
[11]奥布安·丁,德伯尔马斯·丁,拉特雷伊·M. 特提斯阿尔卑斯山链的地质概述[A].见:中国地质科学院地质研究所译.特提斯构造地质学——廿六届国际地质大会论文选集[C].北京:地质出版社,1983.1~16.
[12]徐志刚.内蒙古东南部铜多金属成矿构造背景[A].见:赵一鸣,张德全主编.大兴安岭及邻区铜多金属矿床论文集[C].北京:地震出版社,1993.20~41.
[13]徐志刚.中国东部中生代火山作用的构造背景[J].地学研究,1995,28:108~110.
[14]徐志刚.华南晚前寒武纪剪刀式开合构造及其动力学[J].地质学报,1995,69(4):285~295.
[15]徐志刚.华南晚前寒武纪开合构造及其构造-成矿意义[A].见:北京大学地质学系编. 北京大学国际地质科学学术研讨会论文集[C].北京:地震出版社,1998.115~123.
[16]Sengor A M C, Barker R. Relative timing of rifting and Volcanism in earth and its tectonic implications[J]. Geophys. Res. Lett., 1978,(5):419~421.
[17]Saunders A D, Storey M, Kent R W, et al. Consequences of plumes-lithosphere interaction[A]. In: Storey B C, Alabaster T, Pankhurst R J eds. Magmatism and the causes of continental break-up[C]. Geol. Soc. Spe. Pub., 1992,(68):41~46.
[18]徐志刚,余金杰.大兴安岭构造演化与成矿[A].见:陈毓川主编.当代矿产资源勘查评价的理论与方法[C].北京:地震出版社,1999.532~539.
[19]Guild P W. Metallogenesis in the western Unitod States[J]. Geol. Soc. London. Jour., 1978,135:355~376.
[20]Mitchell A H G, Garson M S. Mineral deposits and global tectonic settings[M]. London, Academic Press Inc. Ltd., 1981.
[21]郭令智,施央申,马瑞士.论华南区域大地构造格局形成和地壳演化规律[A].见:中国地质科学院编.板块构造[C].1982.153~164.
[22]王鸿祯.中国华南地区地壳构造发展的轮廓[A].见:王鸿祯,杨巍然,刘本培编.华南地区大陆边缘构造史[C].武汉:武汉地质学院出版社,1986.1~15.
[23]乔秀夫,耿树方.华南前寒武纪板块构造[A].见:黄汲清,李春昱编.中国及邻区大地构造论文集[C].北京:地质出版社,1981.77~91.
[24]水涛,徐步台,梁如华,等.中国浙闽变质基底[M].北京:科学出版社,1988.85.
[25]乔秀夫,马丽芳,张惠民.中国末前寒武纪古地理格局[J].地质学报,1988,62(4):290~291.
[26]Hongzhen Wang, Xuanxue Mo. An outline of the tectonic evolution of China[J]. Episodes, 1995,18(1~2):6~16.
[27]杨森楠.扬子地块及其陆缘带前震旦纪构造格局[J].江西地质,1988,2(2):167~175.
[28]杨森楠.华南裂陷系的建造特征和构造演化[J].地球科学,1989,14(1):29~36.
[29]任纪舜,陈挺愚,牛宝贵,等.中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿[M].北京:科学出版社,1990.205.
[30]刘宝珺,潘杏南,许效松,等.华南盆地的演化[J].中国地质科学院成都地质矿产研究所所刊,1991,14:1~14.
[31]刘宝珺,许效松,潘杏南,等.中国南方古大陆地壳演化与成矿[M].北京:科学出版社,1993.236.
[32]Hsu K J, Li Jiliang, Chen Haihong, et al. Tectonics of South China: Key to understanding West Pacific geology[J]. Tectonophysics, 1990,183:9~39.
[33]赵风清,孙大中,金文山.陆壳生长、再造及演化[A].见:金山文,孙大中主编. 华南大陆深部地壳结构及其演化[C].北京:地质出版社,1997.163~167.
[34]张惠民.中国前寒武纪古地磁数据表[J].地球学报,1995,(4):441~448.
[35]马宗晋.地球构造学中的全球现今构造学[J].大自然探索,1993,12(44):31~32.
[36]李华梅.地磁演化与古地磁学进展[J].地质地球化学,1978,(4):19~28.

On opening-closing patterns

XU Zhigang

(*Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100037, *China*)

Abstract: The opening-closing pattern is an important element in opening-closing tectonics and concerns the opening-closing tectonic dynamics. According to the shapes and directions of opening and closing zones and mutual relation of extensional stress and compressive stress, the opening-closing patterns may fall into four types: parallel, oblique, scissors and clip movements. The last pattern is first proposed by this paper and has great significance. So taking for example the Mongol-Okhotsk Mesozoic tectonomagmatic belt and the Late Precambrian tectonics of South China, it is elucidated in more detail.

Key words: opening-closing tectonic pattern; clip opening-closing pattern; Mongol-Okhotsk belt; Late Precambrian tectonics in South China

开合构造环境下花岗岩体的构造样式与变形差异

杨坤光，徐亚军，杨奎锋，刘　强

（中国地质大学地球科学学院，湖北 武汉 430074）

摘要：传统研究认为，大量花岗岩体的侵入发生于区域性伸展环境，是碰撞造山后应力松弛阶段侵位的，称之为造山后或非造山侵入体。近年来，对造山带和古岩浆弧的深入研究发现，花岗岩不但可以侵位于伸展构造环境，也可侵位于挤压构造环境（同构造侵入体），两者在三维空间形态、宏观尺度、露头尺度、显微尺度上的构造样式与变形往往是不同的。区分2类不同构造样式的岩体，对于分析区域构造和造山带演化有着重要的意义。

关键词：花岗岩体；构造样式；变形差异；开合构造

中图分类号：P541；P588.12+1　　文献标识码：A　　文章编号：1671-2552(2004)03-0246-04

构造环境是地质学中的一个重要概念，其基本类型为伸展环境和挤压环境（简称开合构造），控制各种岩石和构造的组合规律[1]。相应地，不同构造环境下的花岗岩也有不同的特征。但长期以来，研究花岗岩体的构造时，都习惯将它们纳入到一个构造环境或构造背景下来讨论。一般认为，巨量花岗岩体是在碰撞造山后应力松弛阶段，即由碰撞挤压收缩（合）转换为伸展（开）阶段侵入的，为造山后花岗岩或更晚期含钾质高的非造山花岗岩。

其实，在20世纪60年代，Simon在研究瑞芬造山带花岗岩时，就提出了同造山、晚造山和造山后花岗岩的概念[2]。其中同造山花岗岩是指岩体侵入于构造活动剧烈时期（如挤压缩短或走滑剪切）。因此，同造山花岗岩从狭义概念上可认为是形成于区域挤压的构造环境。近年来，随着对造山带和古岩浆弧研究的不断深入，尤其是造山带变形阶段的精细研究和定年的准确，发现许多原认为是造山后的侵入岩实质是同造山（同构造）侵入体，如澳大利亚塔斯曼造山带古生代岩体群[3]，西班牙伊比利亚半岛晚古生代岩体群[4]，美国加州中生代岩体群系。尤其是Paterson等[5]对世界上不同时代的14个古岩浆弧的构造应力场的研究后发现，这些岩体均是在板块汇聚（合）的构造背景下侵入的。他们把岩浆侵入的构造应力解释为：在深部，随着垂直岩浆弧的俯冲，在中下地壳或更深层次产生垂直弧向的缩短，同时在垂直剖面上，下部发生部分融熔，由于上负压力而产生垂向缩短，此时，热流加大，俯冲挤压减弱而垂向挤压增强，导致浅层拉伸，岩浆上升侵位。岩浆侵位后，垂向挤压应力变小，水平俯冲应力又增加，再次引起垂向缩短岩浆上升，反复进行，导致在短期内多次上升侵位[3]。因此，许多造山花岗岩体形成于持续俯冲（挤压）的背景，深部挤压、浅部拉伸和垂向伸展使岩浆上升侵位。在碰撞造山后的陆内造山阶段，陆内俯冲同样可以引起中下地壳层位部分融熔，在深部挤压、浅部局部拉伸状态下侵位。陆内俯冲与走滑同样可引起多次脉冲与岩浆的高层次侵位。岩浆侵位或冷凝阶段又受到挤压与剪切等变形，这与造山后和非造山岩体在构造样式和变形方面存在差异。本文不详细讨论挤压与伸展状态下岩体的侵位机制，重点讨论在开合背景下花岗岩体构造样式和构造变形的差异。

1　宏观构造样式与变形差异

在宏观与三维形态上，由于岩浆上升侵位与冷凝结晶过程中构造作用方式的不同，岩体最终定位的三维空间形态有所不同。在区域尺度的伸展构造环境下：①岩浆多以岩墙扩展式侵位[6]（被动侵位），

收稿日期：2003-07-18；修订日期：2003-11-10

基金项目：国家自然科学基金项目《大别山中生代花岗岩体构造样式与变形序列研究》（编号：40172069）资助。

作者简介：杨坤光（1954- ），教授，博士，从事构造地质学教学和科研工作。E-mail：dxy07@cug.edu.cn

如裂谷内的侵入岩,受区域断层控制。这类岩体走向多与断层或区域构造线方向一致,如中国东南沿海中生带花岗岩[7]和湘赣交界的诸广山加里东期花岗岩体。②岩体与围岩界线多呈不规则或锯齿状,如鄂东铁山岩体[8],两者呈明显不协调式关系。③岩体在三维空间上呈不规则状,而不呈明显的倒水滴状。这些岩体具被动侵位的宏观构造样式。

在区域挤压环境下,由于围岩不能主动提供侵位空间,岩浆则凭借本身浮力和热动力来开辟空间,其构造样式多是:①平面多呈规则形态,即椭圆形、近圆形或圆形,如东大别双河花岗岩体[9]、北京房山周口店岩体等;②岩体与围岩呈协调式接触,往往发育平行接触带的面状组构(挤压面理等),接触带有时发育同构造变斑晶;③岩体在三维空间上往往成倒水滴状,呈宽度远大于厚度的三维实体,如西班牙海西期Alberca-Bejar地区的花岗岩体[10]。

2 岩体内部构造的差异

当岩浆上升侵位到中上地壳浅层后,由于侵位深度和规模的不同,一般要经历几个甚至几十至上百百万年,才由液体逐渐冷凝结晶为固体。在此过程中,岩浆经历了渐进不同的流变形态,每阶段有其特殊的变形行为。早期阶段,结晶体极少时接近牛顿体,施加应力与应变速率呈线性关系。随结晶体增加,岩浆粘度增大,形成非牛顿液体,粘度与应变速率呈非线性关系。最终,岩浆冷凝结晶形成固体后,以脆性变形为特点。如果岩体侵位在区域性伸展环境(如造山后、非造山阶段),岩浆能有相对的自由流动空间,结晶后的岩体以出现流动构造为特点,多发育明显的流面和流线构造。在伸展背景下的早期高温阶段,岩浆中结晶的钾长石、斜长石等矿物自形程度高,在流动过程中呈定向排列。暗色捕虏体(多为富云包体)在流动过程中多呈椭圆形并定向排列。在中温阶段,流动性降低,石英、云母等结晶,晶形完好,无变形,弱定向或无定向。在低温阶段,由于同构造运动不发育,岩性完整性好,以原生冷凝收缩破裂发育为特点,破裂发育程度与冷凝快慢有关,冷凝快裂隙发育。鄂东及大别地区分布的晚侏罗世以后侵入的大多数花岗岩体均属此类。这些岩体内部矿物未发生明显韧性变形,内部流动构造明显,如北淮阳苏仙石岩体[11]、鄂东铁山岩体、金山店财岩体[6]、阳新岩体等。需要指出的是,这些岩体受燕山晚期—喜山期构造改造而发育后期脆性破裂和断层[6]。

在挤压背景下,伸展速率小于岩浆膨胀速率,早期侵入的未完全结晶的岩浆(体)将受到改造与变形,一是连续而来的岩浆脉冲侵位,二是同期的挤压与剪切,从而形成复杂的同构造变形。如果岩浆侵位与构造缩短(即同构造)同时,在早期牛顿流体阶段,钾长石斑晶旋转,定向排列形成垂直于区域缩短方向。在非牛顿流体中高温阶段,发育高温固态变形,普遍发育韧性剪切带,长石发生旋转定向构成多米诺旋转骨牌,随变形加强长石发生明显塑性变形而形成指向性旋转斑;石英定向拉长甚至呈拔丝状,云母呈定向式"云母鱼"。随温度下降,发育透入性固态面理构造,面理产状与围岩中的面理一致,如大别山南缘双河岩体[9]。在局部区段,面理平行于某一大型剪切带(剪切面理)。由于变形分解作用强烈而成一系列强弱交替的应变域,发育S-C组构。在弱应变域中定向构造明显,在强应变域中则为典型的韧性剪切带,如海南海西—印支期花岗岩[12]。在低温阶段,发育原生裂隙和构造挤压下的各类破裂构造。相对于伸展背景下侵入的岩体,裂隙、节理等破裂构造更为发育。

3 岩体应变型式与显微组构不同

花岗岩体的应变型式主要通过应变标志体的应变测量而获得,即测量石英、析离体(包体)和磁化率各向异性因子来获得。应变测量要有一定的数量,样品分布具有一定的代表性。对石英的三维应变分析可在定向标本中切制3个相垂直的薄片,获得付林指数K,$K=(a-1)/(b-1)$,其中$a=X/Y$,$b=Y/Z$,$K>1$为拉伸应变,$K<1$为挤压应变。如用野外包体进行测量,要在XY、YZ、XZ这3个面上进行。利用磁化率各向异性方向,将3轴方向磁化率作为磁化率椭球体[13],在$P'-T$图上投影,其中$P'=\exp\sqrt{2(\ln\frac{k_1}{k_m})^2+(\ln\frac{k_2}{k_m})^2+(\ln\frac{k_3}{k_m})^2}$,$T=\frac{2(\ln k_2-\ln k_3)}{\ln k_1-\ln k_3}$,$k_1$、$k_2$、$k_3$分别为AMS椭球中最大、中间和最小主轴,$k_m=\frac{k_1+k_2+k_3}{3}$。

在伸展构造背景下,在岩浆阶段,表现为流动构造,此时石英、长石、包体等在流动过程中有不同程度的拉长,拉长程度主要取决于岩浆流动速度。在这种构造背景为主的情况下,石英、长石、包体的变形程度往往不大,付林指数$K>1.0$;同样,在$P'-T$图中落入下方(图1)。在固态流变时期,由于伸展速度相对缓慢,构造作用弱,一般不会留下变形。在显微构造

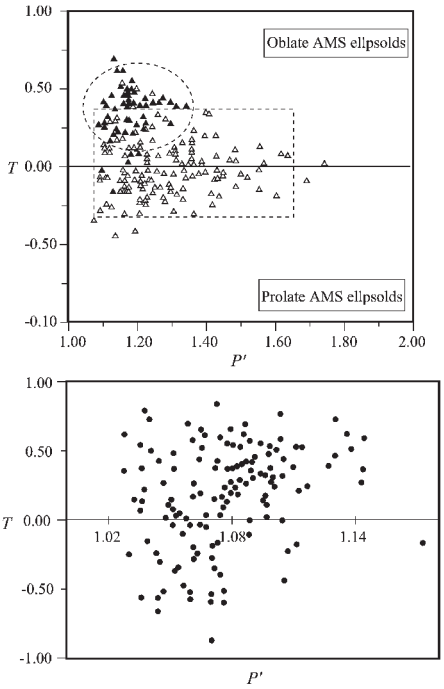


图1 开合背景下磁化率P'-T图

Fig. 1 AMS shape parameters (T) and anisotropy (P') in opening-closing tectonic setting

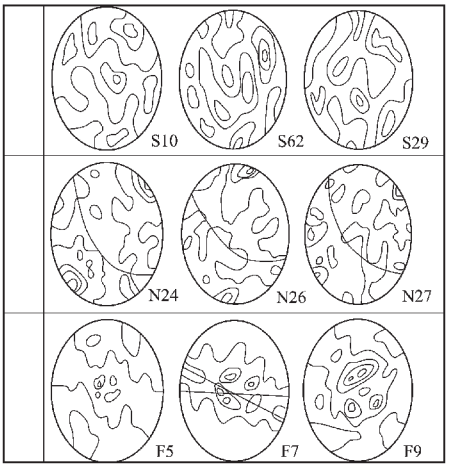


图2 开合背景下岩体中石英c轴组构

Fig. 2 Quartz c-axis fabrics in the opening-closing tectonic setting

方面,主要为石英、长石、云母定向排列、拉长而显示的流动构造,矿物无波状消光,无膝折扭曲,S-C组构等不发育,矿物自形程度高。如石英c轴组构一般无明显对称和极密,或在局部有拉伸的低高极密(图2-上),如笔者研究过的鄂东铁山、金山店、北淮阳苏仙石等岩体[11]。

挤压环境下的同构造岩体则明显不同,从岩浆结晶至冷凝成岩过程中,受到明显的挤压变形,最明显的特征是固态流变构造极为发育。三维应变的付林指数$K<1.0$,表现为挤压变形。在磁化率分析图上,$P'>1.0$,投图落在上半区(图1)。在显微构造方面,矿物常见波状消光、膝折及扭曲,S-C组构、不对称旋转斑、云母鱼等极常见。石英c轴组构一般为斜方对称或单斜对称,出现高极密(高极密点多与挤压应力方向一致),组构中常见大圆环带或小圆环带,反映从高温到低温不同阶段的变形[14](图2-中),同样,长石二轴晶也具有明显极密[15]。如果在局部强应变域中经常发育韧性剪切带,并以糜棱岩组构为特点,则表现出高极密不对称剪切特点(图2-下)。

4 讨论与小结

在本文讨论中,很少涉及花岗岩在走滑(剪切)构造背景下的侵位,如果从区域构造或板块构造尺度分析,走滑(剪切)多是碰撞挤压的一种转换形式,所以在走滑剪切状态下侵入的岩体仍视为同构造侵入体[16],其构造样式与变形特点更接近于挤压状态下的岩体。

在以往的研究中,多把岩体侵入当做晚造山或造山后期事件。现代研究证明,许多花岗岩是在同构造阶段侵入的(造山期间侵入的)。如在大别山分布着230~90 Ma的侵入体,其中相当一部分可能是同构造侵入体(早侏罗世之前),它们的形成与同碰撞或陆内俯冲有关。此外,作者所说的挤压与拉伸、同构造与构造后的时间是相对的,一个大型花岗岩基,往往是多次脉动侵位的杂岩体,而在脉动式侵位期间,其构造应力场是不断发生变化的。以大别山为例,如果把构造挤压与转换放在159 Ma[17],那么,在159 Ma之后仍有相当剧烈的构造活动,之后的岩体仍有比较强烈的变形(如天堂基岩体,130 Ma)[18]。因此,即使在伸展塌陷为主的变形阶段,挤压与拉伸(开与合)也是交替发生的,如大别山在230 Ma的碰撞之后约100 Ma内,可能发生了数次陆内挤压与拉伸的相互转化。

在利用岩体构造样式或变形特征进行判别或分析开合环境时,对于时代较老的岩体应持谨慎态度,因为早期侵入的岩体可能经历后期的改造,尤其是后期变形变质温度的影响,如果再经历高温重熔或准固态流变,恢复当时侵位与同构造变形相当困难,此时必须结合区域变形变质进行变形序列分析,才可能得到相对可靠的结论。如粤西云炉加里东期花

岗岩，经历了海西－印支期的强烈区域变形变质(达角闪岩相),普遍发育了固态流变构造。但对于晚古生代之后的岩体,一般后期以脆性变形或局部的韧－脆性变形为主[19]。

花岗岩体的侵位时间比较容易确定,花岗岩体在造山带中的作用就像一个大型应变标志体,尤其是岩浆上升、侵位、冷凝、结晶过程(液态－准固态－固态)将清楚地记录下这期间造山带动力过程的信息。对不同时间间隔、不同位置花岗岩体的构造样式与变形特征研究,将为造山带和大陆动力学演化分析提供重要信息。对挤压与拉伸构造背景下岩体构造样式的研究,将重现造山带的'开合'历史。

参考文献：

[1]杨巍然,郭铁鹰,路元良,等.中国构造演化中的'开与合'[J].地球科学,1984,9(3):39~53.

[2]Simon A. Plutonic rocks of the Svecofennides in Finland[J]. Geol. Surv. Finland Bull., 1960,189:100~102.

[3]Davis B K, Henderson R A. Syn－orogenic extensional and contractional deformation related to granite emplacement in the northern Tasman Orogenic Zone, Austrilia [J]. Tectonophysics, 1999, 305:453~475.

[4]Escuder J V. Relationship between structural units in the Tomes gneiss dome (NN Iberican massif, Spain): geometry structural and kinematics of contractional and extensional Variscan deformation[J]. Geel Runelsch, 1998,87:169~179.

[5]Paterson S R, Miller R B. Magma emplacement during arcpendicular shorting: an example from the cascades crystalline core, Washington[J]. Tectonics, 1988, 17:571~586.

[6]马昌前,杨坤光,唐仲华,等.花岗岩类岩浆动力学——理论方法及鄂东花岗岩类例析[M].武汉:中国地质大学出版社,1994.54~59.

[7]尹家衡,黄光昭.中国东南沿海中、新生代火山旋回[J].火山地质与矿产,1997,18(3):167~190.

[8]杨坤光,马昌前,李增田,等.从区域构造与岩体热动力关系分析铁山岩体的侵位机理[J].矿物学岩石学论从,1992,7:118~126.

[9]刘强,杨坤光.大别山双河片麻状花岗岩岩体石英组构特征及应变分析[J].地质力学学报,2002,8(2):149~155.

[10]Pawley M J, Collins W J. The development of contrasting structures during the cooling and crystallization of a syn－kinematic pluton[J]. J. Struct. Geol., 2002,24:469~483.

[11]Yang kunguang, Ma changqian, Xu Changhai, et al. Differential uplift between Beihuaiyang and Dabie orogenic belt[J]. Science in China (D), 2000,43:193~199.

[12]邹和平.海南岛后地台造山－造盆模型:火成岩地球化学制约[J].大地构造与成矿学,1997,21:117~123.

[13]Bolle O, Diot H, Duchesne J C. Magnetic fabric and deformation in charnockitic igneous rocks of the Bjerkreim－Sokndal Layered intrusion (Rogaland, Southwest Norway)[J]. J. Struct. Geol., 2000,22:647~667.

[14]Schofield D L, Dlemos R S. Relationship between syn－tectonic granite fabric and regional p–T–t–D paths: an example from the Gander－Aralon boundary of NE Newfounelland [J]. J. Struct. Geol., 1998,30:459~471.

[15]Gower R J W, Simpson C. Phase boundary mobility in the naturally deformed nigh grade quartzo－feldspathic rocks: evidence for diffusional creep[J]. J. Struc. Geol., 1992,14:301~313.

[16]Pe－Pier G, Koubouvelas I, Davis J W. Syn－kinematic granite emplacement in a shear zone: the Pleasant Hills pluton, Canadian Appalachians[J]. GSA Bulletin, 1998,110:523~526.

[17]Gilder S A, Leloup H, Courtillot V, et al. Evolution of the Tancheng－Lujiang (Tan－Lu) fault via Middle Triassic to early Cenozoic palaeomagnetic date[J]. J. Geophys. Res., 1999,104 (B7):15365~15390.

[18]王人镜,王强,何能.大别山造山带核部九资河－天堂寨花岗岩的成因和时代[J].矿物岩石地球化学通报,1998,4:224~288.

[19]杨坤光,马昌前,杨巍然.北淮阳马畈加里东岩体的研究及其地质意义[J].地球科学,1998,23(3):236~241.

Tectonic style and deformation difference of granite bodies in the opening–closing tectonic setting

YANG Kunguang, XU Yajun, YANG Kuifeng, LIU Qiang

(*Faculty of Earth Science, China University of Geosciences, Wuhan* 430074, *Hubei, China*)

Abstract: Previous study maintained that large quantities of granite bodies were intruded in a regional extensional environment. These granite intrusions were emplaced in post－collisional orogenic stress relaxation stage and so are called postorogenic or nonorogenic granite intrusions. In recent years, in－depth study of orogenic belts and ancient magma arcs shows that granite emplacement may take place not only in an extensional environment but also in a compressional tectonic environment (syntectonic intrusion). However, the two types of granite intrusions show differences in three－dimensional shape, macroscopic－scale, outcrop－scale and microscopic－scale tectonic styles and deformation.

Key words: granitic intrusion; structural style; deformation difference; opening－closing tectonic

开合构造与沉积层序结构样式

周　雁，　汤良杰

（石油大学盆地中心,石油大学教育部油气成藏重点实验室,北京　昌平　102200）

摘要:开合运动是地球运动的基本形式,开合构造是地质演化的基本构造。其存在具普遍性,时间上具旋回性,平面上具互补性,垂向上具层次性,规模上具级别性,演化上具不均一性。开合构造与沉积层序结构关系密切。在开裂作用阶段,海侵体系域优势明显,层序结构样式以T型为主;在开裂高峰期或开裂向闭合转换期,海侵体系域与高位体系域优势均不明显,层序结构样式以TH型较多;在闭合阶段,高位体系域优势明显,层序结构样式以H型为主。

关键词:开合构造;层序结构;构造演化;构造旋回;层序地层

中图分类号:P541;P53　　文献标识码:A　　文章编号:1671-2552(2004)03-0250-04

1　开合构造的基本特点

开合构造是地质演化的基本构造，是开合运动的产物。许多学者的研究表明[1~22],它在时间上具有旋回性,平面上具有互补性,垂向上具有层次性,规模上具有级别性,演化上具有不均一性。

中扬子区是开合运动的典型地区之一。在震旦纪至三叠纪漫长的地质演化过程中，经历了古生代—中生代早中期的“小开小合”阶段、中生代晚期—侏罗纪的“顺层开合”阶段以及白垩纪以来的“切层开合”阶段。“小开小合”运动是岩石圈级别的构造运动，对应时期为中三叠世巴东期以前，控制“海盆”的形成演化及海相油气的成藏条件,奠定了深部构造的雏形，构造形变现今表现为主体上呈北西向斜列的复向斜与复背斜间隔的格架。顺层运动是岩石圈内部的构造运动，对应时期为晚三叠世至侏罗纪,控制‘煤盆’的形成演化及天然气成藏,奠定了中部构造格架，构造形变现今表现为大规模的顺多套滑脱层的拆离和逆冲推覆构造。切层运动是岩石圈内的构造运动，对应时期为白垩纪以来至第三纪,控制‘陆盆’的形成演化及陆相油气成藏,奠定了浅部构造格架，构造形变现今表现为断块构造和盆岭构造等，其特点是出现的断裂均以高角度与地层相切。3类构造运动形式分属于构造发展的不同阶段,其级别不同,造成的形变层次不同、类型不同,对叠置在一起的‘三盆’影响不同,使本区的基本构造格架既表现出规律性,又体现出复杂性,形成了本区纵向上层次分明，横向上条块清晰，空间上交切错叠,时间上持续、渐变的复杂而有序的面貌。这种特点决定了本区具有多种油气勘探领域，每一领域具有各自的成藏条件和规律(表1)[3]。3类领域的油气时间上有序成藏,空间上立体配置,形成了本区油气藏“三世同堂”的面貌。进一步研究表明,本区的构造发展与油气成藏表现出旋回性、互补性、不均性等多样性[4],显然,开合运动对本区构造演化和油气成藏影

表 1　中扬子区开合构造特点简表

Table 1　Summary of the characteristics of opening-closing tectonics in the middle Yangtze area

开合类型	主要时代	盆地类型	油 气 藏
切层开合	白垩—第三纪	陆盆	第三系陆相油气藏
顺层开合	中生代晚期—侏罗纪	煤盆	中生代晚期—侏罗纪煤成(层)气
小开小合	古生代—中生代早中期	海盆	古生代—中生代早中期海相油气藏

收稿日期:2003-07-18;修订日期:2003-11-10

基金项目:中国博士后科学基金和中国石化科技中心重点研究项目资助。

作者简介:周雁(1967-),男,高级工程师,博士,从事构造地质、沉积地质及油气成藏研究。

响显著,本区具有开合运动的典型特征。

在其他地区,开合运动的产物非常普遍,开合特点十分明显。如在祁连山区,早古生代海相火山岩沉积具有多个开合旋回,各旋回的地球化学标志十分清楚[5~7];杨巍然等对东秦岭和大别山等地区的研究表明[7~11],开合运动形成了规模宏大的中央造山带和丰富的矿产资源;姜春发等[12,13]研究了昆仑构造带,认为这一构造带具有明显的开合序列和开合过程,显示出多个开合旋回;张抗等[14]以塔里木地区为例,研究了开合过程中的油气成藏特点,强调了开合中的非封闭性和不可逆性;陈哲夫等[15]认为新疆陆块开合过程漫长、开合类型多样,并且划分出5种开合和造山类型、四大开合演化阶段和六大开合旋回。国内其他地区的研究成果也表明,开合构造不但普遍存在而且影响深刻[16~18]。

国外一些学者的研究成果显示,意大利阿尔卑斯 Piedmond 洋盆大开大合特点清楚[19],法国 Armorican Massif 南部寒武纪—泥盆纪具有多个开合旋回[20]。另外,在澳大利亚和西地中海也发现了开合运动的产物[21,22]。

上述现象表明,开合运动是地球运动的基本形式,开合构造存在具有普遍性。

2　开合构造与沉积层序结构

沉积层序的结构是指等时地质体即层序内部不同体系域沉积厚度、沉积时间及沉积速率等的空间配置形式,也可称为层序样式(sequence architecture 或sequence style)。在层序物质组成分析及层序划分基础上,对比分析层序内部不同体系域空间配置形式是其研究的重点[23]。沉积层序是开合构造的物质组成和基本记录。研究表明,开合构造演化的不同阶段具有不同的沉积层序结构特征。

正如前述,中扬子地区二叠纪和三叠纪时处于小开小合阶段。其中,区域上缺失二叠纪早期沉积,中二叠世早期主要为盆地形成阶段,具有开裂构造特征;中二叠世晚期—三叠纪早期为盆地由稳定发展转向闭合阶段,具有转换构造特征;三叠纪中晚期主要为盆地闭合阶段,具有闭合构造特征(表2)。不同时期的层序结构表现出明显的差异性。

中二叠世早期包括PSQ2—PSQ4。图1表明,T

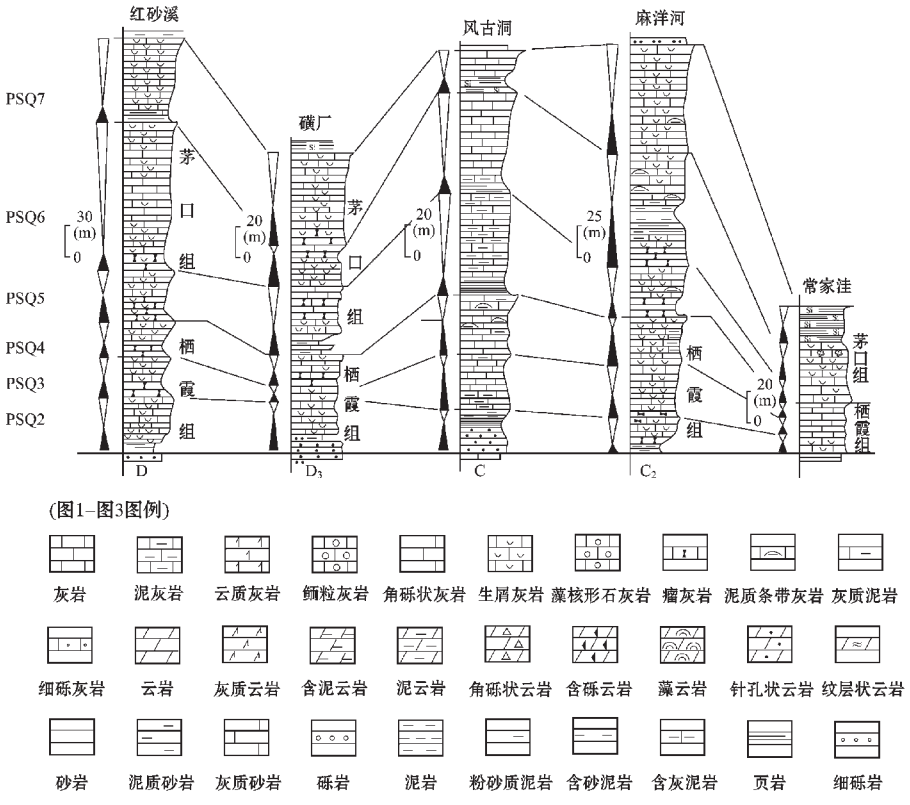


图1　中扬子区中二叠世层序地层对比图

Fig. 1　Division and correlation of the Middle Permian sequence stratigraphy in the middle Yangtze area

表2 中扬子区二叠系—三叠系层序划分与开合运动分析简表[23]

Table 2 Summary of the division of the Permian–Triassic sequence stratigraphy and analysis of opening–closing movement in the middle Yangtze area

系	统	超层序		层 序	开合阶段	
三叠系(T)	上统(T_3)	SS13		TSQ5-TSQ7	闭合	小开小合
	中统(T_2)			PSQ12HST-TSQ4	转换	
	下统(T_1)					
二叠系(P)	上统(P_3)			PSQ8-PSQ12TST	转换	
	中统(P_2)	SS12		PSQ4HST-PSQ7		
				PSQ2-PSQ4TST	开裂	
	下统(P_1)			CPSQ12-PSQ1	缺失	

型层序样式（海侵体系域厚度或沉积时间(TST)大于高位体系域)[23]较多，如风古洞剖面上PSQ2—PSQ4都为T型。中二叠世晚期包括PSQ8—PSQ12。图1表明，H型层序样式（海侵体系域厚度或沉积时间(TST）小于高位体系域)[23]较多，如红砂溪剖面上，H型样式占2/3，其余为TH型层序样式(海侵体系域厚度或沉积时间(TST)等于高位体系域)[23]。三叠纪早期包括TSQ1—TSQ4等4个层序，图2表明，TH型样式出现较多，如湖北南漳木瓜园剖面上，TH型样式达到3/4。三叠纪中晚期包括TSQ5—TSQ7等3个层序，图3表明，主要为H型样式，如郧阳黄莲峡剖面均为H型样式。

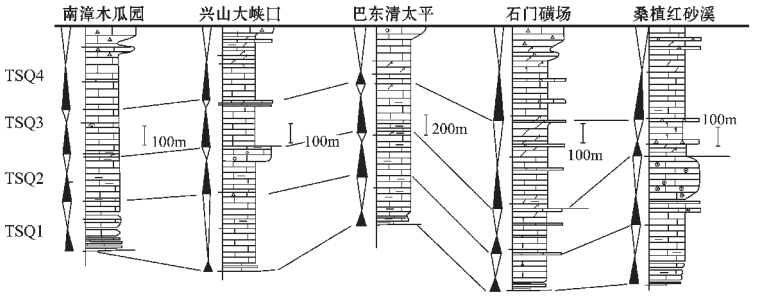


图2 中扬子区中三叠世层序划分对比图

Fig. 2 Division and correlation of the Middle Triassic sequence stratigraphy in the middle Yangtze area

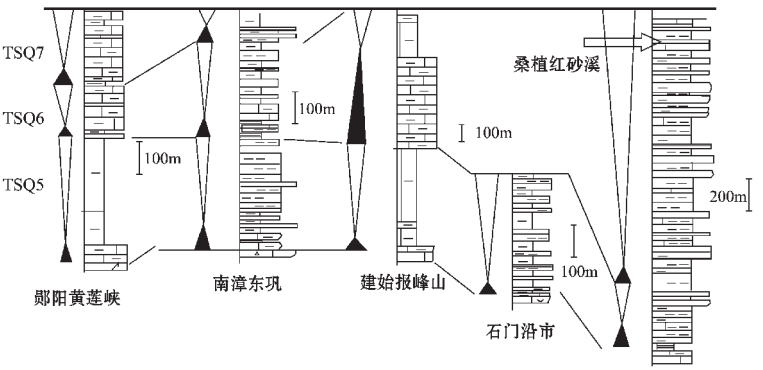


图3 三叠系早期(大冶—嘉陵江期)层序地层对比图

Fig. 3 Division and correlation of the Early Triassic sequence stratigraphy (in the Daye–Jialingjiang stage)

从二叠纪、三叠纪研究成果看，中扬子区与中国南方及世界大部分地区(俄罗斯、北美地台、南方冈瓦纳)等具有相似性[24~26]。显然，开合构造的上述沉积影响具有普遍意义。需要指出的是，二叠纪、三叠纪阶段全球沉积分异较小，这种规律是否适应于沉积分异较大的阶段，仍将是今后一段时间研究的热点、难点和前沿[24~26]。

3 结 论

(1)开合构造是地质演化的基本构造，是开合运动的产物。许多学者的研究表明，它在时间上具有旋回性，平面上具有互补性，垂向上具有层次性，规模上具有级别性，演化上具有不均一性。

(2)开合构造与沉积层序结构关系密切。在开裂作用阶段，海侵体系域优势明显，层序结构样式以T型为主；在开裂高峰期或开裂向闭合转换期，海侵体系域与高位体系域优势均不明显，层序结构样式TH型较多；在闭合作用阶段，高位体系域优势明显，层序结构样式以H型为主。

(3)开合构造与沉积层序结构特征仍将是今后一段时间内研究的热点、难点和前沿。

感谢金之钧教授审阅全文并给予指导。

参考文献:

[1]杨巍然,郑剑东.中国开合构造的回顾与展望[J].地质科技情报,2002,21(4):31~34.

[2]杨巍然,刘育燕,邓清禄.地球历史的开合节律与古地磁变化[J].地学前缘,1997,4(4):241~246.

[3]周雁,戴少武.江汉盆地构造特征与油气勘探[J].地质力学学报,1996,2(3):70~71.

[4]周雁.江汉平原区晚燕山期以来构造运动对海相成藏条件的改造[J].江汉石油科技,1996,6(2):9~16.

[5]邓清禄,周雁,杨巍然.拉脊山早古生代火山岩盆地开合演化的地球化学标志[J].西北地质科学,1995,16(1):84~91.

[6]邱家骧,曾广策,朱云海,等.北秦岭-南祁连早古生代裂谷造山带与小洋盆蛇绿岩套特征及纬向对比[J].高校地质学报,1998,4(4):393~405.

[7] 邓清禄, 杨巍然.地球历史的地球化学节律 [J].地学前缘,1997,4(4):191~195.

[8]Yang Weiran,Deng Qinglu,Wu Xiuling.Major characteristics of the Lajishan orogenic belt of the South Qiling mountains and it's geotectonic attribute[J]. ACTA Geologica Sinca, 2002, 76(1): 110~117.

[9]杨巍然.东秦岭开合史[J].地球科学,1987,12(5):488~494.

[10]邓清禄,杨巍然.秦岭造山带早古生代"开"合"构造格局及加里东运动[J].地质科技情报,1996,15(2):45~50.

[11]邓清禄,杨巍然.陆内造山带"开"合"时序演化的地球化学表征——以桐柏造山带为例[J].地质地球化学,1996,(6):53~59.

[12]姜春发.从多旋回说到开合构造[J].地球学报,1994,(3~4):103~112.

[13]姜春发,杨经绥,冯秉贵,等.昆仑开合构造[M].北京:地质出版社,1992.1~22.

[14]张抗.断块开合说[J].地质论评,1998,44(5):449~455.

[15]陈哲夫,成宗德,梁云海,等.新疆开合构造与成矿[M].乌鲁木齐:新疆科技卫生出版社,1997.1~394.

[16]朱占祥,廖远安.雅鲁藏布江开合带蛇绿岩地层[J].地层学杂志,1996,20(4):299~304.

[17]徐志刚.华南晚前寒武纪剪式开合构造及其动力学[J].地质学报,1995,69(4):285~295.

[18]郭铁鹰,梁定益,张宜智,等.西藏阿里地质[M].武汉:中国地质大学出版社,1991.1~464.

[19]Lardeaux J M,Spalla M L. From granulites to eclogites in the Sasia zone (Italian western Alps), A record of the opening and closure of the Piedmont ocean [J]. J.Metamorphic Geol., 1991,9(1):35~39.

[20]Cartier C,Faure M,Lardeux H.The Hercynian orogeny in the South Armorican Massif (Saint-Georges-Sur-Loire Unit,Ligerian Domain,France):Rifting and welding of continental stripes [J]. Terra.Nova., 2001,13(2):143~149.

[21]O'Dea M G,Lister G S,Maccreday P G,et al.Geodynamic evolution of the Proterozoic Mount Isa terrain [J]. In:Burg J P, Geological Society Special Publication, 1997,121:99~122.

[22]Balanya J C. Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain [J]. Tectonics, 1997,16(2):226~238.

[23]周雁,陈洪德,王成善,等.中扬子区海相地层层序样式及其油气地质意义[J].成都理工大学学报,2001,(4):26~30.

[24]王成善,陈洪德,寿建峰,等.中国南方海相二叠纪层序地层与油气勘探[M].成都:四川科学技术出版社,1998.1~146.

[25]许效松,刘宝珺,赵玉光,等.上扬子西缘二叠纪—三叠纪层序地层与盆山转换耦合[M].北京:地质出版社,1997.1~124.

[26]Ross C A, Ross J R P. Late Cenozioic sea levels and depositional sequence [J]. Cushman Foundation for Foramininferal Research spec. Pub.,1987,24:137~149.

Opening-closing tectonics and its relation with sequence stratigraphic architecture styles

ZHOU Yan, TANG Liangjie

(*Basin & Reservoir Research Center, Key Laboratory for Hydrocarbon Accumulation Mechanism of Education Ministry, Petroleum University of China, Changping, Beijing* 102200, *China*)

Abstract: Opening-closing is a basic form of the Earth's movement and opening-closing tectonics is a basic tectonics in geological evolution. It shows universality in distribution, cyclicity in time, complementariness in plan, vertical layering, hierarchy in rank and inhomogeneity in evolution. The relationship between opening-closing tectonics and sequence architecture is close. During the opening stage, the transgression systems tract was obviously dominant and the sequence architecture was mainly of T style; during the stage of opening peak or transition from opening to closing, the dominance of the transgression systems tract and highstand systems tract were not obvious and the sequence stratigraphic architecture styles were dominated by the TH style; during the stage of closing, the dominance of the highstand systems tract was obvious and the sequence stratigraphic architecture styles were dominated by the H style.

Key words: opening-closing tectonics; sequence architecture; tectonic evolution; tectonic cycle

塔里木盆地、柴达木盆地的开合旋回

汤良杰[1,2]，张一伟[1,2]，金之钧[1,3]，贾承造[4]

（1.石油大学石油天然气成藏机理教育部重点实验室，北京 102249；
2.石油大学盆地与油藏研究中心，北京 102249；
3.中国石化集团公司勘探开发研究院，北京 100083；4.中国石油天然气股份有限公司，北京 100011）

摘要：塔里木、柴达木显生宙盆地演化经历了3个开合旋回，即震旦纪—中泥盆世（Z—D_2）开合旋回、晚泥盆世—三叠纪（D_3—T）开合旋回和侏罗纪—第四纪（J—Q）构造旋回，可能与古亚洲洋和特提斯洋在不同阶段伸展张裂、俯冲消减和闭合作用有关。塔里木、柴达木显生宙盆地演化可进一步划分为6个演化阶段：震旦纪—早奥陶世为克拉通内裂陷盆地阶段，中奥陶世—中泥盆世为克拉通内挤压盆地阶段，晚泥盆世—早二叠世为弧后裂陷盆地阶段，晚二叠世—三叠纪为弧后前陆盆地阶段，侏罗纪—古近纪为前陆盆地阶段，新近纪—第四纪在塔里木前陆盆地性质明显，而在柴达木则表现为强烈挤压坳陷。

关键词：开合旋回；板块构造；盆地类型；构造演化；塔里木盆地；柴达木盆地
中图分类号：P541 **文献标识码**：A **文章编号**：1671-2552(2004)03-0254-07

塔里木和柴达木盆地位于亚洲腹地，塔里木盆地夹于天山、西昆仑山和阿尔金山之间，面积约$56\times10^4km^2$；柴达木盆地位于世界屋脊帕米尔-青藏高原的东北缘，夹持在东昆仑山、祁连山和阿尔金山之间，面积约$12\times10^4km^2$。这2个盆地是中国陆上大型含油气盆地，有着丰富的油气资源。盆地构造演化的开合旋回是指盆地构造性质拉张与挤压的变化过程。“开”意味着盆地经历拉张或伸展，地壳由于伸展而减薄，形成裂谷盆地-被动大陆边缘盆地等裂陷盆地组合，与其相对应的是盆地边缘的古大洋处于张裂状态，新生洋壳不断出现。“合”意味着盆地经历挤压或缩短，处于挤压环境中，形成活动大陆边缘盆地-前陆盆地组合，发育褶皱-冲断带及其各种挤压构造样式，与其相对应的是盆地边缘的古大洋开始消减，古洋盆逐渐缩小，在碰撞带部位形成造山带。塔里木和柴达木盆地属于典型的叠合盆地，经历了多期次开合旋回，每一次“开”与“合”，都与特定的古板块构造活动或陆内构造活动有关，发育特定的盆地沉积充填，形成特定的盆地构造样式，并控制着油气生成、运移和聚集。本文根据盆地演化的大地构造性质及相邻板块的分布格局、区域性不整合的出现、构造运动的期次、构造-层序特征等，将塔里木和柴达木盆地划分出三大开合旋回，进一步划出“三开”和“三合”6个演化阶段。

1 震旦纪—中泥盆世开合旋回

1.1 加里东—海西早期古亚洲洋演化

（1）西准噶尔洋：以西准噶尔唐巴勒地区早古生代完整蛇绿岩为代表，由变质橄榄岩、堆晶岩、枕状熔岩、岩墙群和放射虫硅质岩组成，形成于寒武纪—早奥陶世[1]，其俯冲消减的时代为中晚奥陶世—早志留世。西准噶尔洋中—晚奥陶世对伊犁微地块的俯冲，可能在很大程度上影响到南天山洋的演化，甚至对塔里木克拉通盆地的演化也有重要影响，导致盆地构造性质和沉积格局的转化。

（2）南天山洋（图1）：大致沿现今的南天山延伸，存在2条蛇绿岩或蛇绿混杂岩带：①南天山北缘哈尔克山北坡-巴仑台-库米什-喀瓦布拉克蛇绿岩带，

收稿日期：2003-05-24；修订日期：2003-08-18
基金项目：国家重点基础研究发展规划973项目（编号G19990433）和国家自然科学基金项目（批准号40172076）资助。
作者简介：汤良杰（1957- ），男，博士，教授，博士生导师，从事盆地构造分析和石油地质研究。E-mail：tanglj@bjpeu.edu.cn

为塔里木板块与哈萨克斯坦板块之间一条重要的古缝合带，表现为蛇绿岩-蓝片岩-岩浆弧组合，延伸300 km以上。②南天山南缘哈尔克山南坡-黑英山-虎拉山北侧蛇绿岩带，位于那拉提带之南的哈尔克山南麓，向东断续延伸500 km以上，侵位于上志留统—下泥盆统浊积岩中[2,3]。

1.2　加里东—海西早期古特提斯洋演化

(1)库地洋(图1)：以库地-柯岗-奥依塔格蛇绿岩为代表，位于西昆仑山北缘，延伸逾600 km，寒武纪—奥陶纪开始发育，志留纪开始向南俯冲消减，泥盆纪晚期闭合，塔里木与中昆仑地块拼合[4]。

(2)祁连洋(图1)：代表早古生代祁连洋的蛇绿岩带仅出露于北祁连山，主要集中在走廊南山和托莱山，延伸长350~400 km，包括侵位的超镁铁岩、堆晶辉长岩、辉长辉绿岩、具枕状构造的基性喷发岩、放射虫硅质岩和复理石建造，厚逾4000 m。与北祁连蛇绿岩伴生的蓝片岩带限定在长200 km、宽约2 km的狭长带中，部分地区出现榴辉岩[5]。蓝片岩高压变质岩的同位素年龄为460~440 Ma[6]。

(3)赛什腾-锡铁山洋(图1)：以断续出露于柴达木盆地北缘赛什腾山—绿梁山—锡铁山—茶卡南山的蛇绿岩或蛇绿混杂岩为代表，呈NW向延伸约600 km，侵位于元古宇及上奥陶统滩间山群，以纯橄岩、辉橄岩、辉石岩及辉长岩为主。柴达木北缘大型韧性剪切带、榴辉岩、石榴子石橄榄岩和古生代蛇绿岩的发现[7,8]，都表明存在古洋壳残片。

(4)东昆仑洋(图1)：以东昆仑中央主脊蛇绿岩带为代表，呈近东西向延伸约400 km[4]，由堆晶结构的层状橄榄岩、蛇纹岩、橄榄辉长岩、辉长辉绿岩和基性熔岩组成，构造侵位于前震旦系变质岩系中。根据纳赤台群和铁石达斯群岛弧-洋脊型基性火山岩、同期弧花岗岩以及S型花岗岩配套分析，认为构成了成对蛇绿岩-弧火成岩带，代表了加里东期洋盆扩张俯冲消减和闭合的全过程，加里东期弧花岗岩的位置暗示了往北的洋壳俯冲方向[9]。

1.3　震旦纪—早奥陶世裂陷盆地演化阶段

古亚洲洋和古特提斯洋的裂解过程导致塔里木和柴达木形成与伸展作用有关的盆地(图1)，广泛发育碳酸盐岩沉积，构造活动性相对较弱。

(1)塔里木南、北被动陆缘盆地：古塔里木板块于震旦纪发生裂解，在克拉通内部和边缘形成大陆裂谷盆地，并伴有基性为主的火山岩。寒武纪—早奥陶世，塔里木北部被动陆缘盆地发育深水陆棚-斜坡相薄层灰岩，下奥陶统为半深海槽盆相薄层硅质岩与页岩。塔里木南部被动陆缘盆地发育陆棚-斜坡-半深海沉积，下奥陶统具碎屑流沉积特征，碳酸

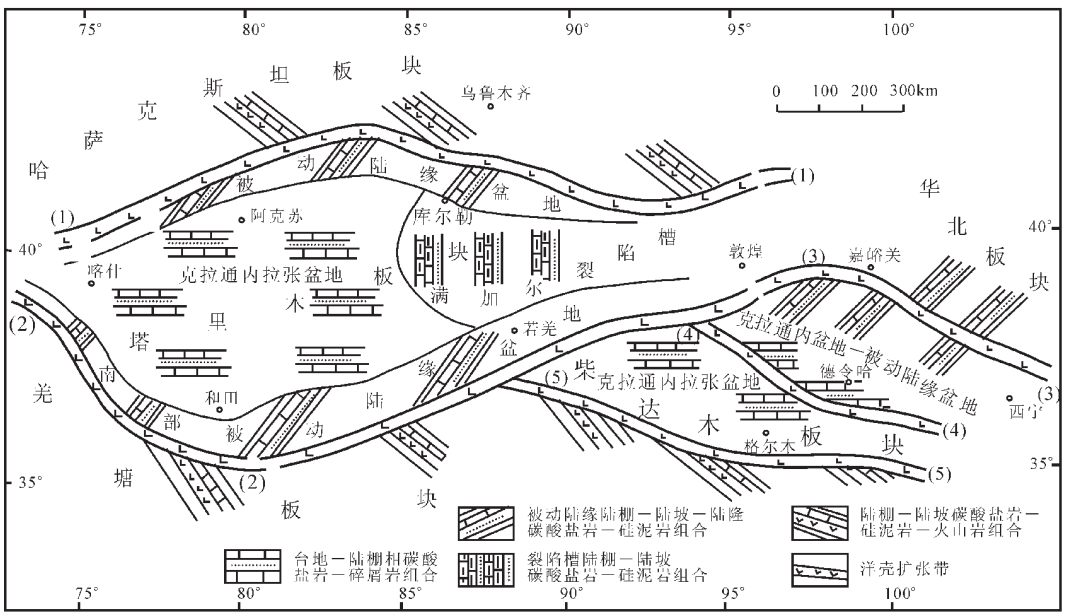


图1　塔里木、柴达木及邻区寒武纪—早奥陶世板块构造格局及大地构造相略图

Fig. 1　Schematic map showing the plate tectonic framework and tectonic facies of Tarim, Qaidam and adjacent areas in the Cambrian-Early Ordovician

(1)南天山洋；(2)库地洋；(3)北祁连洋；(4)赛什腾-锡铁山洋；(5)东昆仑洋

盐岩以泥、微晶结构为主，含三叶虫及薄壳腕足类等，反映低能深水陆棚环境[10]。

(2)满加尔裂陷槽：由震旦纪裂谷发展而成，早震旦世为大陆裂谷环境下的重力滑塌陆源碎屑流沉积夹多套基性、碱性火山岩。晚震旦世早期发育近源碎屑岩韵律层，晚期碳酸盐岩比较发育，伴有玄武岩喷发。寒武纪—早奥陶世，库鲁克塔格和满加尔地区可能属于张裂大陆边缘的组成部分，沉积物供应不足，沉积了一套非补偿放射虫硅质岩、含磷硅质岩、泥晶灰岩、黑色页岩和白云岩等，伴有基性火山活动。

(3)塔里木克拉通内拉张盆地：由震旦纪裂谷发展成寒武纪—早奥陶世克拉通内拉张盆地，寒武系为一套台地-局限台地相白云岩、灰岩夹泥岩和膏盐岩，底部是黑色页岩和含磷硅质岩，厚400~1000 m。下奥陶统主要为浅海台地相灰岩和白云岩，厚400~1000 m。

(4)柴达木原型盆地和沉积特征：根据寒武纪—早奥陶世洋盆的分布，以赛什腾-锡铁山洋为界，柴达木可能存在2个不同的克拉通内拉张盆地-被动陆缘盆地组合：①德令哈-苏干湖克拉通内拉张盆地：震旦系—下奥陶统出露于欧龙布鲁克一带，为台地-局限台地相白云岩、灰岩夹杂色砂岩，厚约2000 m。②柴达木克拉通内拉张盆地：受赛什腾-锡铁山洋和祁漫塔格-东昆仑洋围限，主体可能隐伏于现今柴达木盆地主体部位之下。

1.4 中、晚奥陶世—早、中泥盆世挤压盆地演化阶段

古亚洲洋和古特提斯洋闭合导致塔里木和柴达木形成与挤压作用有关的盆地(图2)，盆内形成大型隆起与坳陷，泥盆纪晚期发生大规模隆升剥蚀，出现构造反转，沿先存基底软弱带发育大型断裂带。

(1)满加尔复理石盆地：随着南天山洋东段的消减闭合，寒武纪—早奥陶世库鲁克塔格-满加尔裂陷槽于中奥陶世开始转化为复理石盆地，由前期的欠补偿沉积变为过补偿沉积，接受了巨厚的海相陆源碎屑复理石堆积，中、上奥陶统—中、下泥盆统为浊积岩相灰绿色砂岩、粉砂岩与灰黑色泥页岩韵律状互层，厚达7000 m以上。

(2)塔里木克拉通内挤压盆地：由于中、晚奥陶世—中泥盆世地球动力学环境的变化，塔里木主体部位由克拉通内拉张盆地转化为克拉通内挤压盆地，中、上奥陶统为局限台地-混积陆棚相砂屑灰岩、泥灰岩、泥页岩等，厚400~1500 m。志留系为浅海-滨海-泻湖相砂岩、粉砂岩和泥页岩，泥盆系为滨海-泻湖-潮坪相细砂岩、粉砂岩和泥岩不等厚互层，志留系—中泥盆统总厚500~2000 m。

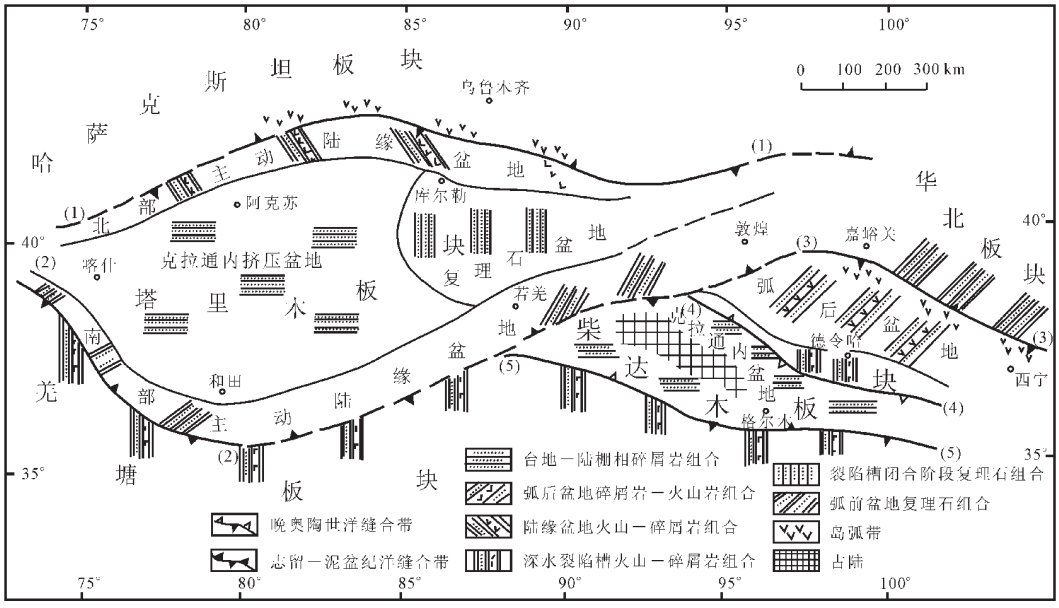


图2 塔里木、柴达木及邻区中奥陶世—中泥盆世板块构造格局及大地构造相略图

Fig. 2 Schematic map showing the plate tectonic framework and tectonic facies of Tarim, Qaidam and adjacent areas in the Middle Ordovician-Middle Devonian

(1)南天山洋缝合带；(2)库地洋缝合带；(3)北祁连洋缝合带；(4)赛什腾-锡铁山洋缝合带；(5)东昆仑洋缝合带

(3)赛什腾–锡铁山晚奥陶世残余洋盆地 :随着赛什腾–锡铁山洋在晚奥陶世洋壳的俯冲消减,形成与弧有关的残余洋盆,上奥陶统滩间山群为片理化安山岩、安山玄武岩、绿片岩、凝灰岩夹砾岩、板岩和大理岩,厚约3600 m。

(4)柴达木克拉通内挤压盆地 :晚奥陶世—泥盆纪,柴达木陆块可能存在克拉通内挤压盆地,环绕柴达木古陆岛分布,随着陆岛范围扩大,盆地逐渐缩小,早、中泥盆世柴达木主体可能反转成陆。

2　晚泥盆世—三叠纪开合旋回

2.1　海西中、晚期古亚洲洋演化

(1)北天山洋张裂和消减闭合(图3、4) :北天山洋于泥盆纪晚期—石炭纪早期张裂形成,早石炭世晚期俯冲进入残留洋阶段,晚石炭世洋盆闭合。北天山伊连哈比尔尕蛇绿岩带是该洋盆俯冲闭合的遗迹,代表早石炭世晚期北天山洋向南的一次俯冲活动[11]。北天山洋俯冲消减导致南天山残留洋发生短暂弧后拉张,并使其于早二叠世末闭合,诱发塔里木北部与弧后裂陷作用有关的岩浆活动。

(2)南天山残留洋盆消减与闭合(图3、4) :受北天山洋向南俯冲作用的影响,石炭纪中天山北部形成岩浆弧,南天山残留洋盆发生弧后扩张,沉积了4000 m以上巨厚的碳酸盐岩和碎屑岩建造。石炭纪晚期南天山残留洋盆开始向南俯冲消减,至早二叠世末闭合,在南天山与塔里木盆地交界部位发育早二叠世安山岩、安山玢岩、凝灰岩和同碰撞花岗岩,反映了岛弧位置及俯冲方向,南天山南缘蛇绿岩带是这次闭合作用的遗迹。

2.2　海西中、晚期—印支期古特提斯洋演化

(1)布伦口—康西瓦洋张裂和闭合(图3、4) :泥盆纪晚期—石炭纪早期沿西昆仑布伦口—康西瓦一线张裂形成洋盆,于石炭纪—早二叠世发生向塔里木方向的俯冲消减作用,早二叠世晚期闭合。该洋盆闭合遗留下来的蛇绿岩带受喜马拉雅期挤压推覆改造,变得零星而杂乱,但石炭纪浊流沉积、混杂堆积及火山岛弧断续成带分布,仍能恢复沟–弧体系的面貌。

(2)南昆仑洋(图3、4) :以阿尼玛卿蛇绿岩带为标志,延伸达500 km以上,由变质橄榄岩、辉长岩、基性枕状熔岩和放射虫硅质岩组成[4,9]。蛇绿岩套侵位于石炭系—二叠系,硅质岩中放射虫时代为早—中三叠世,蛇绿岩带北侧成对出现的弧火山岩全岩Rb–Sr等时线年龄260~263 Ma,表明南昆仑洋存在的时代为海西晚期—印支期。

2.3　晚泥盆世—早二叠世弧后裂陷盆地演化

(1)塔里木弧后裂陷盆地(图3) :石炭纪早期塔

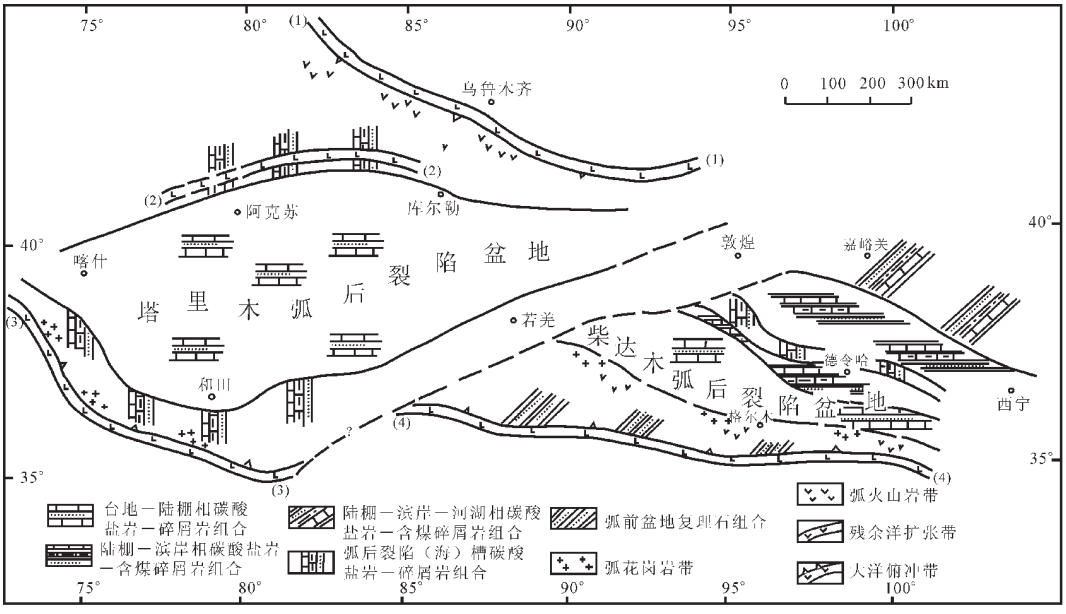


图3　塔里木、柴达木及邻区晚泥盆世—早二叠世大地构造相略图

Fig. 3　Schematic map showing the tectonic facies of Tarim, Qaidam and adjacent areas in the Late Devonian–Early Permian

(1)北天山洋 ;(2)南天山残余洋 ;(3)布伦口–康西瓦洋 ;(4)南昆仑洋

里木北部与南天山残留洋盆同处于中天山岩浆弧的弧后位置，而塔里木南部可能为布伦口-康西瓦洋张裂大陆边缘的一部分。石炭纪晚期—早二叠世塔里木北部处于南天山南缘岩浆弧弧后位置，塔里木南部则处于昆仑山岩浆弧弧后位置。发育开阔台地-局限台地-蒸发潮坪相沉积，并逐渐向陆相过渡，为弧后拉张环境的产物。石炭纪—早二叠世塔里木基性岩浆活动频繁，可能与弧后拉张作用有关。

(2)柴达木弧后裂陷盆地(图3)：位于海西中期南昆仑洋岩浆弧的弧后部位，发育台地-滨岸-陆棚相碳酸盐岩-碎屑岩建造夹煤线，柴北缘上泥盆统为一套含火山岩类磨拉石建造，厚达2000 m以上；下石炭统以块层状砾岩、长石石英砂岩、灰岩为主夹暗色泥页岩和煤线，厚约1400 m；上石炭统主要为灰岩、泥灰岩、石英砂岩、粉砂岩、泥页岩夹煤层或煤线，厚约1290 m。下二叠统仅见于柴达木南缘，为灰岩、白云岩夹页岩，厚40~176 m。

2.4 晚二叠世—三叠纪弧后前陆盆地演化

(1)塔里木弧后前陆盆地(图4)：晚二叠世—三叠纪西昆仑南缘特提斯洋盆向北俯冲消减，在昆仑山发育同期火山岛弧和花岗岩岩基，塔里木大部分位于弧后位置[12,13]，并由早期的弧后裂陷盆地转化为弧后前陆盆地。上二叠统展布退缩到盆地中西部，沉积中心位于叶城附近，最厚达1200 m。南天山山前上二叠统为一套陆相砂质泥岩夹细砾岩、砂岩和黑色炭质泥岩，厚约300 m，角度不整合于下二叠统火山岩或石炭系灰岩之上，显然与南天山的造山活动有关。三叠纪塔里木中部为扇三角洲-滨、浅湖和半深湖相砂砾岩、砂岩与泥岩互层夹煤线，最厚达900 m。塔里木西南缘三叠系为三角洲-湖泊-沼泽相砂砾岩、砂岩、暗色泥岩、中性火山岩夹煤层，厚约1200 m。库车坳陷三叠系发育洪冲积-滨浅湖-三角洲相砂砾岩与泥岩互层夹煤层煤线，最厚达2000 m。

(2)柴达木弧后前陆盆地：上二叠统—三叠系在柴达木主体未见出露，也未被钻井揭示，推测可能与印支运动强烈剥蚀作用有关。柴达木南缘上三叠统为一套陆相中酸性火山岩系夹少量碎屑岩，厚148~2576 m。柴达木北部宗务隆山中、下三叠统为海相砂岩、粉砂岩、灰岩和泥板岩，厚790~3900 m。

3 侏罗纪—第四纪开合旋回

3.1 侏罗纪—古近纪盆地演化

(1)盆地性质和类型：塔里木、柴达木侏罗纪—古近纪盆地形成演化与欧亚大陆南缘一系列碰撞事件有关[14]，但二者在盆地性质和类型上有所差别：

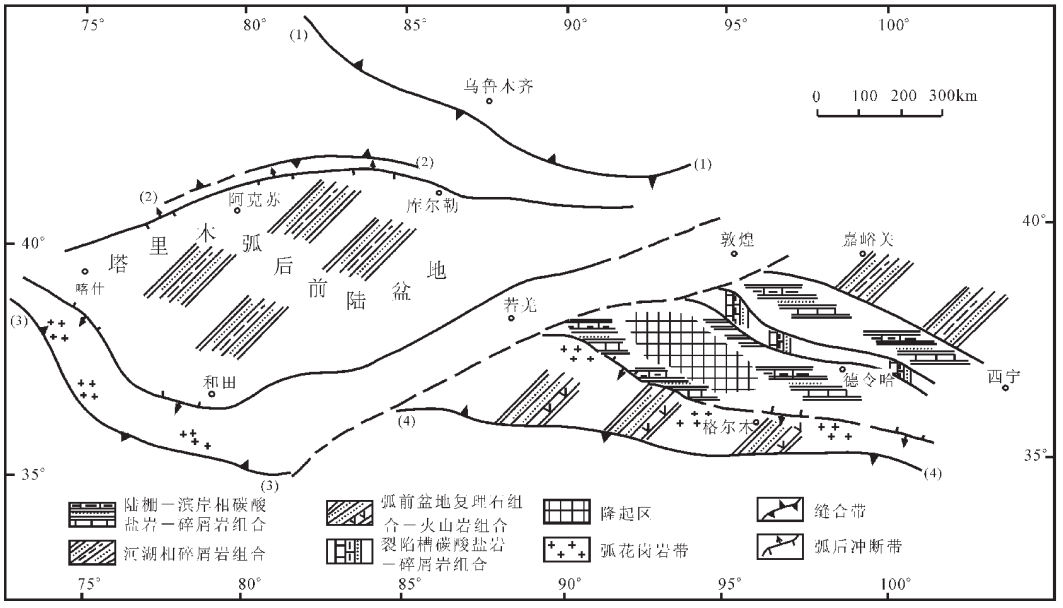


图4 塔里木、柴达木及邻区晚二叠世—三叠纪大地构造相略图

Fig. 4 Schematic map showing the geotectonic facies of Tarim, Qaidam and adjacent areas in the Late Permian-Triassic

(1)北天山洋缝合带；(2)南天山残余洋缝合带；(3)布伦口—康西瓦洋缝合带；(4)南昆仑洋缝合带

塔里木侏罗纪—古近纪盆地具有前陆性质；柴达木盆地由于受阿尔金山的阻隔，可能处于造山期后的应力松弛环境下,表现出次一级的伸展-挤压旋回❶。

(2)塔里木盆地演化 :侏罗纪—古近纪塔里木处于前陆盆地挤压环境中。侏罗纪塔里木发育4个相对独立的前陆盆地,分别位于南天山、库鲁克塔格、西昆仑山和阿尔金山山前地带，为河流-三角洲-沼泽-湖泊相砾岩、砂岩、泥页岩夹煤层。早白垩世前陆盆地范围进一步扩大,发育山麓冲积相砾岩和河流-湖泊相红色泥岩夹粉砂岩。晚白垩世—古近纪前陆盆地扩展到巴楚隆起两侧,塔里木西南前陆盆地上白垩统为海相泥岩、膏泥岩、灰岩夹介壳层,古近系为浅海台地-泻湖-潮坪相介壳灰岩、泥岩和膏层等,总厚达2000 m。库车前陆坳陷缺失上白垩统,古近系为干旱炎热气候条件下的沉积,以含盐(膏)地层为特征,塑性流动明显,构成库车前陆褶皱带构造变形的主滑脱层系,厚110~3000 m。

(3)柴达木盆地演化 :柴达木盆地侏罗系角度不整合于下伏不同时代地层之上,主要分布在盆地西北部的阿尔金山山前、南祁连山山前,在祁连山内部山间盆地也有分布,可能为后造山期应力松弛环境下的断陷盆地沉积,中、下侏罗统为河湖相含煤建造,上侏罗统为红色碎屑岩建造。白垩系为陆相红色碎屑岩沉积，岩性以棕红色中—细砂岩为主,夹含砾砂岩、砾岩及砂质泥岩。古新统为紫红色砾岩夹泥岩及泥质粉砂岩。始新统下部为砾岩与砂质泥岩互层,中、上部夹砂岩、灰岩及泥岩。渐新统为钙质泥岩、页岩与砂岩、粉砂岩互层。

3.2　新近纪—第四纪盆地演化

(1)盆地性质和类型 :新近纪—第四纪塔里木和柴达木盆地性质和类型有较大差异,前者具有前陆盆地特征,与造山带负荷和沉积负荷作用下的挠曲作用有关 ;后者可能与双侧造山带挤压下的强烈被动沉陷作用有关,不具前陆盆地的显著特点。

(2)塔里木盆地演化 :中新世开始,受印度板块与欧亚板块碰撞闭合远程效应的影响,塔里木周边山系急剧抬升,盆地基底整体挠曲下沉,处于强烈挤压环境中。新近系为一套冲积扇-洪泛平原-河湖相砾岩、砂岩、泥岩互层夹盐膏岩,第四系为一套冲积、洪积和风积砾石层、粘土层和塔克拉玛干沙漠松散砂层,总厚可达10000 m以上,中央隆起厚度较小,往山前地带逐渐加厚。

(3)柴达木盆地演化 :柴达木中新统下部为绿灰色砾状砂岩与棕红色砂质泥岩互层,厚500~2500 m,中新统上部为灰色细砾岩、砂岩与泥质粉砂岩互层,厚500~3000 m。上新统为灰色砂质泥岩夹砂岩和砾岩,厚500~2500 m。柴达木盆地广泛出露第四系,岩性以暗色泥岩为主,夹粉砂岩、泥质砂岩,组成开阔的向斜及背斜构造，沉积中心位于盆地东部涩聂湖与达布逊湖之间,厚度达3150~3500 m,是柴达木盆地第四系天然气源区。

4　结论与讨论

塔里木、柴达木显生宙盆地演化具有良好的可对比性,经历了3个一级构造旋回,即震旦纪—中泥盆世开合旋回、晚泥盆世—三叠纪开合旋回和侏罗纪—第四纪构造旋回，其分划性时间界面分别为800 Ma、377 Ma和208 Ma，时间跨度分别为423 Ma、169 Ma和208 Ma。从盆地动力学考虑,两盆地显生宙演化的3个一级构造旋回可能主要与古亚洲洋和特提斯洋在不同阶段伸展张裂、俯冲消减和闭合作用有关。第一个旋回自震旦纪开始张裂,寒武纪—早奥陶世伸展为被动大陆边缘,中、晚奥陶世—早、中泥盆世俯冲消减,泥盆纪晚期碰撞闭合 ;第二个旋回表现为与古特提斯洋有关的弧后拉张-弧后造山事件 ;第三个旋回与中、新生代特提斯洋周期性开合作用及印度板块与欧亚大陆最终碰撞和楔入作用有关[15~17]。塔里木、柴达木显生宙盆地演化可进一步划分为6个二级构造阶段 :震旦纪—早奥陶世为克拉通内裂陷盆地阶段,中、晚奥陶世—早、中泥盆世为克拉通内挤压盆地阶段；晚泥盆世—早二叠世为弧后裂陷盆地阶段，晚二叠世—三叠纪为弧后前陆盆地阶段 ;侏罗纪—古近纪为前陆盆地阶段,新近纪—第四纪在塔里木前陆盆地性质明显，而在柴达木则表现为挤压陆内坳陷。从时间演化序列看,塔里木、柴达木盆地演化阶段具有大致同时性，不同阶段盆地性质具有拉张-挤压交替转化的特征。

❶ 汤良杰,由福报,金之钧,等.柴达木盆地构造特征及构造演化规律研究.中国石油天然气股份公司‘九五’重点科技攻关项目研究成果报告,2001.1~358.

致谢:研究工作得到王鸿祯院士、马宗晋院士、刘和甫教授、陈发景教授和宋建国教授的指导和帮助,在此表示衷心感谢。

参考文献:

[1]肖序常,汤耀庆,李锦轶,等.古中亚复合巨型缝合带南缘构造演化[A].见:肖序常, 汤耀庆主编.古中亚复合巨型缝合带南缘构造演化[M].北京:北京科学技术出版社,1991.1~29.

[2]王作勋,邬继易,吕喜朝,等.天山多旋回构造演化及成矿[M].北京:科学出版社,1990.1~216.

[3]汤耀庆,赵民.中国天山板块构造演化[A].见:肖序常,汤耀庆主编.古中亚复合巨型缝合带南缘构造演化[M].北京:北京科学技术出版社,1991.109~124.

[4]姜春发,杨经绥,冯秉贵,等.昆仑开合构造[M].北京:地质出版社,1992.

[5] 董申保. 中国蓝闪石片岩带的一般特征及其分布 [J]. 地质学报,1989,63(3):273~284.

[6]邓晋福,杨建军,赵海玲,等.格尔木-额济纳旗断面走廊域火成岩-构造组合与大地构造演化[J].现代地质,1996,10(3):330~343.

[7]杨建军,朱红,邓晋福,等.柴达木北缘石榴子石橄榄岩的发现及其意义[J].岩石矿物学杂志,1994,13(2):97~105.

[8]赖绍聪,邓晋福,赵海玲.柴达木北缘古生代蛇绿岩及其构造意义[J].现代地质,1996,10(1):18~28.

[9]郭正府.东昆仑火成岩、构造演化和青藏高原新生代火山喷发对环境的影响[D].中国地质大学博士学位论文,1996.

[10]康玉柱,张文献,周棣康,等.中国塔里木盆地油气地质特征及资源评价[M].北京:地质出版社,1996.1~348.

[11]何国琦,李茂松,刘德权,等.中国新疆古生代地壳演化及成矿[M].乌鲁木齐:新疆人民出版社,香港:香港文化教育出版社,1994.1~437.

[12]Hsu K J. Relict back-arc basins: principles of recognition and possiple new examples from China[A]. In: Kleinpell K L, Paola C eds. New perspectives in basin analysis[C].Springer-Verlag, New York, 1988.245~263.

[13]孙肇才.碰撞山链与前陆盆地的演化[A].见:孙肇才,张渝昌主编.中国油气盆地分析[C].北京:石油工业出版社,1993.60~86.

[14]Graham S A, Hendrix S M, Wang L B, et al. Collisional successor basins of western China: impact of tectonic inheritance on sand composition[J]. Geological Society of America Bulletin, 1993, 105:323~344.

[15]汤良杰.中国西北塔里木、柴达木显生宙盆地演化阶段与油气远景[D].石油大学(北京)博士后研究工作报告,1997.1~180.

[16]汤良杰.塔里木显生宙盆地演化主要阶段[J].地学前缘,1997,4(3~4):318~324.

[17]汤良杰,金之钧,张明利,等.柴达木震旦纪-三叠纪盆地演化研究[J].地质科学,1999,34(3):289~300.

Opening-closing cycles of the Tarim and Qaidam basins, northwestern China

TANG Liangjie[1,2], ZHANG Yiwei[1,2], JIN Zhijun[1,3], JIA Chengzao[4]

(1. *Key Laboratory of Hydrocarbon Accumulation, Ministry of Education, Beijing* 102249, *China*;
2. *Basin & Reservoir Research Center, University of Petroleum, Beijing* 102249, *China*;
3. *Institute of Petroleum Exploration and Development, SINOPEC, Beijing* 100083, *China*;
4. *PetroChina Company Limited, Beijing* 100011, *China*)

Abstract: The Phanerozoic evolution of the Tarim and Qaidam basins has experienced three opening-closing cycles, i.e.: the Sinian-Middle Devonian, Late Devonian-Triassic and Jurassic-Quaternary opening-closing cycles. The cyclicity of the basin evolution may be related to extension, subduction and collision of the Paleo-Asian ocean and Paleo-Tethys ocean in different stages. Six evolutionary stages of the Tarim and Qaidam basin in Phanerozoic time may be recognized, these are: (1) the Sinian-Early Ordovician intracratonic extensional basin stage, (2) the Middle Ordovician-Middle Devonian intracratonic compressional basin stage, (3) the Late Devonian-Early Permian back-arc extensional basin stage, (4) the Late-Permian-Triassic retro-arc foreland basin stage, (5) the Jurassic-Paleogene foreland basin stage, and (6) the Neogene-Quaternary stage of the Tarim foreland basin and Qaidam compressional depression.

Key words: opening-closing cycle; basin type; tectonic evolution; Tarim basin; Qaidam basin

蒙甘青宁地区侏罗纪开合盆山构造格局及原型盆地沉积特征

左国朝[1]，刘义科[1]，李相博[2,3]

(1.甘肃省地质调查院,甘肃 兰州 730000；2.中国科学院兰州地质研究所,甘肃 兰州 730020；
3.中国石油勘探开发科学研究院西北分院,甘肃 兰州 730020)

摘要:侏罗纪蒙甘青宁地处西伯利亚板块,太平洋中依泽奈崎、法拉隆、菲尼克斯3板块及印度板块之间的东亚腹地部位。早、中侏罗世进入造山后的伸展-走滑盆山构造阶段,在盆山构造格局的负形地段孕育着大小不一的8种构造类型盆地,其偏南的多数地区处于亚热带温暖潮湿气候区,沉积了大量煤层及有机质页岩。晚侏罗世,盆山构造经历了不均匀挤压和抬升作用,不少早期盆地逐渐消失,并转为热带、亚热带干旱气候,残存盆地主体为一套红色沉积。编图研究表明,早、中侏罗世时期全区既不是统一的"泛盆",也不是现今侏罗系分布区的小型盆地区,而是大中有小、盆山相间、多带展布的盆地群构造地貌。

关键词:蒙甘青宁地区;开合盆山格局;原型盆地;侏罗纪
中图分类号:P541;P53　　**文献标识码**:A　　**文章编号**:1671-2552(2004)03-0261-11

蒙甘青宁地区地域辽阔,由北而南展布着北山(马鬃山)山脉、阿拉善地块、祁连山脉、柴达木地块、阿尔金山脉、东昆仑山脉、西秦岭山脉。侏罗纪时期呈大小不一的星罗棋布分布的陆相沉积盆地,由于侏罗纪后至第四纪经历多次造山作用,其原型盆地遭到强烈改造而肢解。作者在研究该区中生代以来的盆山构造中,在前人研究的基础上,并结合石油系统对本区盆地油气分析及钻孔资料,同时通过多年对北山、雅布赖山、合黎山、龙首山、河西走廊、北中祁连山、东昆仑山、西秦岭、柴北缘等数十处侏罗系典型剖面的沉积相序、古水流等要素野外调研综合研究,勾画出本区侏罗纪的开合盆山构造格局及原型盆地沉积特征。

通过古地磁资料[1,2]分析,就祁连、东昆仑、西秦岭造山带而言,由侏罗纪到第四纪期间,该造山带的压扁量已超过4倍。本文图中所恢复的盆地宽度仅为原型盆地的约1/4,已经不能代表当时盆地的实体原貌了。鉴于早、中侏罗世是本区煤及油气生成的有利时期,故本文重点放在早、中侏罗世盆山构造格局与原型盆地沉积特征的详细论述上,对晚侏罗世原型盆地沉积特征仅作简要介绍,最后对中侏罗世末期的构造变形事件展开讨论。

1　侏罗纪时的构造应力场分析

作者参考了近来地质学家对东亚地区构造资料做的综合研究,编制了该区早、中侏罗世及晚侏罗世板块构造图(图1、2),其中突出了盆山构造在图中的重要地位。研究表明,蒙甘青宁地区地处古生代古板块之小黄山、北祁连山、东昆仑-西秦岭以及恩格乌苏缝合带结合部位[3~9]。中新生代以来又长期处在几大板块包围之中,即北面有西伯利亚板块,东邻太平洋(其中包括依泽耐崎、法拉隆、菲尼斯克板块),西南为印度板块。这些板块形成和演化的进程各不相同,制约着蒙甘青宁地区侏罗纪盆地的生成和演化。需要提及的是,北面的蒙古-鄂霍次克构造带是华北板块与西伯利亚板块之间级别最大、缝合最晚的一条拼合带[10]。据和政军[11]的研究,蒙古-鄂霍次克洋形成于早古生代,海西期发生强烈的造山作用,在晚三叠世出现新的拉张事件,此时洋盆呈近东西-北东东方向展布,向西延伸到乌兰巴托,开口向东呈剪刀状。早、中侏罗世时,洋盆开始向西伯利亚大陆方向俯冲、消减,其消减闭合作用在走向上显示出穿时性,具有西早东晚的特点,这与整个中亚蒙古洋的消减闭合特征是一致的。晚侏罗世,海盆关闭,

收稿日期:2003-11-20
科研项目:中国科学院《西部之光》项目资助。
作者简介:左国朝(1937-),男,教授级高级工程师,从事区域地质、大地构造研究工作。E-mail:ddykcb@gsddy.com.cn

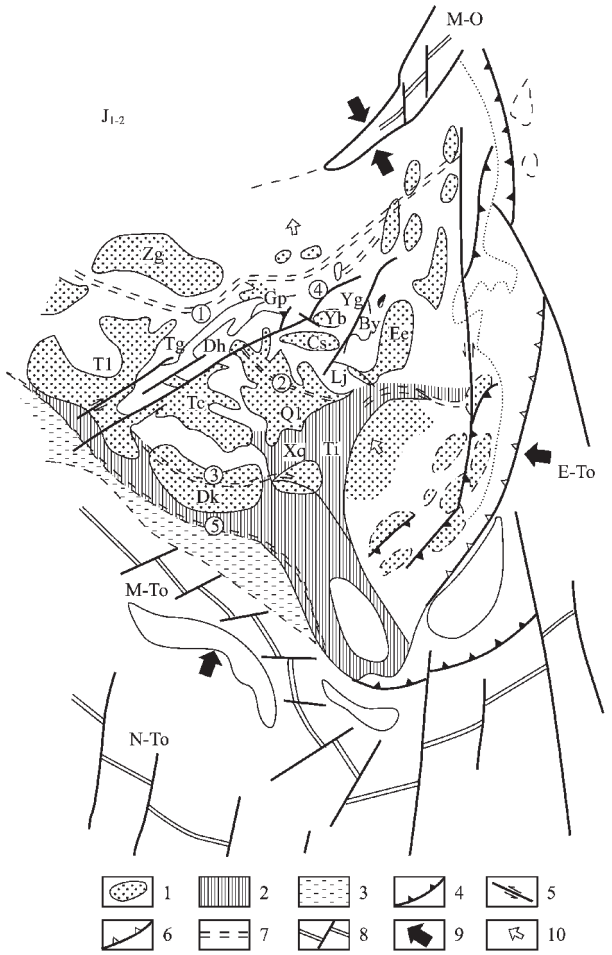


图1 早、中侏罗世东亚地区板块构造图

Fig. 1 Tectonic plate distribution in East Asia during the Early and Middle Jurassic

Zg—准噶尔盆地；Tl—塔里木盆地；Tg—托格盆地；Gp—公婆泉盆地(北山盆地)；Yg—银根盆地；Dh—敦煌盆地；Yb—雅布赖盆地；Cs—潮水盆地；Ql—祁连盆地(肃南—民和盆地)；By—巴音浩特盆地；Lj—六盘山—靖远盆地；Ee—鄂尔多斯盆地；Tc—吐拉—柴达木盆地；Dk—东昆仑盆地；Xq—西秦岭盆地；Ti—天礼盆地；M-O—蒙古—鄂霍次克洋；E-To—东太平洋；M-To—中特提斯洋；N-To—新特提斯洋；①小黄山缝合带；②北祁连缝合带；③东昆仑—西秦岭缝合带；④恩格尔乌苏缝合带；1—陆相盆地；2—造山带；3—边缘海；4—逆冲断裂；5—走滑断裂；6—俯冲带；7—缝合带；8—扩张脊及转换断层；9—板块运动方向；10—陆块运动方向

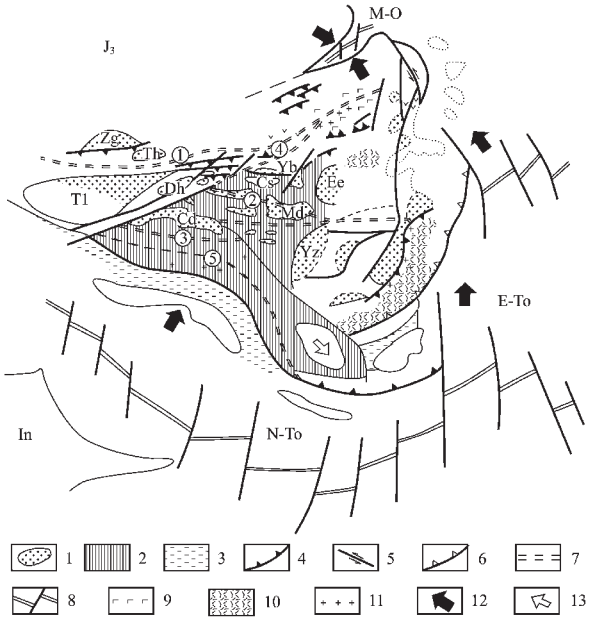


图2 晚侏罗世东亚板块构造图

Fig. 2 Tectonic plate distribution in East Asia during the Late Jurassic

Zg—准噶尔盆地；Tl—塔里木盆地；Th—土哈盆地；Dh—敦煌盆地；Yb—雅布赖盆地；Cs—潮水盆地；Ee—鄂尔多斯盆地；Md—民和—定西盆地；Yz—扬子盆地；Cd—柴达木盆地(吐拉—柴北缘盆地)；M-O—蒙古—鄂霍次克洋；E-To—东太平洋；N-To—新特提斯洋；①小黄山缝合带；②北祁连缝合带；③东昆仑—西秦岭缝合带；④恩格尔乌苏缝合带；⑤班公湖—怒江缝合带；1—陆相盆地；2—造山带；3—边缘海；4—逆冲断裂；5—走滑断裂；6—俯冲带；7—缝合带；8—扩张脊及转换断层；9—基性火山岩；10—酸性火山岩；11—花岗岩类；12—板块运动方向；13—陆块运动方向

完成碰撞造山作用，形成大规模推覆构造，并一直波及到蒙—鄂带南侧、燕山—阴山、大青山、阿拉善北部及北山地区。

三叠纪—早侏罗世初，东部的太平洋地区存在依泽奈崎、法拉隆、菲尼克斯三大板块，为洋盆的形成和扩张阶段。此时对中国大陆影响最大的是依泽奈崎板块，晚侏罗世—白垩纪，西太平洋地区的大洋板块不断“后退式”向欧亚大陆俯冲，先后又分裂出库拉(85 Ma)、太平洋(70 Ma)等板块，这些地质事件使中国东部中新生代形成了一系列北东向延伸的特殊构造型式——盆山构造组合，并发育大量燕山期火山—岩浆岩组合，其影响范围向西可波及到中国西部的龙门山、贺兰山、阿拉善、银额等地区。黑河以东发育的燕山期花岗岩就是这种构造背景下的产物。另外，南部印度板块与欧亚板块之间的特提斯构造域“多岛洋模式”演化的影响更为明显。三叠纪末期，强烈的印支造山运动引起昆仑、祁连等古老造山带的重新复活，早、中侏罗世时进入造山后伸展阶段，从而在昆北、柴北及祁连形成伸展沉降区。此外，阿尔金断裂此时发生反向回跳，进入右行走滑活动时期[12]。其结果是，一方面在阿尔金断裂带内形成走滑拉分盆地，如索尔库里盆地、敦煌盆地及北山盆地等，并在安西一带形成同期的裂谷型火山岩；另一方面，由于走滑末端效应，在其旁侧柴北缘及祁连区也会产生伸展作用，这一作用可以与造山后伸展作用复合，从而加剧了上述地区伸展地球动力学背景的形成。中侏罗世

末—晚侏罗世，南面中特提斯班公湖–怒江洋盆的俯冲与碰撞,北面蒙古–鄂霍次克海洋盆的闭合与碰撞,引起蒙甘青宁地区广泛的区域性挤压作用。

2　本区侏罗系划分及对比

2.1　侏罗系分布特征

研究区中、下侏罗统分布广泛。北山地区地层分布于公婆泉北、牛圈子及中口子—黑帐房一带。阿拉善宗乃山以南地区及龙首山、北中祁连一带地层出露较多。据钻井揭示,雅布赖盆地、潮水盆地、酒东盆地及双临盆地内部皆有分布。柴达木盆地边缘地带如吐拉、采石岭、鱼卡、大柴旦、大煤沟、德令哈及乌兰地区均有下、中侏罗统露头出露。冷科1井揭示冷湖—里坪地区埋藏于第三系之下的中、下侏罗统厚度巨大,为重要生油岩系。柴达木南缘的东昆仑及西秦岭一带的中、下侏罗统皆遭受多期构造变形的影响,大多肢解为零星构造断片产出。

上侏罗统较中、下侏罗统的分布范围大为缩小。北山地区上侏罗统露头仅在金庙沟、红柳疙瘩出露。据居参1井揭示,覆盖区居延海盆地存在上侏罗统。阿拉善地区上侏罗统主要出露于雅布赖盆地西端及潮水盆地北缘阿右旗一带,钻井资料证实两盆地内上侏罗统分布广泛。祁连山区西段主要为隆起剥蚀区,其东部西宁–民和盆地、靖远盆地等沉降带为上侏罗统分布最广的地区。相对应的西秦岭地区,上侏罗统唯独在达米滩局部地段发育。柴达木盆地上侏罗统与中、下侏罗统露头区分布范围相同,但盆内据冷科1井资料未见有上侏罗统。

2.2　侏罗系划分及对比

前人[13~19]以及煤田、石油系统对本区侏罗系划分做了大量工作。作者在中、下侏罗统划分上选择了以下地质剖面:①北山分区的多坝沟、金庙沟、额济纳旗居参一井;②阿拉善分区的阿右旗红柳沟及上井子;③走廊–北祁连分区的山丹新河、玉门旱峡;④中祁连分区的木里江仓、红古窑街;⑤柴达木分区的大煤沟、吐拉;⑥东昆仑分区的格尔木红沟;⑦西秦岭分区的合作德乌鲁、天水皂郊后老庙。同时对上侏罗统划分选用了以下剖面:①北山分区的金庙沟;②阿拉善分区的阿右旗交叉沟;③走廊–北祁连分区的武威九条岭;④中祁连分区的肃北草大坂;⑤柴达木分区的芒崖采石岭;⑥西秦岭分区的达米滩。现根据已有资料汇编了全区地层分区及划分与对比(表1)。

3　早、中侏罗世盆山格局与原型盆地沉积特征

3.1　盆山构造格局

早侏罗世,本研究区印支造山带的山间低地或古隆起区的断陷地带开始孕育成一系列孤立小盆地。中侏罗世开始,湖泊不断扩大,进入广盆发展期,其中阿拉善、祁连及柴达木地区形成大型盆地群,周边围绕着大大小小的沉积盆地。盆地间被活动性不一的造山带或古隆起区所分隔(图3)。

(1)敦煌–阿拉善隆起区:该隆起区为不规则低山丘陵地段,基本上沿着阿尔金断裂带及恩格尔乌苏缝合带以北地区分布,隶属塔里木古板块范畴,北缘占哈萨克斯坦板块东段的一小部分,面积占研究区的1/3。其西段出露太古宇—元古宇深变质岩系,组成了敦煌地块;东段为北山古生代褶皱带和阿拉善地块区。三叠纪以来该区基本上为隆起剥蚀区。敦煌–阿拉善隆起区于早、中侏罗世,明显受阿尔金断裂系中的

表1　蒙甘青宁地区侏罗系划分对比

Table 1　Stratigraphic division and correlation of the Jurassic in the Inner Mongolia–Gansu–Qinghai–Ningxia region

	北山分区	阿拉善分区			走廊—北祁连分区		中祁连分区		柴达木分区	东昆仑分区	西秦岭分区	
下白垩统	老树窝组	庙沟群			中沟组	新民堡群	河口群		犬牙沟组	犬牙沟组	东河群	化垭组
					下沟组							周家湾组
					赤金堡组		大通河组					田家坝组
上侏罗统									红水沟组			
	沙枣河组	沙枣河组	安定组	芬芳河组	博罗组	苦水峡组	博罗组	享堂组	采石岭组		未定名	
中侏罗统	新河组	新河组			新河组	王家山组	江仓组	红沟组	石门沟组	红山包群	羊曲群	龙家沟组
	沙婆泉组	青土井组			中间沟组	龙凤山组	木里组	窑街组	大煤沟组			
下侏罗统	芨芨沟组	芨芨沟组			大山口组		热水组	炭洞沟组	甜水沟组	兰道湾乌苏组		炭和里组
									小煤沟组			
下伏层	T	Pt			Pz–T		Pt–T		Pt	T	γ_5^1	Pt

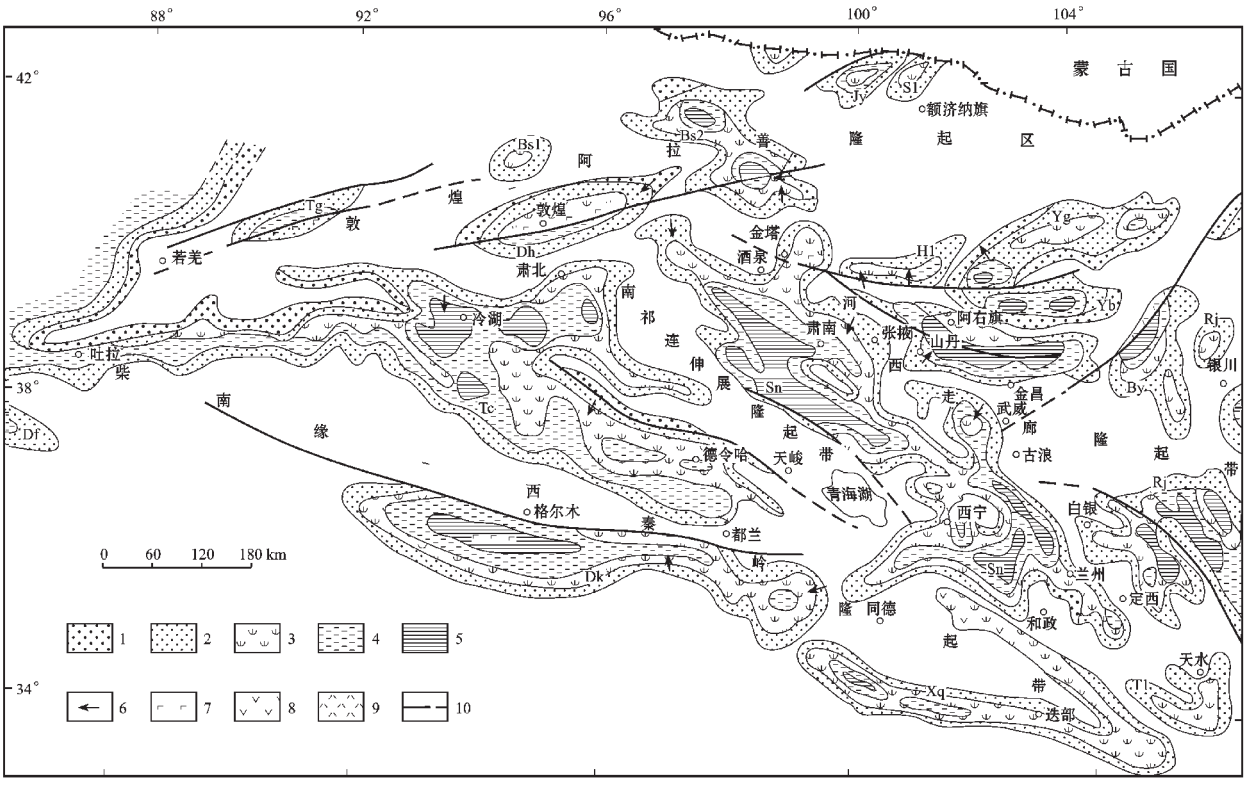


图3 蒙甘青宁地区早、中侏罗世原型盆地岩相图

Fig. 3 Lithofacies distribution of Early-Middle Jurassic prototype basins in the Inner Mongolia-Gansu-Qinghai-Ningxia region

1—洪积-冲积扇相；2—河流-三角洲相；3—沼泽相；4—滨湖-浅湖亚相；5—半深湖-深湖亚相；6—测得古水流方向；7—基性火山岩；8—中性火山岩；9—酸性火山岩；10—控盆断裂；Tg—托格走滑拉分盆地；Bs1—白山挤压挠曲盆地；Dh—敦煌走滑拉分盆地；Bs2—北山走滑挠曲盆地；Jy—居延海断陷盆地；Sl—沙林浩来坳陷盆地；Hl—合黎山断陷盆地；Yg—银根断陷盆地；Yb—雅布赖断陷盆地；Cs—潮水裂谷-断陷盆地；By—巴音浩特走滑坳陷盆地；Rj—汝箕沟坳陷盆地；Sn—肃南-民和断陷盆地；Lj—六盘山-靖远挤压挠曲盆地；Tc—吐拉-柴北缘走滑断陷盆地；Df—刀锋山坳陷盆地；Dk—东昆仑裂谷-断陷盆地；Xq—西秦岭裂谷-断陷盆地；Tl—天礼坳陷盆地

三危山断裂、且未-若羌走滑断裂控制。块断滑移变位造成众多具拉分性质的盆地，如：①托格走滑拉分盆地；②白山挤压挠曲盆地；③敦煌走滑拉分盆地；④北山走滑挠曲盆地；⑤沙林浩来坳陷盆地；⑥居延海断陷盆地。

(2)阿拉善南缘盆地群：阿拉善南缘盆地群位于恩格尔乌苏缝合带之南、河西走廊隆起带的北侧，包括现今贺兰山地区。晚三叠世，本区曾是印支运动活化了的阿拉善地块。早、中侏罗世，本区西部受阿尔金系断裂东段的5条呈帚状展布的大型断裂带控制。在主阿尔金断裂带右旋牵引作用下，产生走滑正断层效应，呈现断坳盆地或裂谷-坳陷盆地特征。这些盆地有：①合黎山山前断陷盆地；②银根断陷盆地；③雅布赖断陷盆地；④潮水裂谷-断陷盆地。纵贯本区的狼山-武威断裂东侧有巴彦浩特走滑断陷盆地和汝箕沟坳陷盆地。

(3)河西走廊隆起带：该隆起带是1998年作者在野外考察时发现的。由高台经山丹到武威曾是一条弯曲状隆起带，并向东扩大呈喇叭状散开，分隔潮水裂谷-断陷盆地与肃南-民和断坳盆地。该隆起带已被野外所测量的古水流方向(高台、红柳园、山丹、新河古水流向北，金塔天泉寺、临泽四满口、武威九条岭古水流向南)所证实。隆起带两侧盆地边缘粗相带多为灰绿色变砂岩和花岗岩砾石，这与该隆起带所出露的大面积中、下寒武统大王山群浅变质灰绿色碎屑岩和加里东期花岗岩岩基成分一致。由此，河西走廊隆起带的存在得到进一步佐证。前人[20]提及早、中侏罗世曾存在一条古龙首山隆起带，但作者发现龙首山中大量地残留有侏罗系煤系地层，其岩性多为炭质泥岩、粉砂岩，未见粗碎屑岩，表明当时龙首山仍处于负地形湖相环境，并未隆起成山。因此，潮水裂谷-断陷盆地的南界应在龙首山以南的山丹新河一带，河西走廊隆起带才真正是潮水盆地的南缘边界。

(4)北、中祁连盆地群：盆地群呈北西—南东向横贯全区，长达1000 km，现出露宽度200~300 km。盆地的基底主体

由北祁连和中祁连元古宇至古生界的褶皱岩系组成。位于刚察—西宁—白银—西吉一线以北广大地区的盆地基底尚保留有上三叠统,因此,北、中祁连盆地群与阿拉善盆地群基底性质截然有异,是发育在古造山带上的盆地群。印支运动使全区发生抬升,导致早侏罗世与晚三叠世之间有沉积间断。需要指出,该带于侏罗纪成盆之后,遭受了喜马拉雅运动强烈挤压抬升作用,南北缩短极为明显。古地磁资料已印证北、中祁连盆地群西部由北缘旱峡到南缘大煤沟之间,现今直距宽度仅是侏罗纪真正原型盆地的1/5左右。盆地群包括2个原型盆地:肃南—民和断坳盆地和靖远—六盘山挤压挠曲盆地。后者严格受南华山—西华山右旋走滑断裂控制,断裂带西侧为六盘山拗陷区,呈弯月状,其东部与鄂尔多斯盆地相连。

(5)南祁连伸展隆起带:本隆起带位于肃南—民和断坳盆地与吐拉—柴北缘走滑断坳盆地之间,主体由志留系浅变质砂板岩及二叠纪—三叠纪海陆交替相碎屑岩组成,其中还侵入有加里东期及印支期花岗岩。

(6)吐拉—柴北缘走滑断坳盆地:总体形态呈三角形。盆地西北缘严格受阿尔金主断裂右旋活动的控制,东北缘被2组正断层所制约,构成伸展下滑的断层边界,南缘被大面积第四系覆盖。前人曾认为柴达木早、中侏罗世属拉分—前陆型复合盆地❶,是在走滑挤压动力环境下形成的。作者认为是走滑—断拗型复合盆地,是在走滑伸展张应力条件下形成的复合盆地。

(7)柴南缘—西秦岭隆起带:本隆起带是在印支运动影响下形成的前侏罗纪地层发生褶皱并伴有花岗岩侵入的造山型隆起带,与南侧东昆仑特提斯—巴颜喀拉印支褶皱带组成了规模宏大的印支造山带。早侏罗世后期,由于东昆仑裂谷—断陷盆地及西秦岭裂谷—断陷盆地的形成才从特提斯印支造山带分裂出来。

(8)东昆仑—西秦岭盆地群:由发育于特提斯印支造山带之上的4个大小不一的裂谷—断陷盆地及坳陷盆地组成:①刀峰山坳陷盆地;②东昆仑裂谷—断陷盆地;③西秦岭裂谷—断陷盆地;④天礼坳陷盆地。

3.2　古气候及沉积特征

早侏罗世至中侏罗世早期,研究区古祁连一线以北地区处于温暖潮湿气候控制之下,以*Coniopteris*–*Phoenicopsis*为代表的温带型植物群广泛发育,到中侏罗世早期达到鼎盛阶段,孕育了大量有机质,从而形成了大量煤层和黑色泥页岩及其他有机质,为油气生成提供了丰厚的物质基础。古祁连一线以南地区具亚热带或温暖潮湿气候的性质,气温较高,发育了*Neocalamites*–*Cladophlebis*植物群,银杏、松柏类相对较少,而苏铁类较多。早侏罗世晚期,即以三工河组为代表的沉积时期,西北地区气候出现短期升温,即托阿尔期升温事件。这一升温事件导致聚煤作用的减弱或停止,有机质的积累减少,从而影响了生油岩发育。中侏罗世中晚期以后,转变为半干旱半潮湿气候,聚煤作用基本停止,生油岩不发育。

晚三叠世印支运动使全区抬升,遭受剥蚀。早侏罗世除吐拉—柴达木一带沉积范围较广外,其余为零星分布的小型山间盆地,具填平补齐粗碎屑沉积特征。中侏罗世沉积范围整体扩大,为广盆时期。现将本区各个原型沉积盆地的沉积特征叙述如下。

(1)托格走滑拉分盆地:现被大面积第四系覆盖。据初步研究,它是受且末—若羌走滑断裂控制的一个小型孤立的走滑拉分盆地。据张志诚等[21]研究,中侏罗统以中粒砂岩与粉砂岩互层沉积为主,夹3层玄武岩和安山玄武岩,火山岩厚度自下而上为108 m、37 m和23 m。上述火山—沉积组合代表了拉分引张的动力学产物。

(2)白山挤压挠曲盆地:是在走滑挤压过程中发生挠曲作用形成的小型盆地(残余面积约9 km^2)。主要由砂砾岩夹薄煤层组成,以河流—沼泽相为主,洪积相次之,厚达692 m。

(3)敦煌走滑拉分盆地:是由阿尔金断裂系中三危山走滑断裂带发展而成的走滑拉分盆地。从盆内五墩钻井及边缘露头资料来看,中、下侏罗统厚度为188~1116 m。上部岩性为灰色砂砾岩、凝灰质砂质板岩;下部岩性为暗色泥岩、粉砂质泥岩、页岩,底部为灰色砾岩(其中夹4层碱玄岩),形成由河流相→浅湖相→河流相发展的沉积体系。卢华复等❷认为该盆地具有南厚、北薄的特点,并在南缘断裂附近主要分布冲积扇相,向北超覆减薄,依次出现半深湖亚相或滨浅湖亚相、沼泽相和河流相。安西斜坡以滨浅湖亚相—三角洲相—沼泽相—河流相沉积为特征。

(4)北山走滑挠曲盆地:由三危山走滑断裂东段的走滑及挠曲作用形成的盆地。在走滑断裂所通过的中口子—黑帐房地段为一沉降中心,水体较深。该盆地东北段马鬃山一带为另一沉降中心——公婆泉拗陷区。早侏罗世芨芨沟组沉积期,古北山山地隆升,低地下降,在低地西北部,物源由北而南搬运至山麓前缘陡坡地带(条湖地区),形成冲积扇巨砾岩堆积,在其前身发育低弯度辫状河。在公婆泉附近形成一小型湖泊沼泽。在东南部来自古北山山地和古安西—敦煌高原的物源向中口子一带的洼地快速堆积,形成山间小冲积扇,至中口子一带形成小型湖泊。中侏罗世沙婆泉组沉积期,盆地水体加大,形成滨、浅湖沉积(公婆泉、中口子两地)。而湖盆边缘发育辫状河、扇三角洲、辫状河三角洲、曲流河三角洲,此时植被繁盛,形成厚而稳定的煤层。湖盆水介质属淡水—微咸水性质。中侏罗世新河组沉积期,沉降速度与沉积物补偿速度接近,随着湖盆水体进一步扩大,在中口子—黑帐房拗陷南泉、野马泉均出现了半深湖—深湖亚相沉积环境。

---

❶ 车自成,刘良,刘洪福,等.阿尔金断裂的组成及相关中新生代含油气盆地的成因特征.1997.

❷ 卢华复,吕明才,贾永,等.阿尔金走滑构造域与沉积盆地评价.1999.

(5)沙林浩来坳陷盆地:为小型坳陷盆地,主体为河流-沼泽相沉积体系。

(6)居延海断陷盆地:据靳久强等❶研究,该盆地早、中侏罗世表现为半地堑或单断型盆地。该原型盆地主要特征是东西有2个拗陷中心,东为居延海拗陷,西为骆驼山坳陷。据钻井和露头分析,主要岩性为砾岩、砂砾岩、砂岩、粉砂岩、泥岩和煤层,这一岩石组合所组成的相序代表了一种曲流河沉积体系及沼泽环境。

(7)合黎山山前断陷盆地:盆地南缘以正断层为界,构成南深北浅的箕状盆地。在盆地南缘的深拗陷处最大沉积厚度可达2041 m,构成洪积相-河流及沼泽相沉积体系。早期有基性火山活动。

(8)银根断陷盆地:为盆地两侧被北东向正断层所围限的双断型盆地,盆缘多为洪积相粗碎屑岩,相带宽,盆内为河流相、沼泽相沉积环境。

(9)雅布赖断陷盆地:据马国福等❷研究,本盆地南缘较陡,并以正断层与南侧古北大山隆起带相邻。北缘为缓坡状,呈南断北超箕状断陷盆地特征。坳陷西部的萨尔台次凹侏罗系厚度最大,达5000 m左右,一般3500~4000 m。坳陷东部小胡子次凹沉积中心最大厚度约3800 m,一般3000~3500 m。下侏罗统芨芨沟组为浅湖-冲积充填层序,是盆地初始断陷沉降的产物。由于盆地断陷初期沉降的差异性,该层序厚度变化大,分布局限,主要分布在盆地西部的萨尔台次凹中。下部低水位体系域发育冲积扇、河流体系;中部湖侵体系域发育较差、厚度薄,与上部高位体系域不易区分,两者整体显示三角洲向湖进积和向上变粗的沉积特征。中侏罗统青土井组为深湖型充填层序,在盆地东北部本层序下部有玄武岩夹层出现,表明此时期盆地进入主断陷期。由于盆地水域加深,沉积厚度大,深湖的生油泥岩相对发育,层序下部的低位体系域相当于原青土井组二段。该体系域的冲积平原沉积中常发育薄煤层;湖侵体系域早期相当于原青土井组三段,以扇三角洲返积型小层序十分发育为特点;上部原青土井组四段相当本层序中的扇三角洲-滨浅湖-半深湖的湖侵体系域和高位体系域。

(10)潮水裂谷-断陷盆地:该盆地侏罗系的沉积基底主体为元古宇或古生代花岗岩。盆地南带山丹地带基底为石炭系-二叠系。下侏罗统芨芨沟组分布局限,岩性、岩相及厚度变化均很大,与中统一般为假整合或微角度不整合,个别为整合接触。中统青土井组沉积范围广,在红沙岗一带厚460~580 m,多为细碎屑岩、泥岩、炭质泥岩,各地含煤性差异大,往往有无煤带或薄煤化带❸。山丹新河一带中侏罗统下部中间沟组为含砾砂岩、砂岩夹煤线,厚200 m,与下伏二叠系呈假整合或不整合接触关系。沿着盆地北缘的北大山山前断裂带,有早期的富集地幔型碱玄岩喷溢活动,晚期为流纹岩,构成裂谷型双模式火山岩组合。潮水裂谷盆地南缘位于龙首山南侧的山丹新河一带,下侏罗统芨芨沟组含煤线碎屑岩段,为辫状河-浅湖沉积环境,中侏罗统新河组砂岩碎屑岩段为辫状河三角洲向湖泊沉积环境演化,三角洲大型砂体的槽状斜层理所指示水流由南向北流向龙首山。龙首山草大坂、黄鹤狼大沟等地中侏罗统青土井组以细碎屑岩为主夹煤层,为沼泽相、湖相沉积环境。盆地北缘之北大山山前为大型推覆体前缘,早侏罗世形成冲积及浅湖沉积环境。中侏罗世初,断陷速率加快,盆地范围扩大,水体加深,形成含扇三角洲、半深湖沉积的青土井组。潮水盆地断陷期沉积经历了早侏罗世初始裂陷充填低位体系域、中侏罗世扩张充填体系域、晚侏罗世萎缩充填体系域演化的完整过程,发育了各种类型的沉积体系❹:①冲积扇体系,发育于青土井组下段底部。其骨架沉积为灰色砾岩、含砾砂岩、砂岩和含砾砂泥岩,其沉积序列为下粗上细的正旋回沉积,是快速冲积-洪积物沉积复合体。②河流沉积体系,发育于青土井组上段的底部。其骨架沉积为厚层状灰-灰白色砂砾岩、砂岩,局部夹煤线。沉积序列具典型的二元结构。③扇三角洲沉积体系,是盆地的骨架沉积体系之一,进一步分出2种类型:陡坡和缓坡扇三角洲体系。④滨浅湖沉积体系,为粉砂岩、炭质泥岩。⑤深湖沉积体系,发育于青土井组上部,沉积骨架为灰岩、泥岩、油页岩。⑥半潮湿-半干旱湖泊沉积体系,属于高位体系域,相当于青土井组顶部,沉积骨架为白云质灰岩、粉砂质泥岩。

(11)巴彦浩特走滑坳陷盆地:该盆地明显受狼山-武威右旋断裂带控制,其西侧为巴彦乌拉山隆起带,当时有中酸性火山活动。断裂带东盘走滑下落,发育北北东走向的走滑断坳盆地。该盆地侏罗系分布局限于西部坳陷带的伊和坳陷、木托坳陷及东部坳陷带中,最大厚度3200 m,在图兰泰坳陷中也有近2000 m厚的沉积。下侏罗统在盆地全区缺失,已为巴参1井和巴参2井证实。中侏罗统仅锡林凹陷中有不厚的沉积,巴参2井揭示其厚度为64 m,为一套滨湖沼泽相沉积。锡林坳陷、伊和坳陷、木托坳陷中、上侏罗统分布广泛。伊和坳陷中沉积厚度最大,主要为一套快速堆积的过补偿型河湖相沉积。

(12)汝箕沟坳陷盆地:为小型山间坳陷盆地,其西侧以贺兰山隆起带与巴彦浩特走滑坳陷盆地分界。该盆地中侏罗统角度不整合于上三叠统之上,为河流-沼泽相沉积环境。

(13)肃南-民和断坳盆地:盆地北缘为狭长古走廊山山地(河西走廊隆起带),呈北西西-南东东走向展布,与祁连造山带走向一致,西端在金塔-高台之间与古北大山相连,向东经山丹到武威,其东部转为开阔高地隆起区。盆地南缘为古祁连山地及古西秦岭山地。位于南北山地之间,地势低洼,盆地

❶ 靳久强,孟庆任,张研,等.银根-额济纳旗盆地居延海坳陷及邻区侏罗-白垩纪原型盆地研究与油气评价.1997.

❷ 马国福,抗信,韩永科,等.雅布赖盆地石油地质特征及勘探目标选择.1997.

❸ 岳智中,刘永昌,张莉,等.潮水盆地金昌坳陷石油地质特征及勘探目标选择.1997.

❹ 杨福忠,肖安成,胡新荣,等.内蒙古地区中生代盆地构造特征与评价.1999.

(包括沼泽、湖泊)、丘陵、垅岗、河流等微地貌散布其中,构成肃南-民和断坳盆地的古地理环境格局。

早侏罗世受伸展构造应力场控制,形成一系列彼此分割的小型断陷盆地。由于物源充足,在各个断陷盆地的沿山麓一带堆积了一系列冲积扇,向盆地内部过渡为低弯度辫状河和小型湖泊沼泽,构成了冲积扇-辫状河-湖沼相沉积体系。早侏罗世大西沟组沉积期,来自北侧敦煌高地及北东古走廊山地的物源向盆地北带(北祁连)快速堆积,沉积物主体由粗碎屑物质构成。在冲积扇边缘坡地带形成山间低地沼泽。位于盆地南带(中祁连)的木里-热水坳陷、西宁-大通早侏罗世坳陷,炭洞沟组沉积期发育冲积扇体系,主要发育泥石流成因相,间夹扇面河道与漫流沉积。扇前沉积组合发育小型湖泊沼泽和浅水重力流成因相。小型湖泊沉积物细,粉砂岩及泥岩厚度大,发育波状层理;泥炭沼泽沉积量少,形成不可采煤层或煤线;浅水重力流成因的砂砾岩厚2~4 m,具块状层理。位于民和坳陷区,受古地形中较大坡降的影响,沉积范围较小,岩性横向变化快,相带窄,普遍发育水下扇沉积,局部见有滨、浅湖沉积。

中侏罗世窑街沉积期,位于盆地南带木里-热水坳陷区,发育河流-湖泊三角洲沉积体系,河流以曲流河为主,由砾质、砂质河道与河道间的小型湖泊、决口扇及泥炭沼泽组成,其中小型湖泊沉积厚度大,发育水平层理及菱铁矿结核,泥炭沼泽与小型湖泊相间发育,形成煤层。决口扇见有数个粗-细-粗的小旋回重复叠置,河道亚相与河道间亚相频繁交替,进而演化成湖泊三角洲。在热水地区湖泊三角洲以水下沉积的三角洲前缘和前三角洲为主。在江仓地区则发育三角洲平原、三角洲前缘和前三角洲,其中三角洲平原以分流河道、沼泽、分流河湾相间分布为特征。西宁-大通坳陷区发育冲积扇-湖泊体系。扇体沉积为泥石流相,其间夹有扇面河道与漫流沉积薄层,扇前沉积为辫状河、泥炭沼泽、浅湖。民和坳陷西部窑街地区以三角洲平原为主。在炭山岭、大滩一带水体较深,沉积规模大,以浅湖-半深湖亚相的灰绿色钙质泥岩与油页岩互层为主。在兰州阿干镇以三角洲平原分流河道、扇三角洲前缘水下分流河道沉积为主,其间夹有河漫滩沉积。

中侏罗世红沟组沉积期,古祁连地区形成了大面积湖泊。早期为最大进水期,湖泊覆盖面积广,基本遍及全区,在木里-热水坳陷区至民和坳陷区均有发育,构成滨湖-浅湖-半深湖-深湖相沉积体系[22]。西宁-大通坳陷东西两侧被古陆(岛)所挟持,内部南陷北坳,在盆缘滨、浅湖地带伴随有微弱的泥炭沼泽化作用,形成薄煤层。民和坳陷大部分地区被湖泊覆盖,以半深湖-浅湖为主,在海石湾-巴州地区民深5井、民深3井到巴州中央地带的民参1井形成沉降中心,在天祝炭山岭、黑喇嘛沟一带形成另一沉降中心。晚期,湖盆水域有所减小,湖泊三角洲发育,普遍以杂色沉积岩为主,表明已由还原条件下的湖泊逐渐向氧化条件下的湖泊环境转化。

(14)靖远-六盘山挤压挠曲盆地:早侏罗世大西沟组沉积期,西部靖远坳陷区主要为冲积扇粗碎屑岩的快速堆积,随着坳陷被粗粒堆积物填平,进入山间低地沼泽环境。中侏罗世早期龙凤山组沉积期,发育了河流-湖泊三角洲-湖泊沉积体系。其沉积环境有三角洲和湖泊2种类型,其中王家山矿区为三角洲沉积区,总体形态呈向南伸展的朵状砂体并进入湖泊。在废弃朵状体上形成泥炭沼泽。宝积山-魏家地矿区东南部为河流-三角洲-滨湖沉积体系,盆地东缘与古西华山隆起毗邻。中侏罗世中晚期,该坳陷区基底沉降速度加大,使得盆缘隆起高地的侵蚀基准面相对降低,物源区后退,出现水域广阔的半深湖亚相湖盆。

据杨福忠等❶研究,早侏罗世东部六盘山坳陷区为隆起剥蚀区,经过一个沉积间断之后,中侏罗世延安期盆地基本继承了三叠纪的特征。综合露头、钻井、地震和其他地球物理资料分析,中侏罗世时,有3个半深水至深水区:兴仁堡、肖家湾和寺口子东。除主湖区外,在窑山一线有2个浅湖区。3个断层边界是主要物源供应区。西面盆地缓坡带是三角洲较发育的地带,西北角的香山、天景山老地层出露区也是主要物源区。东面的边界大断裂使六盘山与鄂尔多斯盆地分离,为窑山小凹陷提供物源。在中部的隆起区,为低缓的丘陵,不接受沉积,是次要的物源区。中间隆起区的西部是海原坳陷的陡坡带,有少量陡岸粗相带沉积,向东为缓坡区,形成沼泽沉积。比较三叠系延长统沉积相恢复图,显示湖区范围在缩小,深水区也相应变小。并在北部地区出现了小凸起和粗相带的辫状河和水下扇沉积。

中侏罗世直罗组沉积期,盆地湖泊进入收缩阶段,在兴仁堡、海原和寺口子附近存在3个很小的浅水湖泊。它们可能是季节性的湖泊。此时,气候转为半干旱半潮湿,沉积物具有杂色特征。如石砚子剖面和窑山剖面见到的直罗组,分别为辫状河和冲积扇沉积,上部具有冲积平原的特点。其余广大地区已进入冲积平原沉积环境。在盆地边缘,辫状水系比较发育,在盆地内部则为曲流水系,靠近盆地中心则为悬浮载荷为主的沉积类型。比较延安组,直罗组沉积已覆盖盆地中部的同心县城一带,沼泽和湖泊相沉积已基本消失。

中侏罗世安定组沉积期,气候较干旱,沉积一套以河流冲积平原为主的红色地层。在东部的主干断裂地区,同沉积的断层活动使边界隆升更快,产生冲积扇沉积。如在窑山一线,此时沉积范围扩展至全盆地,形成一套较稳定的盖层。比较直罗组,周边的断层活动更剧烈,形成一些粗相带的冲积扇沉积。此时气候更加干旱,并且湖泊已不复存在,季节性的降雨形成洪水,在冲积平原形成短期的河流,除季节性河道沉积为砂体外,平原地区以洪水期的渗流沉积为主,形成含砂量高的悬浮载荷细粒沉积。

(15)吐拉-柴北缘走滑断陷盆地:早、中侏罗世,该盆地是研究区最大盆地之一,当时该盆地三面被山体围抱,其内

❶ 杨忠福,罗平,陈建平.等.六盘山盆地油气远景综合评价.1995.

为水域浩翰的巨型湖泊。盆地北为古阿尔金山隆起,山体前缘的吐拉—采石岭地段,在阿尔金右旋走滑作用下,发生强走滑断陷,下降幅度较大,形成早侏罗世的水下扇-湖泊-辫状河三角洲-冲积扇-辫状河三角洲-水下扇-辫状河三角洲-湖泊-扇三角洲及中侏罗世的滨湖-辫状河三角洲沉积体系。在古阿尔金山北侧,断续分布有中、下侏罗统残余露头,根据岩性特征,推测它们可能是古阿尔金山中的山间河流沉积。需要指出,盆地东北段(宗务隆山北侧),可能同样有一条发育于南祁连伸展隆起带的山间河流沼泽区,由东向西流入盆地北端花海凹陷区,构成河流相、沼泽相、湖相沉积体系,其中德令哈至冷湖一带为湖盆主体部位,冷湖至一里坪地段为沉降中心,为浅湖沼泽到深湖泊沉积环境。东部鱼卡至德令哈地段早、中侏罗世沉积广泛,属于以伸展正断层控制的近物源陆相沉积,北侧的宗务隆山为其物源供给区,主要有两大沉积体系:湖沼沉积体系和冲积扇-扇三角洲沉积体系。其中湖沼沉积体系富含有机质,是烃源岩系;冲积扇-扇三角洲沉积体系是主要的储集岩系。

(16)刀峰山坳陷盆地:本区最西端的一个小型山间坳陷盆地,由山地湖泊相、河流相组成。

(17) 东昆仑裂谷-断陷盆地:是一个中型裂谷-断陷盆地,呈东西向展布,与东昆仑造山带走向一致。根据古地磁及沉积相带分析,盆地面积可能超过柴达木盆地,但受后期构造变动强烈改造。盆地侏罗系露头出露宽度仅为柴达木盆地的1/3。南北盆缘受昆南和昆北伸展型正断层控制,早侏罗世为河流沼泽相环境,中侏罗世晚期表现地堑式断陷。

(18)西秦岭裂谷-断陷盆地:本盆地同样受后期构造强烈改造,根据残余露头分析,该盆地原型可能呈横卧V字形。盆地基底严格受断层控制,位于盆地北带同仁—合作一带,有壳源成因的中酸性英安岩、中性安山质火山角砾岩、集块岩等火山喷发物。其南带果洛—迭部一线,无火山活动。果洛一带为一沉降坳陷区,盆地中心为半深湖亚相的碳酸盐岩沉积,盆缘为沼泽-河流相。

(19)天礼坳陷盆地:分布于天水、礼县一带,是一个小型山间坳陷盆地,以沼泽相为主,周边为河流冲积相环境。

4 晚侏罗世盆山格局与原型盆地沉积特征

4.1 盆山构造格局

晚侏罗世由于全区经历了不均匀的挤压和抬升作用,不少盆地消失,其他大、中型盆地也相应地遭到改造,不少萎缩成小盆地,有的进一步肢解成若干个盆地。总体上讲,隆起剥蚀区不断扩大,盆地面积不断缩小,但是在东部地区的确出现超覆扩大现象。晚侏罗世盆山格局如下(图4)。

(1)敦煌-北山隆起区:晚侏罗世,本隆起区受燕山运动第二幕运动影响,原先的托格走滑拉分盆地、白山挤压挠曲盆地、沙林浩来坳陷盆地开始消亡,北山走滑挠曲盆地萎缩成小型金庙沟坳陷盆地,居延海断陷盆地因西部抬升而隆起。仅在敦煌地段及邻区残存有以下几个小型盆地:①敦煌走滑拉分盆地;②大坝坳陷盆地;③金庙沟冲断坳陷盆地;④居延海坳陷盆地。

(2)阿拉善隆起区:本隆起区是在早、中侏罗世阿拉善盆地群基础上经燕山运动第二幕抬升隆起而形成的,属半活动过渡型隆起区,其南缘为河西走廊挤压隆起带。早、中侏罗世盆地群中的合黎山断陷盆地、银根断陷盆地及临河挤压挠曲盆地于晚期结束了沉积史而消亡。该隆起区残留的盆地有:①雅布赖断陷盆地,是在前期雅布赖断坳盆地基础上发展起来的继承性盆地;②潮水坳陷盆地,盆地北侧晚侏罗世发育有北大山推覆体,在其前缘形成了山前坳陷盆地。盆地南缘受龙首山右旋走滑断裂控制。因处于挤压的动力背景条件之下,盆地发生皱缩而面积变小;③巴彦浩特走滑坳陷盆地;④新井坳陷盆地;⑤汝箕沟坳陷盆地,上侏罗统岩性为河湖相沉积;⑥炭山坳陷盆地,是前期六盘山-靖远挤压挠曲盆地萎缩后的一个小型盆地。根据《宁夏回族自治区区域地质志》[16]资料,上侏罗统为砂砾岩、中细粒砂岩河流相沉积。

(3)北中祁连盆地群:盆地群是在前期早、中侏罗世盆地群基础上演化而来的。早期控制早、中侏罗世盆地的伸展正断层反转为上冲的逆断层,由于盆地群西部的隆起区不断扩大,其上的肃南-民和断坳盆地西部被肢解成几个小型盆地:①肃北坳陷盆地,是由吐拉-柴北缘走滑断坳盆地受阿尔金右旋走滑断裂影响而抬升、分割出来的小型山间坳陷盆地;②走廊南山挤压坳陷盆地,位于走廊南一带,主要为河流相砂砾岩系沉积,盆缘外侧隆起带为中、高山地;③酒东坳陷盆地,是由前期酒东凹陷发展起来的孤立山间坳陷小盆地,为一套河流相砂砾岩系沉积;④大通河冲断坳陷盆地,盆地南缘为南祁连古生代的隆起带,并以冲断层与盆地为界;⑤民和-定西坳陷盆地,为本盆地群中东部的最大盆地,晚侏罗世,由于该区处于相对沉降为主的构造背景条件下,前期的靖远挤压挠曲盆地与民和盆地连成一片,盆地宽度也相应变大,故上侏罗统分布也较中、下侏罗统广,不少地方上侏罗统超覆到中侏罗统之外的各地层之上。

(4)南祁连挤压断块隆起带:是由前期伸展隆起带经历了构造反转作用后所形成的挤压断块隆起带,构成中高山地貌景观,且隆起范围超过了早、中侏罗世。

(5)吐拉-柴北缘走滑断陷盆地:为大型的沉积盆地,西北缘边界受阿尔金右旋走滑控制,东段有花岗岩活动。东北缘以南祁连挤压断块隆起带的南侧冲断层为界,故盆地北部已具有再生前陆盆地色彩。盆地南缘被第四系覆盖。

(6)东昆仑-西秦岭岩浆活化带:中侏罗世末开始,该区发生强烈花岗岩侵入活动,前期的东昆仑裂谷-断陷盆地也解体为若干小型山间盆地:①刀峰山坳陷盆地;②兴海坳陷盆地;③达米滩坳陷盆地;④积石山挤压坳陷盆地。

4.2 古气候及沉积环境

晚侏罗世时,研究区处于热带、亚热带干旱气候区范畴,全区为一套红色沉积,植被极为贫乏。需要指出的是,银额盆地上侏罗统出现灰色、灰黑色沉积,孢粉中*Classopllis*含量降

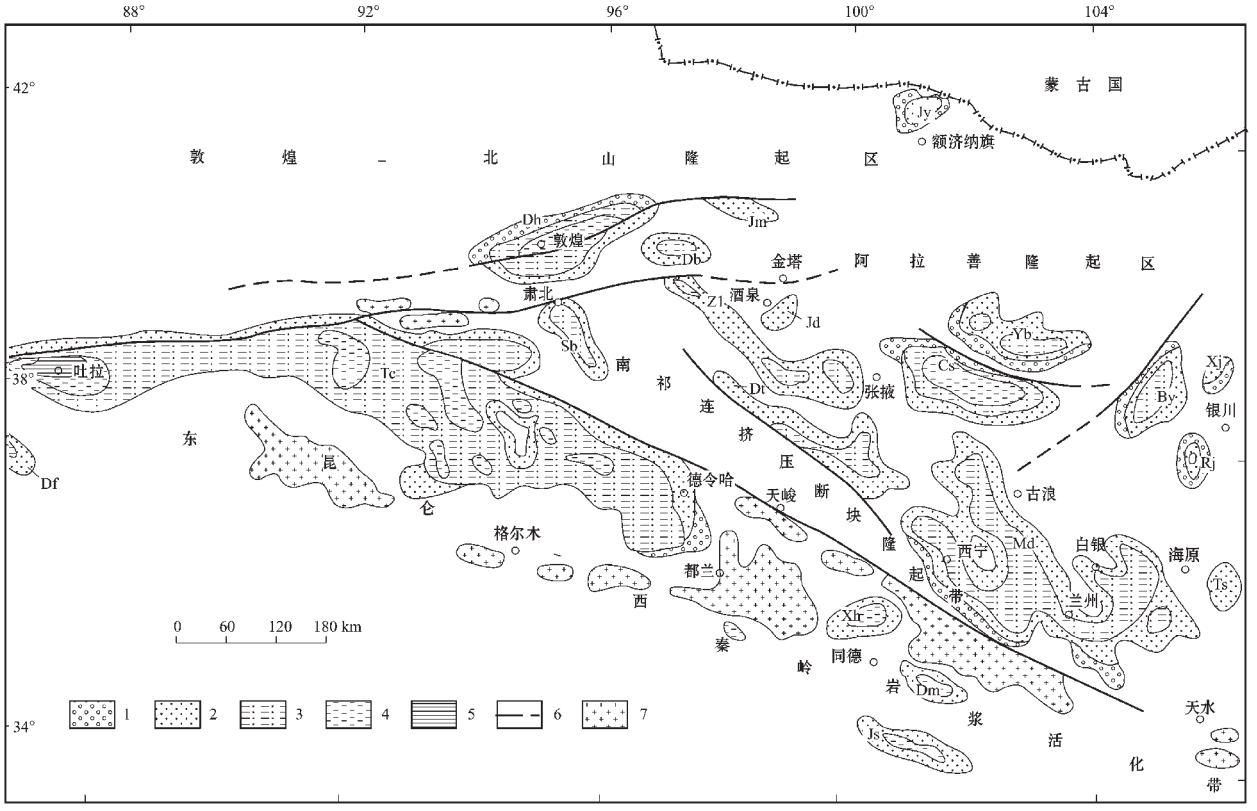


图4　蒙甘青宁地区晚侏罗世原型盆地岩相图

Fig. 4　Lithofacies distribution of Late Jurassic prototype basins in the Inner Mongolia-Gansu-Qinghai-Ningxia region

1—洪积-冲积扇相;2—河流-三角洲相;3—滨湖亚相;4—浅湖亚相;5—半深湖亚相;6—控盆断裂;7—花岗岩浆区;Dh—敦煌走滑拉分盆地;Db—大坝坳陷盆地;Jm—金庙沟冲断坳陷盆地;Jy—居延海坳陷盆地;Yb—雅布赖断陷盆地;Cs—潮水坳陷盆地;By—巴音浩特走滑坳陷盆地;Xj—新井坳陷盆地;Rj—汝箕沟坳陷盆地;Ts—炭山坳陷盆地;Sb—肃北坳陷盆地;Zl—走廊南山挤压坳陷盆地;Jd—酒东坳陷盆地;Dt—大通河冲断坳陷盆地;Md—民和-定西坳陷盆地;Tc—吐拉-柴北缘走滑断陷盆地;Df—刀锋山坳陷盆地;Xh—兴海坳陷盆地;Dm—达米滩坳陷盆地;Js—积石山坳陷盆地

低,反映开始出现干旱缓解现象,这是由于自晚侏罗世晚期开始持续到早白垩世中期的由北而南的降温、潮湿化扩大事件波及的结果。因此,到晚侏罗世晚期,西北地区已不是均一的干热型气候区,开始出现气候分异迹象。

晚侏罗世受燕山运动II幕影响,敦煌—北山地区几乎都上升遭受剥蚀成为中、高山区,仅在敦煌走滑拉分盆地发育以浅湖亚相、河流相、山麓相为主的沉积体系。阿拉善地区北部也发生抬升隆起,与北山连为一体,沉积洼地集中在中部,发育山麓相-河流相沉积体系。北、中祁连西部的抬升隆起带已发展成中、高山山脉,其内侧的山间盆地发育山麓相-河流相-浅湖亚相沉积体系。向东盆地规模由小型转为中型到大型,如民和-定西坳陷盆地,其沉积体系为河流相、滨湖亚相、浅湖亚相。南祁连强烈抬升,形成南北侧不同的沉积环境区,南侧为柴达木大面积沉降区,为大型湖泊环境。东昆仑与西秦岭地区受抬升作用最强,仅在局部地段发育以山麓相、河流相粗碎屑物沉积为主的小型山间盆地。晚侏罗世最大的盆地为吐拉-柴北缘走滑冲断坳陷盆地:以滨湖亚相沉积为主,局部地段出现浅湖亚相沉积。在盆地北缘出露的上侏罗统包括下部采石岭组和上部红沟组。在吐拉一带,郭召杰等[23]发现采石岭组中巨厚层油砂岩和沥青,反映当时出现半深湖亚相生油岩系沉积。盆地南缘被第四系大面积覆盖,根据地震资料,盆地南缘位于昆北断裂北侧,呈弯曲弧形展布,局部地段为浅湖环境。

5　中侏罗世末期的构造变形事件讨论

本区侏罗纪期间,主要是中侏罗世末有一次重要的构造变形事件(燕山运动Ⅱ幕),该事件导致板块内发生了北山[5]、阿拉善[24]及大青山地区[25]的推覆构造。阿尔金走滑断裂带与狼山-武威-共和走滑断裂走滑活动有关,形成东西两侧向北、中间阿拉善地块向南推覆的构造格局(图5)。由于走滑引起的末端效应,在蒙甘青宁地区形成3个强烈挤压区和2个伸展区。3个挤压区是阿尔金走滑断裂西侧的北山南带、北大

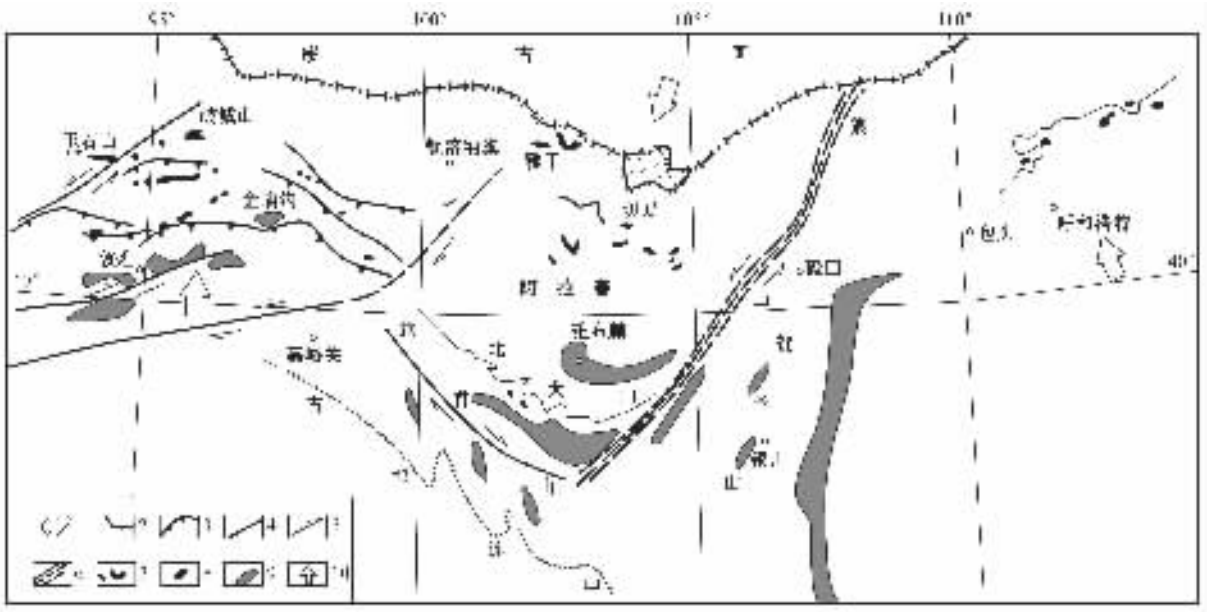


图5 蒙甘青宁地区中侏罗世末期走滑-逆冲断裂构造格架

Fig. 5 Structural framework of terminal Middle Jurassic strike-slip-thrust faults in the Inner Mongolia-Gansu-Qinghai-Ningxia region

1—变质核杂岩；2—伸展断层；3—逆掩推覆体；4—走滑断层；5—走滑运动方向；6—大型剪切带；7—飞来峰；8—构造窗；9—沉积区；10—区域性应力方向

山和龙首山以南包括柴达木盆地在内的整个区域及狼山-武威-共和走滑断裂东侧北部的阿拉善东部地区；2个伸展区是2条走滑断裂挟持下的北部地区及中祁连东部地区。这一构造特点使得蒙甘青宁地区早、中侏罗世原形盆地构造格局遭受强烈的改造(如北大山、龙首山以南包括柴达木盆地在内的地区)，并对晚侏罗世沉积构造格局具有控制作用(如中祁连东部地区)。

河西走廊区的早、中侏罗世原型盆地发生构造抬升和挤压剥蚀作用，在古北大山、龙首山地区发生了由北向南的逆掩推覆构造。酒西盆地大量钻井证实，盆地的南缘发育前展式叠瓦冲断系，前白垩系基底构造格局以石炭系、二叠系、三叠系和中、下侏罗统陡倾角度并列重复出现为特征，东部与青头山露头地层相连，冲断带内最年轻的地层是中、下侏罗统，表明该冲断构造带形成于中侏罗世以后至晚侏罗世。根据岩相古地理分析，早、中侏罗世的沉积中心可能在现今北祁连山的中部。中侏罗世晚期，由于狼山-武威-共和断裂带的左行平移，河西走廊-祁连山西段遭受强烈的挤压作用，形成了古祁连山向河西走廊北向对冲的构造格局，祁连山在挤压作用下发生构造抬升，使中、下侏罗统主体部分强烈剥蚀，残余了相当于原型盆地边缘的一部分，分布于旱峡-老君庙-青头山一线。北部的龙首山-潮水盆地在早中侏罗世是一个规模较大的原型盆地，中侏罗世末，在狼山-武威-共和断裂带产生的强烈由北向南的挤压作用下，形成了龙首山和北大山的逆冲推覆构造，使中、下侏罗统遭受强烈的变形和改造。龙首山在后期抬升剥蚀过程中，使其上驮的中、下侏罗统剥蚀殆尽，仅在一些逆冲断片中残余条带状分布的中、下侏罗统。在潮水盆地中，有42口钻井见到厚2000 m以上的中、上侏罗统，但真正残留侏罗系的面积已不到原型盆地的一半。阿拉善东部地区由于挤压应力的作用，挤压收缩变形强烈，盆地范围显著缩小。在柴达木盆地西段吐拉地区，阿尔金断裂的走滑作用形成局部走滑拉分作用，盆地比原先有所扩大。

中侏罗世末期的构造变形事件所形成的构造格局是：北山、阿拉善地区为薄皮大型推覆构造，祁连地区为不均匀隆起抬升，东昆仑和西秦岭为造山岩浆活化带。

最后指出，白垩纪期间，蒙甘青宁地区受到南侧班公湖-怒江[20]洋和北侧蒙古-鄂霍次克洋最终闭合[11]、碰撞双重影响，阿尔金断裂系和武威-狼山断裂带活动更为强烈，全区处于挤压扭动环境中，加速了侏罗纪原型盆地的肢解。新生代南北向挤压的动力环境，除了阿拉善、柴达木地块外，东昆仑、西秦岭及祁连山区均发生逆冲堆叠造山过程，侏罗纪残留盆地又多次遭受挤压、肢解和剥蚀作用，支离破碎地分布在造山带中。

参考文献：

[1]黄华芳，王金荣.造山型盆地构造演化与油气赋存——以酒西柴达木盆地为例[M].兰州：兰州大学出版社，1994.

[2]陈炳蔚,姚培毅,郭宪璞,等.青藏高原北部地体构造与演化[M].北京:地质出版社,1996.
[3]左国朝,刘寄陈.北祁连早古生代大地构造演化[J].地质科学,1987,(1):14~24.
[4]左国朝,何国琦.北山板块构造及成矿规律[M].北京:北京大学出版社,1990.
[5]左国朝,郑亚东,冯永忠,等.甘肃北山中南带发现燕山早期走滑挤压推覆构造带[J].地质科学,1992,(4):311~316.
[6]左国朝,李茂松.甘蒙北山地区早古生代岩石圈形成与演化[M].兰州:甘肃科技出版社,1996.
[7]左国朝,刘义科,张崇.北祁连造山带中—西段陆壳残块群的构造-地层特征[J].地质科学,2002,37(3):302~312.
[8]高延林,吴向农,左国朝.关于中国南北板块界线新认识——昆仑-秦岭缝合带[A].见:第三届全国构造会议论文集(1):造山带—盆地环太平洋构造[C].北京:地质出版社,1990.7~15.
[9]王廷印,王士政,王金荣.阿拉善地区古生代岩石圈形成与演化[M].兰州:甘肃科技出版社,1994.
[10]李双林,欧阳志远,等.兴蒙造山带及邻区构造格局与构造演化[J].海洋与第四纪地质,1998,18(3):45~54.
[11]和政军.燕山—阴山地区晚侏罗世强烈推覆-隆升事件及沉积响应[J].地质论评,1998,44(4):407~418.
[12]姜春发,杨经绥,冯秉贵,等.昆仑开合构造[M].北京:地质出版社,1992.
[13]齐骅.西北地区陆相侏罗—白垩纪地层[J].西安地质矿产研究所所刊,1984,7:1~28.
[14]甘肃省地质矿产局.甘肃省区域地质志[M].北京:地质出版社,1989.
[15]青海省地质矿产局.青海省区域地质志[M].北京:地质出版社,1991.
[16]宁夏回族自治区地质矿产局.宁夏回族自治区区域地质志[M].北京:地质出版社,1990.
[17]新疆维吾尔自治区地质矿产局.新疆维吾尔自治区区域地质志[M].北京:地质出版社,1993.
[18]赵宗宣.甘肃的侏罗系[J].甘肃地质学报,1998,7(1):1~58.
[19]赵宗宣.甘肃的侏罗系(续)[J].甘肃地质学报,1998,7(2):1~40.
[20]霍永录,谭试典.酒泉盆地陆相石油地质特征及勘探实践[M].北京:石油工业出版社,1995.106~108.
[21]张志诚,郭召杰,韩作振.敦煌盆地中侏罗世火山岩的地球化学特征及其地质意义[J].北京大学学报(自然科学版),1998,34(1):72~79.
[22]吴因业,罗平.西北侏罗纪盆地沉积层序演化与储层特征[J].地质论评,1998,44(1):90~99.
[23]郭召杰,张志诚,曾凡刚.吐拉盆地侏罗纪巨厚油砂岩和沥青的发现及其意义[J].科学通报,1998,43(8):886~888.
[24]Y Zheng,Q Zhang,G Zuo,et al. Great Jurasst sheets in Beishan (Narth Mountains)—Gobi areas of China and southern Mongolia[J].Journal of structural,1996,18(9):1111~1126.
[25]郑亚东,G A Davis,王琮,等.内蒙古大青山大型逆冲推覆构造[J].中国科学(D辑),1998,28(4):289~295.
[26]肖序常,李廷栋.青藏高原的构造演化与隆升机制[M].广州:广东科技出版社,2000.

Jurassic basin-range tectonic pattern and depositional features of prototype basins in the Inner Mongolia-Gansu-Qinghai-Ningxia region

ZUO Guochao[1], LIU Yike[1], LI Xiangbo[2,3]

(1. *Gansu Institute of Geological Survey, Lanzhou* 730000, *Gansu, China*;
2. *Lanzhou Institute of Geology, Chinese Academy of Science, Lanzhou* 730020, *Gansu, China*;
3. *Northwest Branch, Research Institute of Petroleum Exploration and Development, CNPC, Lanzhou* 730020, *Gansu*)

Abstract: The Inner Mongolia-Gansu-Qinghai-Ningxia region was located in the interior of East Asia between the Siberian plate, three plates in the Pacific Ocean and Indian plate during the Jurassic. During the Early and Middle Jurassic, the area went into the post-orogenic extensional-strike-slip basin-range stage. Eight types of structural basins of varying size were pregnant in the negative landform part of the basin-range tectonic pattern and most of the southern area was situated in a subtropical warm-wet climatic district and large amounts of coal and organic schist were deposited then. In the Late Jurassic, the basin-range tectonic pattern underwent inhomogeneous compression and uplifting and many early-formed basins gradually disappeared and the climate changed to tropical and subtropical arid ones. Then the principal part of the residual basins accepted red sediments. Map compiling study shows that during the Early and Middle Jurassic the whole area was neither a unified "overflow basin" nor a small basin area that we now see in the Jurassic area but a basin swarm tectono-geomorphology topography with a multi-zone, basin-ridge pattern.

Key words: Inner Mongolia-Gansu-Qinghai-Ningxia region; basin-range pattern; prototype basin; Jurassic

两广云开大山地区开合旋回转换与金成矿作用的关系

邱小平

(中国地质科学院地质研究所,北京 100037)

摘要:开合构造是总结地壳或岩石圈水平扩张和压缩运动规律的一种大地构造观点,开合构造旋回代表了地壳或岩石圈的汇聚、离散和平移等宏观构造运动形式,以及由此引发的壳幔物质相互作用、沉积作用、变形与变质作用、熔融或重熔的岩浆活动、构造流体运移的过程。因此,开合构造运动促使地球表层成矿物质活化、迁移、聚集和成矿。对于多数内生金属矿床而言,特别是贵金属矿床,其主成矿期发生在开合构造由压缩向扩张快速过渡转变的时期,油气等非金属矿产则形成于扩张时期。成矿与容矿主断层多数都属于压性或压扭性向张性转换的复杂断层。云开地区自新元古代以来经历了多旋回的开合构造运动,产生了一系列不同期次、不同类型的金银矿床。

关键词:开合旋回转换;金矿成矿作用;韧性剪切带;破碎岩;河台金矿;广东

中图分类号:P541;P618.51 文献标识码:A 文章编号:1671-2552(2004)03-0272-07

扩张和压缩是对立统一的2种构造运动形式,共同组成开合旋回。扩张运动使地壳或岩石圈伸长、沉陷、减薄、裂开和洋壳增生;压缩运动,也就是造山运动或皱褶运动,使地壳或岩石圈缩短、隆升、增厚、拼合、洋壳消减而陆壳增生[1~4]。开合构造运动引发的壳幔物质相互作用的深部过程,以及沉积作用、变形与变质作用、熔融或重熔的岩浆活动、构造流体运移的地质效应,促使地球表层成矿物质活化、迁移、聚集,最终完成成矿过程。对于多数内生金属矿床而言,压缩闭合运动,地质体相互挤压形变产生构造摩擦热[5],同时地壳的增厚使其下部深埋部分发生熔融或重熔的岩浆活动,特别是在深部构造流体的参与下,地质体中的金属成矿组分得以充分活化;当开合构造由压缩向扩张过渡转变时,含矿流体在应力梯度的驱动下,进入浅层次张性构造空间,由于环境的地球化学位、温度、压力等物理化学条件的急速改变,含矿流体中金属成矿组分迅速沉淀就位而形成矿床,所以其主成矿期发生在压缩向扩张的过渡转变时期[6]。石油和天然气等非金属沉积矿产则主要形成于扩张沉降时期[7]。

两广交界的云开大山地区自从新元古代以来经历了多旋回的开合构造运动,产生一系列的沉积建造、火山活动、I型花岗岩、S型花岗岩、混合花岗岩、动力变质和韧脆性变形等,形成多旋回、多期次的不同类型的金矿床,主成矿期发生在开合构造由压缩向扩张的过渡转变时期。

1 沉积建造、岩浆活动与构造演化

云开大山地区出露的最早地层为新元古代震旦纪云开群,除缺失个别层位外,到新生代地层记录基本完整,同时,不同时期均有岩浆喷出和侵入作用,较完整地记录了开合构造演化的过程。

1.1 沉积建造的开合旋回分析

云开大山地区地层纪录的开合旋回分析如下。

第四系,分布广泛,以河流冲积、洪积物为主,局部为残坡积物和湖泊沼泽相,处于相对'开'的扩张时期。

收稿日期:2003-06-10;修订日期:2003-12-04

基金项目:国家自然科学基金项目(40072034)资助。

作者简介:邱小平(1959-),男,博士,研究员,从事大地构造与成矿研究工作。E-mail:qiuxping@cags.net.cn

平行不整合或不整合

第三系,由砾岩、含砾砂岩和粉砂岩组成,内陆山间盆地,处于隆升剥蚀的“合”时期。

平行不整合或不整合

白垩系,紫红色长石石英砂岩、长石石英粉砂岩,夹泥质砂岩、砾状砂岩和砾岩,上统含有火山碎屑岩和火山熔岩夹层,内陆湖泊相碎屑岩建造,总厚度725~3500 m。处于相对“开”的扩张时期。

角度不整合(晚燕山运动)

侏罗系,火山碎屑岩盆地,处于隆升剥蚀的“合”时期。

角度不整合(早燕山运动)

上三叠统,山间盆地和滨海湖泊的含煤碎屑岩建造,处于相对“开”的扩张时期。

角度不整合(印支运动)

二叠系和中下三叠统,粤西云开地区基本没有出露,处于隆升剥蚀的“合”时期。

平行不整合或不整合(华力西运动,钦廉运动)

石炭系,在本区为吴川-四会断裂带以西的浅海碳酸盐岩建造,岩性为白云岩、石灰岩等。厚度400~2000 m,浅海碳酸盐台地沉积环境,属于“开”的构造扩张时期。

整　合

泥盆系,浅海—滨海碎屑岩、碳酸盐岩建造,底部有稳定的厚层底砾岩,往上为砂岩、粉砂岩、页岩、白云岩、石灰岩等。厚度400~1500 m,由陆相过渡为浅海碳酸盐台地沉积环境。属于“合”的构造强烈压缩时期。

角度不整合(加里东运动,广西运动)

志留系,深海笔石页岩相建造,厚度100~4300 m。代表深海浊积岩沉积环境,属于“开”的构造扩张时期。

整　合

奥陶系,浅海介壳相砂质碎屑岩建造,底部有砾岩和含砾砂岩。厚度500~4000 m。代表浅海台地沉积环境,属于“合”的构造压缩时期。

平行不整合或不整合

寒武纪八村群,巨厚的浅变质类复理石建造,主要岩性为长石石英砂岩、石英砂岩、页岩和粉砂岩等夹有硬砂岩、灰岩透镜体和铁矿层,局部砂砾岩和含砾砂岩。厚度1500~5000 m。代表冒地槽(类似于弧后盆地)沉积环境,仍属于震旦纪“开”的构造扩张时期的延续。

整　合

震旦纪云开群,为一套巨厚的含火山岩的复理石建造,岩性主要有云母石英片岩、硬砂岩(graywache)、石英岩、石英砂岩夹有流纹斑岩、中基性火山岩和含锰碳酸盐岩等,在广宁-罗定动力变质带还出现黑云斜长变粒岩、夕线石英云母片岩夹斜长角闪岩、石墨片岩、变质中基性火山岩等[8]。顶部有一层翠绿或墨绿色硅质岩为标志层,与上覆寒武系整合接触。厚度约8000~12000 m。这套复理石建造代表快速剥蚀、搬运、埋藏的优地槽(类似于海沟-弧前盆地)沉积环境,属于“开”的构造扩张时期。

可见本区具Z—∈(开)→O(合)→S(开)→D(合)→C(开)→P—T_{1+2}(合)→T_3(开)→J(合)→K(开)→E—N(合)→Q(开)的演化特征。

由上述分析可知,云开地区自新元古代以来,经历5次以上的大小开合旋回,越往后期开合构造活动越频繁,其中发生在志留纪末的加里东运动、石炭纪末的华力西运动、中三叠世末的印支运动和侏罗纪—白垩纪的早、晚燕山运动,是本区最重要的大地构造旋回,产生了强烈的构造挤压闭合-张开效应。震旦纪至寒武纪在开放扩张的环境下持续了漫长的地质时代,沉积了厚度逾万米的含海相深源火山物质的岩层,富含各种成矿金属元素,为加里东构造旋回以来大规模成矿作用提供了成矿物质基础,是云开地区金矿床的直接和间接矿源层。根据矿床成矿规律的研究[6],开合构造由压缩向扩张的快速过渡转变时期是金属矿床的最佳成矿期或称主成矿期,在奥陶纪→志留纪、泥盆纪→石炭纪、早中三叠世→晚中三叠世、侏罗纪→白垩纪、第三纪→第四纪等5个由合到开的转变时期中,快速过渡转变时期(角度不整合)只有早中三叠世→晚中三叠世(印支运动)、侏罗纪→白垩纪(晚燕山运动),印支旋回与晚燕山亚旋回应是云开地区最重要的金矿床主成矿期。

1.2　岩浆建造的开合旋回分析

本区最早的岩浆活动为新元古代震旦纪云开群含火山岩的复理石建造,夹有流纹斑岩和中基性火山岩,形成金高背景含量的矿源层。大规模的岩浆活动始于加里东构造旋回,志留纪末期由“开”向“合”开始转变时,率先侵位的是I型花岗岩类,如诗洞黑云二长花岗岩(Rb-Sr年龄440 Ma±5 Ma,433 Ma±11 Ma,U-Pb年龄435 Ma±25 Ma)、石牛片麻状花岗岩(U-Pb年龄395 Ma)、黄连山细粒花岗岩(Rb-Sr年

龄447 Ma±18 Ma)[8]；随后构造闭合挤压作用增强，出现S型花岗岩或混合花岗岩类，如石涧混合岩(Rb-Sr年龄378 Ma±45 Ma)、那蓬混合花岗岩(U-Pb年龄329 Ma)[8]。加里东构造旋回从I型花岗岩到S型花岗岩或混合花岗岩，完成一个开合亚旋回。

石炭纪末发生的华力西构造旋回，使云开地区隆升剥蚀，直至中三叠世末的印支构造旋回，中间缺失二叠纪至中三叠世的地层纪录，华力西和印支构造旋回首尾相连，难以分隔，一般统称为华力西-印支构造旋回[8]。上三叠统的山间盆地和滨海湖泊的含煤碎屑岩建造，为印支运动后的第一个盖层。华力西-印支构造旋回在广宁-罗定动力变质带北东段，特别是河台金矿区附近，产生了大范围的S型花岗岩或混合花岗岩类，如云楼岗二长花岗岩、混合花岗闪长岩(Rb-Sr年龄392 Ma±16 Ma，U-Pb年龄241.9 Ma±3 Ma)，凤村二长花岗岩(U-Pb年龄244 Ma±25 Ma)等，随后是I型花岗岩类的侵位，以伍村斑状二长花岗岩(Rb-Sr年龄233 Ma±2 Ma，210 Ma±9 Ma)[8]为代表的斑状花岗岩(还有蚌溪、排沙、白花、村心、永泰等中小岩株)。与加里东构造岩浆旋回相反，从S型花岗岩或混合花岗岩类到I型花岗岩类，完成由压缩向扩张的过渡转变。

燕山旋回分为侏罗纪早燕山亚旋回和白垩纪晚燕山亚旋回。侏罗纪早燕山亚旋回属于构造强烈挤压闭合的时期，同构造侵位的一批大规模的S型花岗岩岩基，出露面积一般数百平方千米，主要分布在广宁-罗定动力变质带中段，如德庆黑云母花岗岩岩基，出露面积420 km^2；广平黑云母花岗岩、二长花岗岩岩基，出露面积851 km^2，同位素K-Ar法年龄多数为150~180 Ma[8]。白垩纪晚燕山亚旋回相对于早燕山亚旋回而言，属于相对构造扩张时期，同构造被动侵位形成的一系列I型花岗岩小岩株斑岩体，主要分布在广宁-罗定动力变质带西南段的罗定盆地周围，以银岩花岗斑岩(K-Ar年龄92 Ma)和八帘山花岗斑岩(K-Ar年龄87 Ma)为代表，出露面积一般小于50 km^2，同位素年龄多数为80~120 Ma[8]。燕山旋回与华力西-印支构造岩浆旋回相似，也从S型花岗岩演化到I型花岗岩，代表了由压缩向扩张的过渡转变时期。

新生代构造岩浆活动强度减弱，断块升降运动形式占主导地位。

1.3 开合构造演化与主成矿期划分

寒武纪末期的构造运动，可能是使云开地区震旦纪云开群和寒武纪八村群发生轻微浅变质的首次构造运动。加里东构造运动使本区结束地槽历史，整体褶皱回返上升，成为造山带，志留纪末期由“开”到“合”的构造环境转化，伴随造山前I型花岗岩到造山S型花岗岩或混合花岗岩侵位活动，促使震旦纪—寒武纪浅变质的成矿物质活化改造，为后续的大规模金银成矿作用提供了成矿物质基础，也不排除有贫矿体的产生。

中、晚三叠世之间的印支运动和侏罗纪与白垩纪之间的晚燕山运动，沉积建造和岩浆建造演化纪录，都表明是由构造压缩向构造扩张的重要快速转变过渡时期。根据造山运动与成矿作用的耦合关系[6]判断，印支旋回与晚燕山亚旋回应当是云开地区最重要的金矿床主成矿期，同位素年龄值大约为205~225 Ma和80~120 Ma。

2 云开地区金矿床成矿演化

云开地区最著名的金矿为广东高要河台蚀变糜棱岩型金矿、高要双保蚀变碎裂岩型金矿、广西北流石科蚀变碎裂岩型金银矿、广东信宜东田-白马破碎带石英脉型银金矿和广东罗定金牛沉积-变质片麻岩型金矿。

2.1 广东高要河台金矿田

河台金矿田位于北东向广宁-罗定韧性剪切带的中亚带与北北东向吴川-四会韧脆性剪切带的交会部位附近。河台金矿田由高村、云西、后迳、河海、太平顶、尚台和桃子山等大小金矿床组成(图1)。河台含金糜棱岩成矿带在空间上位于广宁-罗定韧性剪切带的中段，产状约70 NW60~80°，总体属右行走滑剪切带。含金糜棱岩矿体围岩为震旦系c组中级变质岩和混合岩，云楼岗混合花岗闪长岩($M\gamma\delta_{4-5}^{1}$)。河台含金糜棱岩带又分出3个亚带，北亚带与云楼岗混合花岗闪长岩直接接触，南亚带与未变质的奥陶纪—志留纪沉积岩呈断层接触，中亚带在云开群上亚群震旦系c组中级变质岩和混合岩基础上叠加韧性变形而成。据野外实测片理面的综合研究❶，从南亚带到北亚带，糜棱岩的亚颗粒粒径和动

❶ 邱小平，陈础廷，叶锦华.粤西河台地区金矿大比例尺成矿预测成果报告(地质矿产部定向研究项目).1993.

态重结晶粒径逐渐增大，残斑a/c轴率比也增大，岩石中热变质矿物夕线石含量明显增多，这些现象表明河台糜棱岩带发生时的古应力场强度在3个亚带的差异不大，南亚带古应力场强度略大于北亚带。但是，北亚带因紧靠云楼岗混合花岗闪长岩体，遭受热变质作用强度远高于南亚带，因而出现更为强烈的韧性剪切变形。河台金矿田内成矿强度与韧性剪切变形程度成正比，北亚带集中了高村、云西、后迳和河海等代表性金矿床，占据了矿田内绝大部分已探明的工业储量。

整个金矿带和各含金糜棱岩带均自西向东倾伏，即西部抬升剥蚀露出较深层次的糜棱岩，如云西矿床9号含金糜棱岩出现黄铁矿与磁黄铁矿共存，并以磁黄铁矿居多的载金矿物组合为特征；往东磁黄铁矿含量剧减，至河海则出现浅层次脆性硫化物-石英脉型金矿床[9]。河台金矿田的金矿体几乎都产在糜棱岩带内，单个含金细脉多数就位于S-C面理松弛张开的微裂隙空间，是糜棱岩由韧性向脆性变形转化时的产物。很有意义的是，北亚带主矿体糜棱岩带下盘面附近相当稳定地产出1层玻状岩，从云西9号糜棱岩带，经高村11号糜棱岩带，到后迳12号和13号糜棱岩带，断续延长达5.0 km，厚度一般2~15 cm，最厚30~40 cm。玻状岩与矿田主矿体形影相随，大多与之平行产出，偶尔切过矿脉，但它本身并不构成矿体。显然，玻状岩的形成略晚于主矿体。

尽管对玻状岩的成因解释多样，但多数都认同它为浅层次脆性变形域瞬间快速剪切应变造成的摩擦热使岩石熔融并且快速固结的产物[5,10,11]。河台玻状岩的岩石化学成分和稀土元素配分模式[12]也证实其原岩就是糜棱岩围岩，排除了次火山岩脉的可能性。

由上述讨论可得出以下推论，河台金矿田的矿床形成于糜棱岩剪切带由韧性向脆性变形转化时期，也就是开合旋回由压缩向扩张的过渡转变时期，玻状岩的出现代表剪切带由韧性向脆性变形域转化的完成和主成矿期的结束，因为只有当围岩处于脆性状态时才能产生足够的构造摩擦热使得岩石熔融[5]。河台糜棱岩带的分带、变形和热变质特征，说明其年龄晚于云楼岗花岗闪长岩(取U-Pb年龄241.9 Ma±3 Ma)，结合河台东部伍村斑状二长花岗岩（Rb-Sr年龄233 Ma±2 Ma，210 Ma±9 Ma)切穿糜棱岩剪切带，本身又未经受韧性剪切变形，因此，可以将河台金矿田主成矿期锁定在印支开合构造旋回，同位素年代约为205~225 Ma。

晚燕山亚构造旋回对早期形成的金矿体有一定改造作用，但强度不大，在河台金矿田不能构成主成矿期。

2.2　广东高要双保蚀变碎裂岩型金矿

双保金矿位于北东向广宁-罗定韧性剪切带北

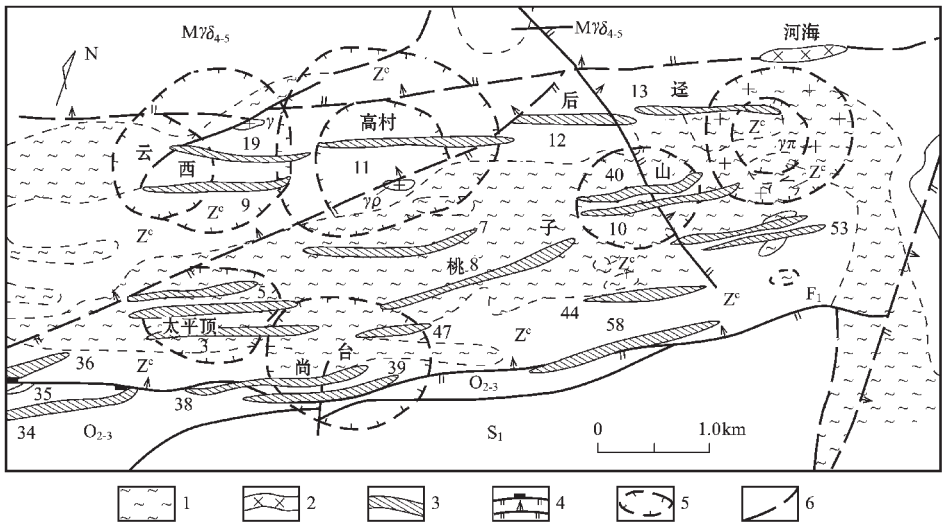


图1　广东河台金矿区地质简图

Fig. 1　Geological sketch map of the Hetai gold ore district, Guangdong

S_1—下志留统；O_{2-3}—中上奥陶统；Zc—震旦系c组；Mγδ4-5—云楼岗混合花岗闪长岩；γρ—花岗伟晶岩脉；γπ—花岗斑岩；1—混合岩；2—含金硫化物石英脉；3—剪切糜棱岩带及编号；4—脆性断裂；5—环形构造；6—断层

西亚带中的混合花岗质杂岩带，南接云楼岗混合花岗闪长岩，与河台金矿田相距仅10 km，北部为加里东期诗洞黑云二长花岗岩，东南部为伍村斑状二长花岗岩[8]。双保金矿与河台金矿田一样，同属广宁-罗定韧性剪切带的中段，只是位于剪切带浅层次的初糜棱岩和碎裂岩带。金矿体产状50~90 SE60~85°，走向与河台的平行，倾向相反，围岩主要是蚀变破碎带中的硅化绢英岩，属震旦系c组。

双保金矿的成矿条件与河台金矿田近似，矿床也形成于糜棱岩剪切带由韧性向脆性变形转化时期，糜棱岩转化为碎裂岩时的构造扩容引张作用引发同构造含金、硅、硫化物流体的侵位，形成含金硫化物硅化绢英岩矿体。也就是说，双保金矿的主成矿期为印支开合构造旋回末期，由压缩向扩张的过渡转变时期，同位素年代约为205~225 Ma。由于广宁-罗定韧性剪切带北西亚带的构造变形和变质程度都弱于中亚带，所以双保金矿的成矿强度也远不如河台金矿田。

2.3 广东信宜白马-东田破碎蚀变岩型银金矿田

白马-东田破碎蚀变岩型银金矿田，位于北东向广宁-罗定韧性剪切带西南侧，罗定盆地南缘的北西向褶皱变质隆起带，矿田内地层为云开群下亚群震旦系a+b组片岩与片麻岩类[8]，遭受强烈的加里东期混合岩化，燕山晚期银岩花岗斑岩体(K-Ar年龄92 Ma)侵入其中(图2)。

白马-东田银金矿田围绕银岩花岗斑岩体的南部呈弧形分布，除白马和东田2个银金矿床外，还有一系列的银金矿点，构成银岩钨锡矿田外围的银金矿田。白马和东田银金矿床的矿体主要沿震旦系变质岩的NW向片理和片麻理产出，产状310 SW30~60°，中等倾角；其他矿体受银岩花岗斑岩外围的放射状断裂控制，近SN和NNE走向，70~80°陡倾角。

银岩花岗斑岩全岩矿化[14]，而且蚀变和矿化分带都十分明显，从含矿斑岩到接触带外部的围岩，依次出现强硅化带、绢英岩化带和绿泥石化带[8]，相应的金属矿化分带是钼、铋→钨→锡→金→银→铅锌，显示出以银岩花岗斑岩为中心，往外围从高温到低温的温度梯度成矿分带。显然，白马-东田银金矿田成矿的流体和热动力均来源于斑岩体，参照斑岩的同位素年龄，银金矿主成矿期自然是晚燕山亚构造旋回末期，同位素年代约为80~95 Ma。

3 开合构造旋回转换过程的金矿床成矿性分析

3.1 矿床尺度的开合构造旋回转换

当岩层或岩块遭受挤压时，体积收缩变形，岩层内部质点拥挤而内摩擦作用增强，并产生构造摩擦热，在挤压构造带的封闭-半封闭环境下绝热升温，使一些金属成矿元素获得内能而充分活化。对于金元素而言，在一定的氧逸度(石墨不能稳定存在)和

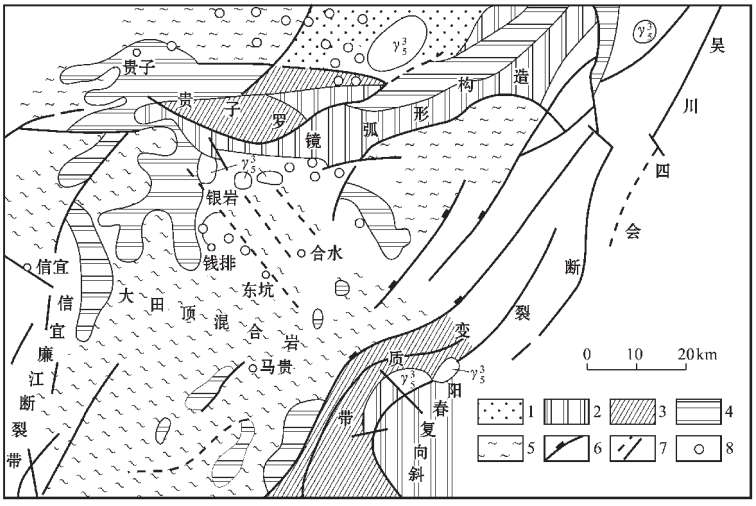


图2 广东银岩矿田区域地质图(据文献[13]改编)

Fig. 2 Regional geological map of the Yinyan ore district, Guangdong

γ_5^3-燕山晚期花岗岩；1-白垩系；2-上古生界；3-下古生界；4-震旦系；5-混合岩、混合花岗岩；6-断裂变质带；7-断裂带；8-岩金矿床(点)

流体含量的条件下,当岩石遭受350℃以上的热事件作用时,其中所含的金元素可以挣脱离子晶格能的束缚而被活化。活化后进入流体的金属元素,只有在合适的地球化学条件和容矿空间才能成矿。构造扩张时期的减压扩容作用驱使已活化的成矿元素迁移,并聚集到张性空间成矿[15]。

所以,当开合构造由压缩向扩张转变时,含矿流体在应力梯度的驱动下,进入浅层次张性构造扩容减压空间,由于环境的地球化学位、温度、压力等物理化学条件的急剧变化,含矿流体中金属成矿组分迅速沉淀就位成矿,所以其主成矿期发生在压缩向扩张的过渡转变时期。因此,开合构造由压缩向扩张的过渡转变时期是金属矿床的最佳成矿期或称主成矿期,如云开地区的印支旋回与晚燕山亚旋回。

进一步研究表明,开合构造由压缩向扩张的过渡转变,应当在相对短的地质时期内完成,即由"合"到"开"的转变是以突发的构造事件来实现的,则富含金属成矿组分的流体能够迅速沉淀就位成矿。如果由"合"到"开"的转变是一个漫长的渐变过程,那么含矿流体会逐渐失去活性,分散在周围岩石中,不易形成矿床。如本区从泥盆纪"合"状态到石炭纪"开"状态的转变,经历了漫长的地质整合的渐变过程,所以成矿作用也很微弱。

相同的原理,开合构造由扩张向压缩的转变时期,成矿元素得不到充分活化,或者活化后没有适合的张性空间容矿和成矿,则此期间内生金属矿产的成矿作用不显著,如本区加里东旋回,或者包括华力西旋回的前期。

河台玻状岩与金矿田的主矿体形影相随,从玻状岩的产状及其与主矿体的切割关系判断,其形成略晚于主矿体;而玻状岩的出现代表剪切带由韧性向脆性变形域转化的完成和主成矿期的结束,因为只有当围岩在脆性状态时才能产生足够的构造摩擦热使岩石熔融[5]。所以,河台金矿田的矿床形成于糜棱岩剪切带由韧性向脆性变形转化时期,也就是开合旋回由压缩向扩张的过渡转变时期。

3.2　大地构造尺度和矿体小尺度的开合旋回转换

从大地构造尺度而言,碰撞造山事件与成矿作用具有明显的对应耦合关系,即每次碰撞造山事件都伴随有相应的成矿作用,成矿规模与碰撞的强度呈正相关关系,而且内生金属矿床的主成矿期发生在碰撞造山作用由挤压向伸展的过渡转变时期,特别是多期次碰撞造山带,为孕育着丰富矿产资源的重点成矿区带[6]。

根据大量的矿床野外观察事实可知,就矿体尺度而言,即断层的尺度范围,也基本反映成矿作用发生在断裂构造由压缩向扩张的转变时期。中国许多大型、特大型金属矿床的成矿与容矿断层,多数都属于压性或压扭性向张性转换的复杂断层,由宽大的挤压劈理-片理化带和碎裂网脉带、角砾岩带等构造岩相带组成,矿体多赋存在碎裂网脉带及角砾岩带中,也处在成矿与容矿复杂断层由压性或压扭性向张性转换的部位,详细的构造测量也表明矿床的主成矿期发生在由挤压向伸展的过渡转变时期。这类成矿与容矿复杂断层的代表有广东凡口铅锌矿的F2、F3、F4等断层;张家口小营盘金矿的F4、F5、F11、F35、F37等断层;甘肃西成盆地的厂坝-李家沟铅锌矿的Fb1、F12等断层,还有著名的胶东三山岛断裂、焦家断裂、金牛山断裂等,都属于压性或压扭性向张性转换的成矿与容矿复杂断层。

4　结论和讨论

应用开合构造旋回的大地构造理论,研究各种尺度的开合构造,驱使地球表层物质活化、迁移、聚集和成矿的过程,提出多数内生金属矿床,特别是贵金属矿床,主成矿期发生在开合构造由压缩向扩张的快速过渡转变时期,成矿与容矿的主断层多数都属于压性或压扭性向张性转换的复杂断层。

云开地区中、晚三叠世之间的印支运动和侏罗纪与白垩纪之间的晚燕山运动,都是由压缩向扩张的开合构造快速转变过渡时期,糜棱岩型金银矿床的主成矿期为印支旋回,斑岩型或岩浆热液型金银矿床主成矿期为晚燕山亚旋回,同位素年龄值分别为205~225 Ma和80~120 Ma。

从沉积建造和岩浆建造的物质纪录分析开合构造的演化规律,从而排除许多纷乱假象干扰,相对准确地界定内生金属矿床的主成矿期和主成矿断裂构造,在矿床成矿理论研究和找矿勘探评价方面都有重要的实用价值。这种研究方法同样可应用于全球板块聚敛和离散与成矿作用的对应耦合关系[6,16]。

参考文献:

[1]姜春发.从多旋回说到开合构造[J].地球学报,1994,15(3~4):103~

112.
[2]姜春发,王宗起,李锦轶,等.中央造山带开合构造[M].北京:地质出版社,2000.1~72.
[3]姜春发.塔里木地台开合构造简述[J].新疆地质,1997,15(3):193~202.
[4]杨巍然,郑剑东.中国开合构造研究的回顾与展望[J].地质科技情报,2002,21(4):31~34.
[5]邱小平,吕古贤,武红岭,等.构造摩擦热的初步研究[J].地球学报,1998,19(2):132~137.
[6]邱小平.碰撞造山带与成矿区划[J].地质通报,2002,21(10):675~681.
[7]陈衍景,陈华勇,刘玉琳,等.碰撞造山过程内生矿床成矿作用的研究历史和进展[J].科学通报,1999,44(16):1681~1689.
[8]凌井生,裘有守,陈础廷,等.云开大山及其外围金矿远景区成矿条件[M].北京:地质出版社,2000.1~97.
[9]邱小平,何群.粤西河海金矿与胶东金牛山式金矿成矿地质特征对比[J].广东地质,1991,6(4):49~58.
[10]张进江,郑亚东.假玄武玻璃及其形成过程和机制综述[J].地质科技情报,1995,14(4):22~28.
[11]林爱明.断层岩与断层模式[J].高校地质学报,1996,2(3):295~306.
[12]张桂林,梁金城,Clive Boulter.广东河台金矿假玻状岩的形成机制及其与成矿的关系[J].桂林工学院学报,1998,18(1):1~7.
[13]张先学.广东信宜东坑金矿地质特征及成因浅探[J].黄金地质,1997,3(3):42~47.
[14]裴荣富.中国矿床成矿模式[M.]北京:地质出版社,1995.214~216.
[15]邱小平.深部韧性剪切变形与金矿成矿作用[J].黄金地质,1999,5(3):6~12.
[16]裴荣富,洪大卫.碰撞造山与华南花岗岩及其成矿系列研究的新进展[J].矿床地质,1994,14(2):189~194.

Relationship between gold mineralization and opening-closing cycle transition in the Yunkaidashan area, South China

QIU Xiaoping

(*Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100037, *China*)

Abstract: Opening-closing tectonics is a tectonic theory dealing with horizontal crustal or lithospheric movement, such as extension and constriction. The opening-closing cycle represents such forms of macroscopic tectonic movements as crustal or lithospheric convergence, divergence and translation, and such processes as crust-mantle interaction, sedimentation, deformation, metamorphism, melting or re-melting of magmas and structural fluid migration. Consequently, opening-closing tectonic movement gives impetus to remobilization, concentration and mineralization of ore substances on the earth's surface. For most endogenic ore deposits, especially precious metal deposits, their main metallogenetic epoch takes place in a period of rapid transition from constriction to extension of opening-closing tectonics, whereas nonmetallic deposits such as oil/gas accumulations originate in an extension period. Most metallogenic and ore-hosting faults belong to complex faults that transform from compressive or compresso-shear fault to tensile faults. Polycyclic opening-closing tectonic movements had taken place in the Yunkai area since the Neoproterozoic, and as a result a series of gold-silver deposits with different types were formed in different periods.

Key words: opening-closing cycle transition; gold mineralization; ductile shear zone; pseudotachylyte; Hetai gold deposit; Guangdong

新疆准噶尔造山带多旋回开合构造特征

梁云海，李文铅，李卫东

（新疆地质矿产勘查开发局第一区域地质调查大队,新疆 乌鲁木齐 830011）

摘要:新疆准噶尔造山带是位于西伯利亚与塔里木两大陆壳之间的多旋回造山带,是古亚洲洋的主要部分。该造山带是在新元古代早期形成的克拉通基底上裂解、扩张成洋的,在其发展历史进程中,经历了多旋回手风琴式开合运动,此开彼合,首尾衔接,几经洋陆转化,由一系列沟弧盆体系挤压拼贴到一起,于石炭纪末最终固结成新的古亚洲大陆。成陆后并不稳定,在中—新生代时期仍有强烈的活动性与造山过程,表现为发育多时期的蛇绿岩、多时期的造山花岗岩和多种不同类型的造山作用。

关键词:多旋回;手风琴式运动;此开彼合、首尾衔接;造山作用;准噶尔造山带

中图分类号:P541　　文献标识码:A　　文章编号:1671-2552(2004)03-0279-07

新疆的准噶尔造山带是介于西伯利亚与塔里木两大陆壳之间的多旋回造山带，是古亚洲洋之主体。该洋是在新元古代早期形成的统一大陆岩石圈板块基底上,经历了古生代时期的多次开合、碰撞、焊接,于晚古生代的晚期固结而形成的复杂巨型造山带。由于它是在陆壳岩石圈板块基底上扩张成洋的,因而在扩张成洋的过程中受到陆壳岩石圈的制约,形成有限洋盆。在有限洋盆中残留有较多从大陆边缘被撕裂而游离出来的陆壳碎片(以下称微陆块),形成了多岛洋的局面,其格局与现今西太平洋的面貌相似。多岛洋在发展进程中,于显生宙经历了早古生代与晚古生代两大构造旋回作用,多次开合,每次开合都形成了自己的一套弧沟盆体系。这些弧沟盆体系及微陆块在造山运动中都经历了典型的'软碰撞'过程。

1　微陆块及其展布特点

准噶尔造山带及盆地内是否存在有前震旦纪古老微陆块,是地学界长期以来争论的问题。作者于1996—2000年间在东准噶尔纸房幅进行1:25万区调填图中,发现元古宙陆壳基底。该陆壳基底在准噶尔造山带中呈断片出露。由下到上由3套岩石组成，下部为浅变质的基性—中性火山熔岩及凝灰岩;中部为黑色炭质页岩及大理岩;上部为不等粒岩屑砂岩。该地层被中元古代石英闪长岩和新元古代石英二长岩侵入。石英闪长岩单颗粒锆石Pb/Pb年龄值为1005 Ma±36 Ma;综合锆石Pb/Pb年龄值为830 Ma；新元古代二长花岗岩单颗粒锆石Pb/Pb年龄值为605 Ma±90 Ma❶。上述2期侵入岩及元古宙地层由于受华力西期构造运动影响而强烈地糜棱岩化。变质年龄(锆石表面年龄)为239 Ma和273 Ma❶。

作者在考克赛尔盖前人所划奥陶系荒草坡群下亚群斜长角闪片岩(现定糜棱岩化角闪片岩)中采样获得锆石Pb/Pb表面年龄为933 Ma,变质年龄(锆石表面年龄)为249~326 Ma❷。李锦轶获得的糜棱杂岩中的斜长角闪岩中角闪石Ar/Ar坪年龄值有3个坪年段,其中低温坪年龄值为320 Ma±0.5 Ma,中温年龄段为475.5 Ma±5.4 Ma，高温年龄段为912.2 Ma±0.8 Ma❸。后者与糜棱岩化花岗闪长岩的锆石表面年龄933 Ma基本一致。角闪石为变质矿物,其形成时代与糜棱岩化花岗闪长岩的侵入时代相同。此外,李锦轶

收稿日期:2003-07-18

地调项目:中国地质调查局《1:25万纸房幅区域地质调查》项目成果。

作者简介:梁云海(1936-),男,教授级高级工程师,从事区域地质调查及构造地质研究。

❶ 新疆地矿局第二区域地质调查大队1:5万区域成果.1994.

❷ 新疆地矿局第一区域地质调查大队纸房幅1:25万造山带填图方法研究.1998.

❸ 根据李锦轶电传的同位素资料.

获得侵入于该地层中未经变质的斜长花岗斑岩脉的锆石Ar/Ar年龄值为470 Ma❶。该年龄与角闪石中温段坪年龄一致,代表了一期热事件。

在东准噶尔巴里坤县城以北莫钦乌拉山于原划奥陶系荒草坡群的花岗片麻岩中获锆石蒸发年龄为1908 Ma❷。

此外,肖序常、李锦轶❶在准噶尔盆地东北缘老君庙附近前划石炭系南明水组绢云石英片岩(变质粉砂岩)中获绢云母Ar/Ar冷却年龄465 Ma。

上述同位素年龄充分反映了准噶尔地区前震旦系的存在,它们构成了准噶尔造山带的陆壳基底。这些老陆壳基底在造山带中不同地段呈大小不等、互不相连的碎块或断块出露,其剥露机制与热隆伸展作用有关,部分与逆冲推覆有关。

2 多旋回手风琴式的开合运动

最新资料研究表明:在新元古代的早期(约0.8 Ga以前),哈萨克斯坦、准噶尔、天山及塔里木已形成了统一的大克拉通(后称新疆大克拉通)。自震旦纪开始(相当于前苏联的文德纪),新疆大克拉通解体,首先在哈萨克斯坦境内西起科克切塔夫,东至巴尔喀什湖和阿拉木图以北一带于文德纪早期发生裂谷[1,2],并迅速扩张成为初始洋盆,到寒武纪于巴尔喀什湖北的萨亚克及东部的阿克斗卡一带有较完整层序的蛇绿岩(图1)。该蛇绿岩向东延入新疆境内即与唐巴勒蛇绿岩带相接。

在新疆境内的准噶尔造山带中有6条不同时期的蛇绿岩带,分别代表了不同时期古亚洲洋的扩张与聚合过程,揭示了多旋回手风琴式的开合运动。开合时代分别为:震旦纪—寒武纪、晚寒武世—中奥陶世、中—晚志留世、志留纪—早泥盆世、中泥盆世—早石炭世、中—晚石炭世。

(1)震旦纪—寒武纪第1次开合旋回:以洪古勒楞-阿尔曼特蛇绿岩带为代表,蛇绿岩呈构造块体

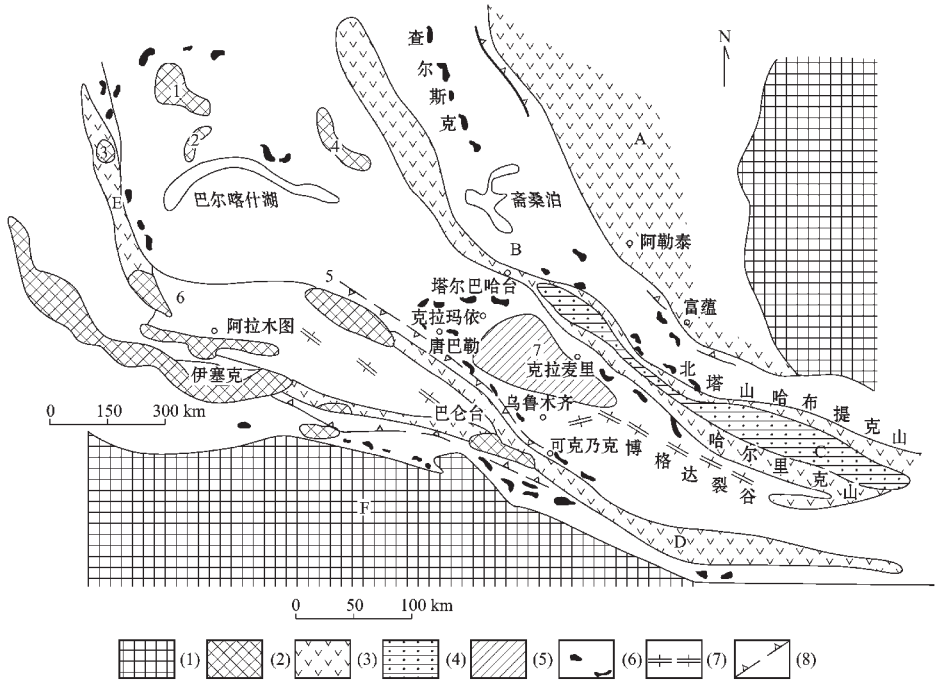


图1 古亚洲古生代多岛洋示意图

Fig. 1 Diagrammatic map showing a Paleozoic archipelagic ocean in Paleo-Asia

(1)陆壳板块;(2)微陆块;(3)岛弧;(4)弧间盆地;(5)晚古生代复合地块(新生陆块);(6)蛇绿岩;(7)裂谷;(8)俯冲带

A—阿尔泰陆缘弧;B—钦齐兹-塔尔巴哈台-北塔山洋内弧;C—色米斯台-色克森巴依弧间盆地;D—雅满苏岛弧;E—楚河岛弧;F—塔里木陆壳板块;1—克孜尔套微陆块;2—莫印特微陆块;3—契加纳克微陆块;4—钦齐兹微陆块;5—赛里木微陆块;6—楚河微陆块;7—中央准噶尔晚古生代复合地块(新生陆块)

❶ 根据李锦轶电传的同位素资料.

❷ 国家三〇五项目《新疆东准噶尔锡金等多金属成矿带地物化综合研究及找矿靶区优选》成果.张以熔,1990.

混杂于围岩中，洪古勒楞蛇绿岩混杂于早奥陶世岛弧型火山岩中，阿尔曼特蛇绿岩混杂于前泥盆纪复理石中。洪古勒楞蛇绿岩Sm－Nd全岩等时线年龄为626 Ma，ε_{Nd}=+8.4，说明物质直接来源于强烈亏损的地幔，在上升过程中没有受到地壳物质的污染。在结晶分异过程中有水的渗透，显示了低压岩浆房的特征，类似洋中脊之下的蛇绿岩。阿尔曼特蛇绿岩Sm－Nd等时线年龄为515 Ma±26 Ma，ε_{Nd}=+5.94[2]，亦说明其来源于亏损的地幔，但在上升过程中受到地壳物质的不均匀混染。它们代表了早古生代第1次开合运动。东准噶尔巴里坤煤窑以南鲍尔羌鸡岛弧期二长花岗岩Pb/Pb同位素年龄值为605 Ma±90 Ma，模式年龄为510~690 Ma，说明在震旦纪晚期洋盆开始汇聚，寒武纪是主要萎缩期，于早奥陶世末位于洪古勒楞－阿尔曼特一带的古亚洲洋盆闭合，但仍保持有残余海盆，在西准噶尔布龙果尔河西侧有中奥陶统布鲁克其组浅海相的中－厚层状砂质灰岩夹钙质砂岩和紫红色块状凝灰砾岩，灰岩中含丰富的珊瑚及腕足类化石。其上整合沉积有上奥陶统凝灰砾岩夹灰岩透镜体，再向上为深海盆地相的凝灰质粉砂岩和硅质粉砂岩夹砂岩层，含早志留世笔石化石。对晚奥陶世砾岩不同地质调查者持不同的认识。原1:20万区调报告认为是磨拉石堆积；西安地质矿产研究所冯益民等(1985)认为布龙果尔组是“一套滑混堆积，构成滑混堆积的有生物灰岩岩块、砾岩岩块等”；南京地质矿产研究所李耀西等对该组进行了详细的研究，否定了滑混堆积的说法，同意磨拉石沉积的观点。前述2种不同认识都说明了洋盆业已闭合，故可以肯定北准噶尔古亚洲洋于中奥陶世前闭合，塔尔巴哈台－北塔山岛弧与阿尔泰陆缘弧拼合。

(2)晚寒武世－中奥陶世第2次开合旋回：以准噶尔西南缘、艾比湖北岸的拉巴－唐巴勒蛇绿岩为代表。据肖序常等[1]研究，该蛇绿岩看不到完整层序，蛇绿岩呈岩片、岩块混杂于绿片岩和蓝闪片岩之中。硅质岩中的放射虫时代为早－中奥陶世。穿插于辉长岩中的斜长花岗岩脉榍石Pb/Pb同位素年龄值为508 Ma[2]，模式年龄为480~520 Ma，斜长花岗岩的年龄值代表了南准噶尔洋盆的扩张时限。蛇绿岩、绿片岩及蓝片岩的混杂时间基本上是洋盆的闭合时限。早志留世碎屑岩不整合于蛇绿混杂岩之上，说明洋盆闭合于晚奥陶世以前。东准噶尔巴里坤北部的麦钦乌拉含化石的中－上奥陶统为一套陆源碎屑岩夹碳酸盐岩，亦说明该洋盆于中奥陶世前闭合。该带蛇绿岩中规模不大的镁铁质－超镁铁质堆晶岩序列中不含橄榄石，说明它是个小的岩浆房。由于无水的介入，故它是由高压型岩浆结晶分异而成的。残余辉石的电子探针变异图解表明，它与大洋中脊产生的蛇绿岩不同，而类似于边缘海(弧后扩张型)的小洋盆。蛇绿岩与蓝片岩伴生说明洋盆曾向塔里木板块之下发生过B型俯冲。于早志留世末发生大规模的造山运动。色克森巴依一带大规模同造山花岗岩的锆石Pb/Pb年龄423~432 Ma证实了造山运动的存在。

(3)中－晚志留世第3次开合旋回：以西准噶尔玛依勒蛇绿岩带为代表。玛依勒蛇绿岩呈混杂状侵位于中－上志留统的复理石中，其上为中泥盆统不整合覆盖。由于没有测年资料，具体代表洋盆扩张的时限尚不十分清楚，但可以肯定洋盆闭合于中泥盆世之前。根据细碧岩中Sr^{87}/Sr^{86}比值为0.708，远比洋盆或洋岛玄武岩的比值高，应是在残余海盆(陆表海)基础上重新拉开的小洋盆。该时期洋盆仅局限于西准噶尔。在东准噶尔，中－上志留统为稳定型陆源碎屑沉积，含丰富的图瓦贝生物群，说明东准噶尔并未受到该次扩张的影响，仍然与图瓦盆地为同一海域，成为西伯利亚板块的一部分。唯有克拉麦里北部的库布苏群较为特殊，为一套深海盆地相沉积的粉砂岩、泥岩、硅质粉砂岩和硅质板岩，在粉砂岩中发现志留纪的疑源类与几丁虫。从沉积特征来看，该群与西准噶尔北部布龙果尔河西侧的下志留统布龙组相似，可能是残余海盆拉伸早期的产物。

(4)志留纪－早泥盆世第4次开合旋回：以北准噶尔、额尔齐斯河南侧的科克森塔乌－乔夏哈拉蛇绿岩带为代表。该旋回是在第1次开合旋回的缝合带基础上，再次扩张成洋的。该蛇绿岩带向西与哈萨克斯坦境内的查尔斯克蛇绿岩带相连。蛇绿岩在科克森塔乌呈岩片状混杂于泥盆系复理石中。穿插于该蛇绿岩中的黑云斜长花岗岩的黑云母K/Ar同位素年龄值为402 Ma[3,4]，可见北准噶尔于志留纪已扩张成洋。在富蕴南的萨尔布拉克一带洋壳枕状玄武岩厚逾1000 m。紫红色放射虫硅质岩及远洋沉积物——红色泥岩(红色软泥)厚达184 m，硅质岩中放射虫时代为奥陶纪－志留纪[5]。枕状玄武岩和放射虫硅质岩之上为早－中泥盆世浊积岩，厚达1000 m。

在浊积岩之上整合覆盖有含中泥盆世化石的浅海相灰岩及凝灰质砾岩。由萨尔布拉克剖面可见到完整的海退沉积序列,说明洋盆闭合于早泥盆世,但中泥盆世时仍保留有残留海盆。

(5)泥盆纪—早石炭世第5次开合旋回:以准噶尔盆地北缘的达拉布特-克拉麦里-塔克扎勒蛇绿岩带为代表。在西准噶尔,由于构造叠瓦推覆,蛇绿岩在推覆带的前锋重复出现,由北向南为大棍-辉绿山蛇绿岩带、达拉布特蛇绿岩带和白碱滩蛇绿岩带。它们呈构造岩块混杂于中泥盆世及早石炭世复理石中。在东准噶尔克拉麦里、塔克扎勒地区,蛇绿岩呈岩片或岩块混杂于中泥盆统复理石及早石炭世早期火山复理石中,其上为早石炭世晚期岛弧相火山岩及其碎屑岩不整合覆盖。该带蛇绿岩根据达拉布特放射虫硅质岩中的放射虫时代定为中泥盆世,克拉麦里11号岩体附近硅质岩中的放射虫时代为早石炭世,清水附近蛇绿岩中的辉长岩K-Ar全岩同位素年龄值分别为392 Ma、388 Ma、305 Ma[3,4],它们代表了扩张时期洋壳的时代;北京大学周辉❶于塔克札勒蛇绿岩的辉长岩中获长石Ar-Ar年龄(主坪段):087-Z1为414 Ma、086-Z2为440 Ma、KP-5为434 Ma,该年龄值代表了长石的结晶年龄。可以认为该蛇绿岩带代表了志留纪—泥盆纪大洋扩张的时代。该洋盆于早石炭世晚期闭合。

(6)中—晚石炭世第6次开合旋回:以伊连哈比尔尕蛇绿岩为代表,在巴音沟可见到较完整的蛇绿岩层序。放射虫时代为早—中石炭世(美国斯坦福大学鉴定),牙形刺时代为晚泥盆世晚期[2,6,7],可见洋盆开始发育于晚泥盆世晚期,早石炭世为极盛期,于晚石炭世早期闭合。

由前述可以看出,准噶尔地区古亚洲洋的形成演化是典型的多旋回开合运动。每次开合都发生在不同的构造带上,即A处洋盆收敛萎缩时,B处开始扩张,A处洋盆闭合后转化为残余海盆时,B处洋盆则是发展的极盛期,形成了"此开彼合"、"首尾衔接"的手风琴式运动(图2)。

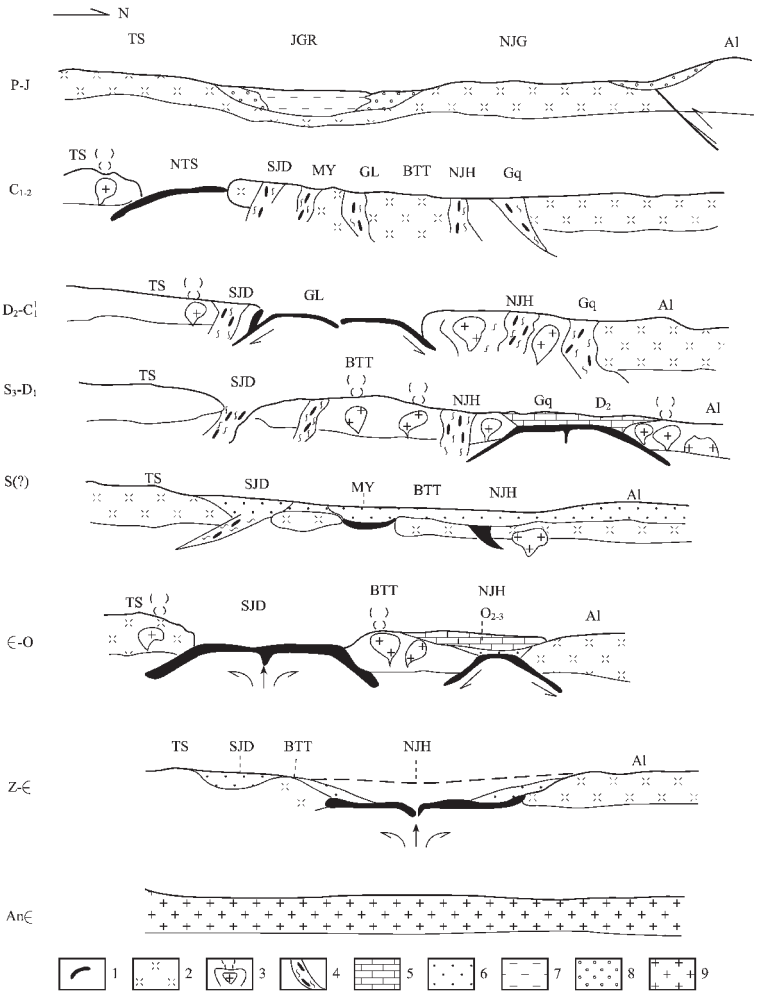


图2 准噶尔-天山开合构造演化模式图

Fig. 2 Model of evolution of the Junggar-Tianshan opening-closing tectonics

1—洋壳;2—陆壳;3—岛弧;4—蛇绿混杂岩;5—陆表海碳酸盐岩;6—浅海相碎屑岩;7—陆相砂岩页岩;8—磨拉石建造;9—陆壳;TS—天山;SJD—南准噶尔唐巴勒;BTT—北塔山-塔尔巴哈尔及巴尔雷克山;NJH—北准噶尔洪古勒愣;Al—阿泰山;MY—玛依勒山;Gq—科克森塔乌-乔夏哈拉;GL—克拉麦里-达拉布特;JGR—准噶尔盆地;NJG—北准噶尔造山带;NTS—北天山;D_2—中泥盆世陆表海;O_{2-3}—中-晚奥陶世陆表海

❶ 据周辉在塔克札勒蛇绿岩中所取得的同位素资料(来信).

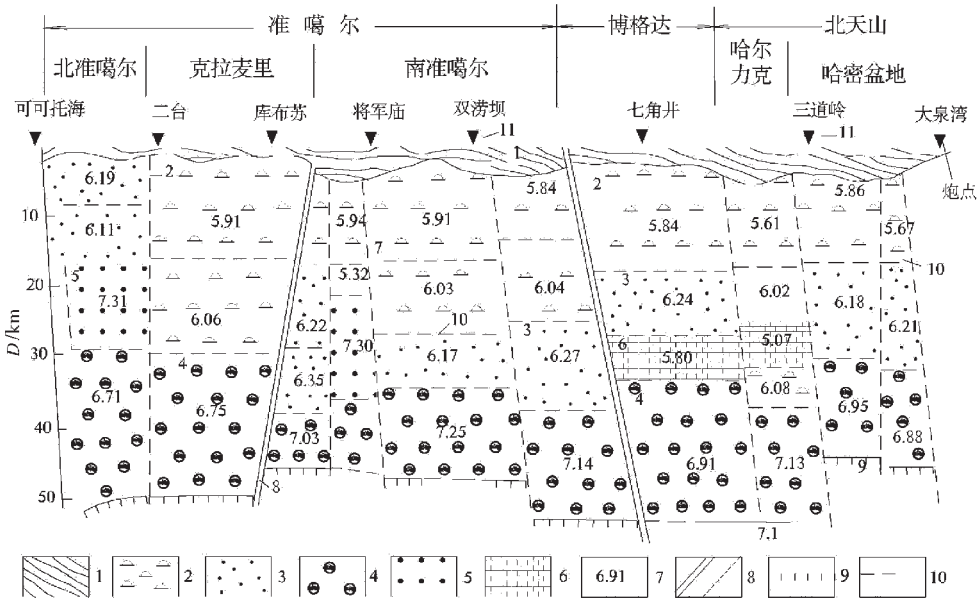


图3　可可托海–哈密地学断面(据袁学诚等,1990)

Fig. 3　Koktokay–Hami geoscience transect

1—浅表沉积岩;2—上地壳花岗岩层;3—中地壳闪长岩层;4—下地壳玄武岩层;5—高速层;6—低速层;7—纵波速(km/s);8—解释断裂;9—清晰的莫霍面及纵波速(km/s);10—推出的莫霍面

3　软碰撞、弱造山

由前述可以看出,准噶尔造山带的结构和演化历史十分复杂,但又是独具特色的造山带。是西伯利亚与塔里木两大板块对接的产物。由于古亚洲洋是多岛洋,经历了多旋回的开合过程。洋盆的闭合,实际上是洋盆中岛屿的拼合过程。由通过东准噶尔造山带的地学大断面可以看出,准噶尔造山带自北而南分别由乔夏哈拉块体、北塔山块体、克拉麦里块体、将军庙块体、博格达块体等拼合而成(图3,图4)。它们彼此之间均为超岩石圈断裂分割,大地电磁测深资料证实这些超岩石圈断裂的深度均达200 km以上。由北向南分述于后。

额尔齐斯断裂,是准噶尔造山带与阿尔泰陆缘弧带的分界线,古生代古亚洲洋曾多次沿此断裂向北俯冲,李天德等在富蕴东南发现铁蓝闪石❶(?)和黑硬绿泥石等高压变质矿物。沿断裂向西于哈萨克斯坦境内的查尔斯克有大量蓝闪片岩和硬玉存在。这说明乔夏哈拉一带的古亚洲洋曾向其南北发生过B型双向俯冲,于早泥盆世晚期由残余洋盆转化为陆表海,但造山运动滞后,发生在中泥盆世末,滞后于洋盆消失约50 Ma。造山发生在陆表海消失后,与A型俯冲有关。

阿尔曼特(或称二台)断裂,其电性特征与额尔齐斯断裂一致,是乔夏哈拉块体与北塔山块体之分界线。北塔山是古亚洲洋内岛弧。岛弧的南北均为洋壳,但岛弧内部也夹有少量前震旦纪陆壳块体,如钦齐兹西南中–晚里菲期陆壳碎块和东准噶尔地区考克赛尔盖及鲍尔羌鸡前震旦纪以变质火山岩为主的陆壳碎块。这些碎块的存在对钦齐兹–塔尔巴哈台–北塔山洋内弧的发展起着重要的制约作用。

库布苏断裂,其电性特征与前述2条超岩石圈断裂一致。该断裂历来被认为是西伯利亚与塔里木两大板块的缝合带。断裂之南为将军庙(中央准噶尔)复合地块。复合地块由早古生代的残余弧、增厚了的洋壳及部分前震旦纪微陆碎片组成。其特征如前所述。在准噶尔盆地南缘乌–奇公路附近亦有超岩石圈深断裂存在,但在浅部与博格达山体之下铲式断

❶ 国家三〇五中国与俄罗斯合作项目《新疆阿尔泰地区地质构造演化》研究报告.1995.

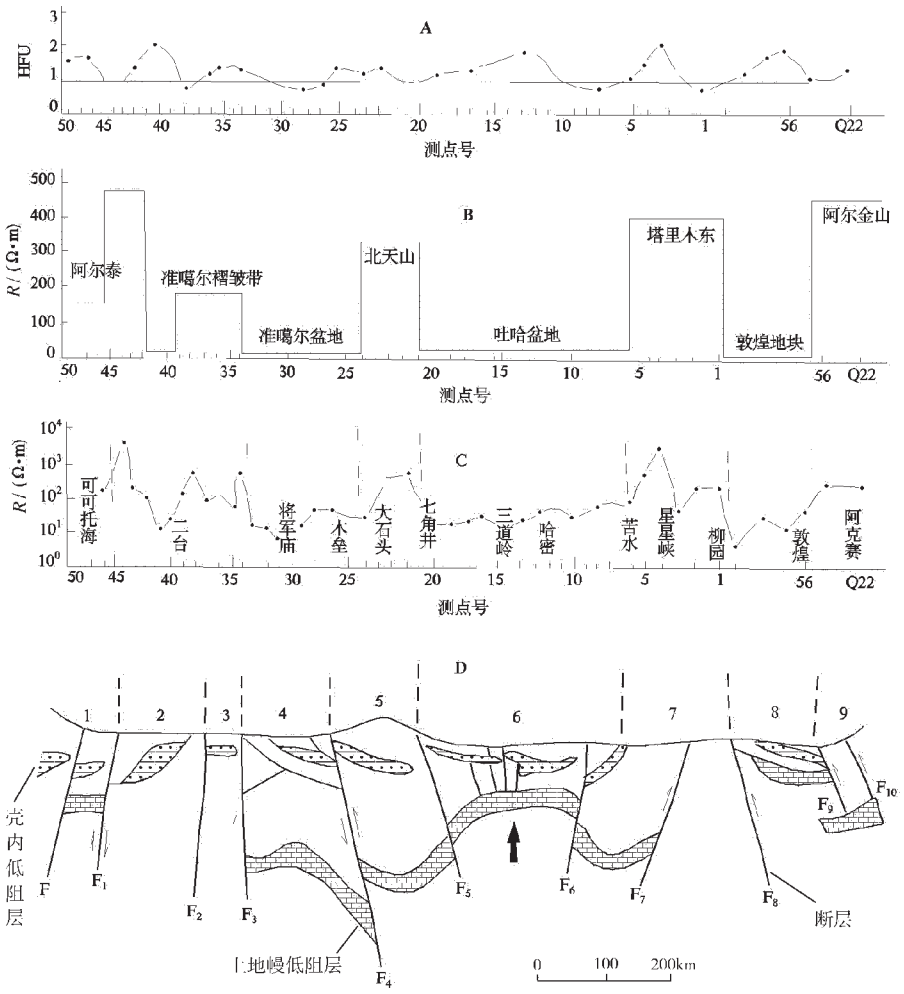


图4 大地电磁测深剖面(据袁学诚,1990)

Fig. 4 Magnetotelluric sounding profile

A—热流值曲线;B—电阻率图;C—电阻率曲线图;D—各地质单元关系图

F_1—额尔齐斯断裂;F_2—阿尔曼特断裂;F_3—克拉麦里断裂;F_4—准噶尔盆地南缘断裂;

F_5—七角井南断裂;F_6—吐-哈盆地南缘断裂;F_7—星星峡(中天山南缘)断裂;F_8—柳园断裂;

F_9—敦煌断裂;F_{10}—当金山口北坡断裂;

1—阿尔泰构造带;2—北准噶尔构造带;3—北塔山-巴尔雷克古生代叠加岛弧带;4—准噶尔盆地;

5—博格达-喀尔力克构造带;6—吐-哈盆地;7—东天山构造带;8—塔里木;9—祁连山构造带

裂复合在一起,铲式断裂的上盘向北推覆并掩盖其上。乌-奇公路深断裂是准噶尔与博格达块体的分界线。博格达块体历来被人们认为是裂谷中脊,可能是石炭纪时期的弧后盆地扩张脊。

由前述可以看出,准噶尔古亚洲洋消失后引起各地质块体之间拼贴增生成陆。在拼贴过程中不少地体可能发生顺时针或逆时针方向的旋转,分隔各地质块体的超岩石圈断裂成为地壳中的最薄弱地带,这些构造脆弱带一旦在外力的作用下,特别在垂直构造带方向的外力作用下,立即发生张裂扩张。如洪古勒楞-阿尔曼特早古生代蛇绿岩带之北侧有科克森它乌-乔夏哈拉晚古生代蛇绿岩带与之大致平行展布;在西南准噶尔的唐巴勒早古生代蛇绿岩带之北侧有达拉布特-克拉麦里蛇绿岩带分布。卡拉麦里蛇绿岩的时代,根据在南明水一带发现本身被含维宪期和纳缪尔期化石的下石炭统南明水组及清水组不整合覆盖(李锦轶等,1990),蛇绿岩建造上部含放射虫化石:*Lenellipsis* sp.,*Entactinia* sp.,*Palaeoscenidium* sp.,灰岩透镜体中含珊瑚*Alveditella* sp.,*Dohmophyllum* sp.,*Hellophyllum* sp.,*Kerio-*

phyllum sp.,*Thamnophyllum gingneanse*等,清水组砾岩中花岗岩砾石U-Pb年龄323 Ma,以及侵入蛇绿岩块的老鸦泉花岗岩锆石蒸发年龄312~313 Ma等[5]来看,蛇绿岩时代属泥盆纪是相对可信的。晚期洋盆可能是在老的缝合带基础上重新拉张成洋的。由于地壳反复多次扩张的结果,形成了联而不合的局面。这种地质块体对接拼贴的方式作者称为"软碰撞"。其形成的动力学机制可能有2种:其一,被断裂分割的地质块体体积较小,既或对撞,其能量也不大,引起造山动力亦小;其二,由于各地质块体的运动方向一致的结果。由古地磁测试成果可以看出,在古生代时期准噶尔5个块体运动方向基本一致,均由南向北运移,只是彼此之间的运动速率有所差异。总体上说,北面的块体运移速度较慢,南面的块体向北的运移速度较快。由于运动方向的一致,洋盆不是立即消失,而是由洋盆→残余洋盆→陆表海→造山。造山的能量较弱,作者称之为"弱造山"。可由准噶尔造山带的地壳变形和变质程度都比较弱得到证实。软碰撞、弱造山可用下列形式表示。

A、B两个块体,A在前,B在后,作同向运动,以v代表运动速度,Av、Bv分别代表A、B块体的动能,F代表碰撞能量。

当$v_A<v_B$时,则$F=Bv-Av$为软碰撞、弱造山;

当$v_A>v_B$时,则$F=Bv-Av$出现负值为拉张;

A、B两个块体作相向运动时,

$F=Bv+Av$则为对撞出现强造山。

参考文献:

[1]肖序常,汤耀庆.古中亚复合巨型缝合带南缘构造演化[M].北京:北京科学技术出版社,1991.6~25.

[2]汤耀庆,肖序常.新疆北部大地构造研究的新进展[J].新疆地质科学,1994,(4):1~12.

[3]新疆地质矿产局第一区调大队.新疆同位素年龄数据汇编[J].新疆地质,1987,5(4):16~105.

[4]新疆地质局第一区调大队.新疆维吾尔自治区区域地质志[M].北京:地质出版社,1990.120~250.

[5]何国琦,李茂松,刘德全,等.中国新疆古生代地壳演化及成矿[M].乌鲁木齐:新疆人民出版社,香港:香港文化教育出版社,1994.

[6]陈哲夫,成守德,梁云海,等.新疆开合构造与成矿[M].乌鲁木齐:新疆科技卫生出版社,1997.135~146.

[7]陈哲夫,徐新,梁云海.新疆构造手风琴开合演化的基本特点[J].中国区域地质,1993,12(1):1~12.

Characteristics of polycyclic opening-closing tectonics in the Junggar orogenic belt, Xinjiang

LIANG Yunhai, LI Wenqian, LI Weidong

(*First Regional Geological Party, Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Urümqi* 830011, *Xinjiang, China*)

Abstract: The Junggar orogenic belt in Xinjiang is a polycyclic orogenic belt between the Siberian continental crust and Tarim continental crust as well as a main part of the Paleo-Asian Ocean. This orogenic belt broke up and expanded into an ocean on the basement of the craton formed in the early Neoproterozoic. Its development progressed through polycyclic accordion-style opening-closing movement (when one part opened the other part closed, and the head was connected with the tail) and multiple transformations of land and sea, and finally a number of trench-arc-basin systems were amalgamated and consolidated into a new Paleo-Asian continent at the end of the Carboniferous. After the formation of the continent, it was not stable; strong activity and orogeny still continued during the Meso-Cenozoic. The manifestations include poly-epochal ophiolite and orogenic granite and different types of orogeny.

Key words: polycycle; accordion-style movement; orogeny; Junggar orogenic belt

新疆博格达山链新生代再生造山机理
——岩石圈内切层‘开”合’造山带的典型代表

王宗秀[1]，李 涛[2]
（1. 中国地质科学院地质力学研究所，北京 100081；2. 中国地震局地质研究所，北京 100029）

摘要：博格达山链是新生代成长起来的山脉，经历了古生代初始造山、中生代伸展调整、新生代复活造山的完整发展演化历程，是开展陆内造山和再生造山研究的理想之地。针对博格达山链新生代再生造山过程中无明显变质作用、岩浆活动、韧性变形等这种‘强造山”弱表现’的造山地质记录特征，根据山体新生代的变形特点、变形构造组合，并结合深部探测资料，提出‘双向挤出’断块隆升的造山模式，认为深部南北向相向运移及岩石圈的深部约束是博格达山链新生代再生造山的主要动力机制。

关键词：博格达山链；再生造山；造山带类型；深部约束
中图分类号：P541 文献标识码：A 文章编号：1671-2552(2004)03-0286-08

天山山脉绵延耸立于中亚腹地，呈东西向延伸，全长2500 km，宽250~350 km，是亚洲主要的、规模巨大的年轻山脉之一。在中国境内，天山呈近东西向或北西西向屹立在新疆中部，夹持于准噶尔和塔里木盆地之间，东西延伸达1700 km。作为天山山脉一支的博格达山、巴里坤山和哈尔里克山，为东天山的高大山系，呈东西向夹持于准东盆地、巴里坤盆地和吐哈盆地之间，全长600 km多，宽30~60 km。在漫长的地质历史长河中，天山在早古生代时期就已经是欧亚大陆中的一条规模巨大的结合带，经历了多次强烈的地壳变动。新生代时，在印度板块与欧亚板块碰撞并持续向北推挤这一无可比拟的巨大动力作用下，天山地区的地壳遭受了强烈的挤压缩短，并在晚古生代定格的构造格局基础上发生复活，形成了一条规模宏大的年轻的陆内再生造山带(图1)。

对天山的研究历史悠久。槽台学说、板块构造理论等均在天山付诸了实践，并取得了诸多成果。纵观以往的研究，多集中于天山地区构造格局的认识、古板块构造单元的划分及板块之间边界带的厘定等[1~10]。梁云海等[11]对新疆造山带造山作用及类型进行了论述，认为博格达山是由推覆体而来；崔盛芹、万天丰等、杨巍然、杨志华等、张原庆等许多学者，从大陆造山带角度，对天山造山带的类型提出了较为一致的观点[12-16]；冯瑞士等[17]从推覆构造角度论述了东天山的发展演化，并认为东天山新生代变形为浅层次推覆构造特点。除此之外，邓起东等、Allen等众多学者对东天山地区新生代的新构造活动进行了研究和论述[18-32]。但这些研究主要集中于盆地及盆山结合带，而且均未涉及再造山的机理问题。

博格达山在新生代是典型的陆内复活造山带。研究表明，博格达山及邻区自晚古生代以来经历了初始造山(晚古生代)、伸展调整(中生代)及复活造山(新生代)的成山演化历程❶。天山的复活是从新生代开始的，剧烈复活期从中新世开始，主要表现为大规模的地壳缩短和褶皱冲断推覆构造的广泛发育，而同期的岩浆作用和变质作用并不强烈，也没有复活期的蛇绿混杂岩带，明显不同于原生造山特征。博格达山新生代的再造山活动，以发育一系列逆冲-推覆构造和山体的强烈隆升为显著特点，其中山体内为厚皮逆冲-推覆构造，前陆则发育薄皮逆冲-推覆构造，二者共同构成了扇形双冲体系。

造山带是地球上最活动的构造带之一，以其特有的深、浅部构造组合、复杂的演化历史、丰富的地球动力学信息，深深吸引着众多学者。伴随一个造山带的形成，将有一系列相应的变形(韧、脆性)、变质、热活动等表现和变形-变质-热事件组合。而研究区内的博格达山，是新生代再造山和强烈抬升的结果。如此显著的造山活动，其地质记录与其他造山带相比却相当贫乏，除了广泛发育的脆性逆冲-推覆构造和强烈抬升的地质记录以外，没有发现韧性变形迹象(晚古生代的韧性收缩应变除外)、变质现象以及热活动记录，而且新生代再造山活动的这种相对单一的地质记录现象在天山造山

收稿日期：2003-09-05
作者简介：王宗秀(1959-)，男，博士，研究员，从事中新生代构造地质研究。
❶ 王宗秀.博格达山链的造山活动与山体形成演化.博士论文，2003.

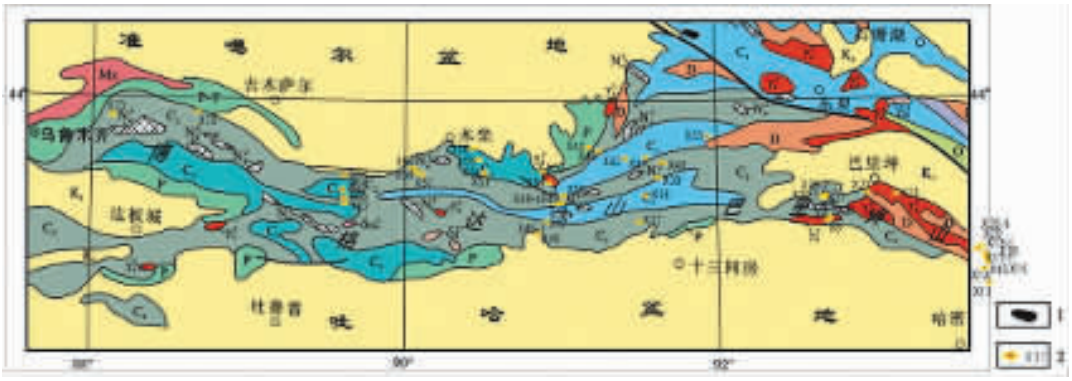


图1　研究区地质略图

Fig. 1　Geological sketch map of the study area

K_2—上白垩统;Mz—中生界;T—三叠系;P—二叠系,C_3、C_2、C_1—上、中、下石炭统;S—志留系;O—奥陶系;γ_4^2、δ_4^2、δo_4^2、N_4^2—海西期酸性-基性侵入体;1—蛇绿岩;2—采样位置及样品编号

带内均存在,至少在前人的文献中没有确切的记载。尽管天山分布有大量的侵入岩,但均是古生代板块俯冲、碰撞、造山的产物。那么,是怎样的造山机制造就了博格达山体这种“强造山、弱表现”的造山特点呢?

1　造山带的类型划分

从地槽学说出发,依据地槽类型可将地槽型褶皱带或造山带划分为优地槽型、冒地槽型等。随着板块构造理论的兴起,开始把不同的地槽类型与板块运动、陆洋关系联系起来,进而划分出大陆边缘岩浆弧、洋底岛弧俯冲型造山带以及陆陆、弧陆碰撞型造山带[33],或环洋型、地中海陆间型造山带等[34]。Khain[35]则强调陆缘型、陆间型两大类造山带的差异性特征。近年来,有些研究者侧重从造山带岩石圈的变形作用与运动方式提出造山带划分方案。如Howell[36]将地壳破裂与造山带类型划分为拉张作用、挤压作用、扭动(扭压、扭张)作用及热力作用四大类型。Sengo[37]曾仿效生物学方面的分类级别,按目、科、属等进行造山带类型划分,对最高一级的目(order)分出扭压、俯冲、仰冲、碰撞4种不同作用所控制的造山带,并主张造山带仅形成于汇聚板块边缘。Wilson[38]则根据离散、转换及汇聚3种不同类型的板块边缘,相应地划分出垂直隆升、水平剪切及水平挤压三大类型的造山带。同时,中国的一些地质学者也在有关论著中从不同角度涉及到造山带类型划分的意见。如许志琴等[39]按板块运动阶段划分出俯冲型、仰冲型、碰撞型、陆内型,按“构造类型”划分出滑脱型、挤压型、平移型、叠覆型、热隆扩展型,按“热结构”划分出冷型、热型。杨巍然[14]根据造山带构造运动性质,将造山带分为6类:岩石圈的大“开”大“合”、岩石圈的小“开”小“合”、岩石圈内的顺层“开”“合”、岩石圈内的切层“开”“合”、地体的“开”“合”、走滑转换断层的“开”“合”。本文所述新疆博格达山链新生代再生造山带可以看成是岩石圈内切层“开”“合”的典型代表。

2　造山作用及造山机制

2.1　板块边缘造山机制

造山作用是指通过构造作用隆起成山的过程。造山带是地壳上的相对活动带,是地壳和岩石圈最重要的构造单元之一。

造山带的研究始终是地球科学领域研究的重要内容之一,而造山带形成机制是当今地球动力学研究的热点问题。地球上的造山带主要是板块边缘上的造山带和板内(陆内)造山带。比较板块边缘岩石圈与软流圈运动的关系,可以发现它们的共同点是岩石圈和软流圈具有相同的运动趋势。板缘造山正是在这种层圈间相对运动背景下形成的,无论是俯冲造山还是碰撞拼贴造山都具有这种规律。在板块边缘,岩石圈和软流圈共同一致的运动使其具有巨大的动能,因此板缘的造山一般具有较大的规模和强度,多表现为广泛的构造变形变质和强烈的岩浆活动。

2.2　板内(陆内)造山形成机制

按照板块构造理论的一般规律,板块内部是相对稳定的,至少应该没有像造山运动这样高强度大规模的构造运动。是什么原因导致板内(陆内)造山呢?或许从板块内部为什么相对“稳定”可以找到答案。板块构造理论区别于固定论,在于它承认板块在地球表面上可以有数百、数千千米大规模的水平位移运动,这种大规模运动已被广泛的古地磁等工作所证实。板块的这种运动是和软流圈一起来实现的,两者都处在运动之中。根据流体力学理论,板块与软流圈之间的相对运动状态将决定板块内部的应力状态,板块内部的“失稳”必然与两大层圈间的不和谐运动息息相关。即板块与软流圈之间发生的相对运动可能是板块内部大规模构造活动的动力来源。是否是这种情况,可从板内造山机制来分析。根据地震和重力均衡资料研究,新老造山带的一个显著区别是新造山带有根而老造山带无根,即新老造山带岩石圈底界

面是不同的。从流体力学定律可知山根的存在是会产生附加应力的。印度板块与欧亚板块碰撞作用的远距离效应常被用来解释天山等中国西部造山带的复活。模型机制以A型俯冲机制和滑移线场理论较为流行[40~45]。这种远距离效应是如何传播到数千千米以外的天山造山带的呢？Ben[46]等对北美洲东、西部的构造变形进行了系统研究，认为板块之间的边界作用力可以在板内传递到2000 km左右。但是，从板缘附近300 km的地带到板块内部，构造应力（即差应力）值可以从100 MPa左右迅速地降到20~30MPa。这样，板块内部的大部分地区，差应力值太小，就几乎不会发生什么变形[46]。万天丰等[13]将中国大陆与北美进行了对比，认为中国大陆古陆块小而数量多，沉积盖层厚度大，地块经受了多期碰撞拼合，中生代以来周邻板块构造作用又相当强烈，板内应力场发生了多次变化，这一切使得中国大陆岩石圈的强度较低，易于塑性变形，在应力传递过程中，差应力值衰减得比较缓慢，有利于构造应力的长距离传递。同时又以资料较多的（176个差应力值）四川期（135~52 Ma）为例，计算了受冈瓦纳大陆的离散陆块朝北偏东方向运移、挤压的影响，中国西南部阿里地区、秦岭－大巴山地区、华北北部与东北地区的差应力值，得出在5000 km以上的应力传递过程中，差应力值减小了约90 MPa，平均每100 km衰减1.8 MPa，并强调板块间的碰撞所产生的远程效应是造成中国大陆普遍发生较强烈板内变形的主要动力学机制[13]。王绳祖[47,48]也认为通过深部物质的塑性流动可以实现应力的远程传递。塑性物质的粘性流动拖动板块运动在理论上没有什么障碍，板块运动和板缘造山与这种机制没有多少不可调和的矛盾。但如何能在板块内部形成造山运动的作用力，该粘拖模式并没有解决这个问题，它实质上是企图用板缘造山机制解决板内造山问题。对碰撞的远距离效应，无论是支持者还是反对者，注意力都集中于应力在刚性板块中的远程传递上。但这远不是问题的全部，板块碰撞不仅仅是岩石圈的问题，而是与软流圈间相互作用的综合结果。这种作用不只是简单的谁拖动谁运动的问题，在拖动过程中还有它们之间不同的相对运动。上部刚性层圈碰撞以后，下部的软流圈仍要按照自己的动力学与运动学规律调整自己的运动方式，各层圈之间的相互作用也必然随之变化。如印度板块与欧亚板块之间的喜马拉雅碰撞造山带在始新世相撞后，北部软流圈受南部持续向北运动的影响运动方式发生改变，直到现在青藏高原下的软流圈还拖动着印度板块、青藏高原和塔里木板块持续地北移[49]。因此，在进行板内（陆内）造山动力学研究时，除了考虑板块碰撞的远程效应及其可能性外，还应考虑更深部的应力状态和应力传递。板块碰撞的远程效应也好，深部应力传递也罢，这种传递及运动如果没有边界条件的改变，在板块内部是不会形成造山作用力的。那么，应力在板内（陆内）和深部传递过程中如何转化为造山的呢？笔者认为“深部约束”可能是应力转化的关键。如青藏高原周缘（中国境内），被西昆仑山、阿尔金山、祁连山、龙门山及康滇地轴所围限，而这5条山链在印度板块与欧亚板块碰撞以来，彼此间的构造表现及时空演化存在明显的差异，其根本原因在于深部边界条件的差异，即深部不同段对青藏高原整体深部的向北、向东运动的约束差异，也正是这种深部约束以及约束边界条件的差异，才在周缘地区造成原先造山带的复活以及各段山链在复活构造变动中表现出的差异。对于深部约束，可能存在以下几种情况：①山根的存在使应力在传递过程中受阻而转变为造山作用力。②岩石圈内的薄弱带。圈层间的运动（地壳、岩石圈、软流圈之间）必然产生摩擦阻力，在薄弱带转化为造山作用。③块体的相向运动（可有被动与主动之分）深部碰撞（但不俯冲），造成应力集中，并在地壳浅部形成造山带。第③种情况往往与第②种情况有密切关系。Dewey等和Molnar认为必须用地壳流变学和连续介质变形理论及方法去研究大陆内部的构造变形作用，Dewey还认为板内（陆内）构造变形基本上是粘性流动局部受阻于硬块的运动，因此不能用刚性板块理论去解释[50~52]。而这种流动的局部受阻就是深部约束。博格达山的新生代造山机制为在地壳薄弱带之下南北向的相向运动，造成早期裂谷和岛弧的整体“挤出造山”。

3 新生代再造山机理

3.1 山体的物质组成

博格达山体主要由中、下石炭统组成。岩石组成为紫红色安山岩、安山质角砾凝灰岩、角砾状安山岩、灰绿色英安质凝灰岩、角砾状安山熔岩、安山质角砾熔岩、紫红色岩屑砂岩、灰绿色杂砂岩、浅灰色岩屑凝灰质砂岩、英安质岩屑凝灰岩、熔结凝灰岩、英安质集块岩等。上石炭统和二叠系集中分布在山体南北两侧，主要为一套碎屑岩建造。除此之外，山体中还出露若干华力西期的辉绿岩、辉长岩、闪长岩和花岗闪长岩岩体，岩体的长轴多与山体走向一致（图1）。

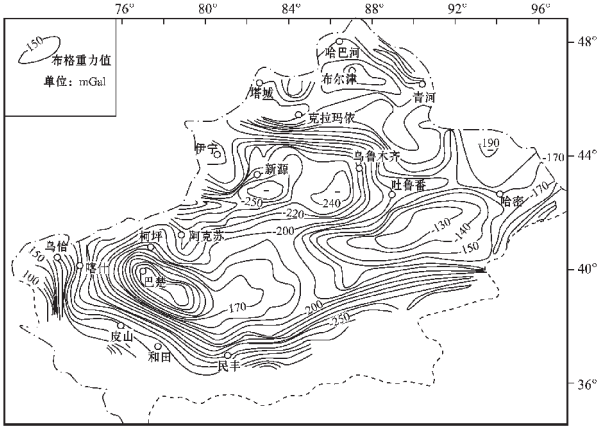


图2 天山及邻区布格重力异常图

（据邓起东等，2000）

Fig. 2 Bouguer gravity anomaly map of Tianshan and its adjacent areas

3.2 地球物理场特征

3.2.1 重力场

1°×1°平均布格重力异常图(图2)[18]表明,天山及其邻区全为负值区,变化范围−70~−300 mGal。其中东天山地区的布格重力异常不具明显的特征,吐哈盆地与准东盆地之间的博格达山链为一呈东西向延伸的弱梯级带。东天山地区的平均布格重力异常,其最大负值约−170 mGal,与西天山相比差达100 mGal左右,显示东天山具有"无根"的特点。

东天山地区的自由空气重力异常值较低,主要为0~40 mGal,呈条带状,走向近东西,其中博格达山和巴里坤山是2个异常值略高的区域。与此相反,博格达山两侧附近的准东盆地和吐哈盆地则表现为负的异常区。这些负异常与那里的负地形相对应,一般反映了浅部物质的亏空和盆地沉积层密度较小的特点(图3)[53]。

在天山地区的均衡重力异常图上,东天山为20~40 mGal,吐哈盆地为−20~40 mGal,准东盆地为−40~60 mGal,均衡异常总体呈近东西走向,山体与盆地之间表现为弱的异常带(图4)[53]。很明显,就总体而论,整个东天山地区(包括吐哈盆地、准东盆地)都处于相对稳定的状态,尽管如此,博格达山与两侧盆地之间的均衡异常相差40 mGal左右。山体的正

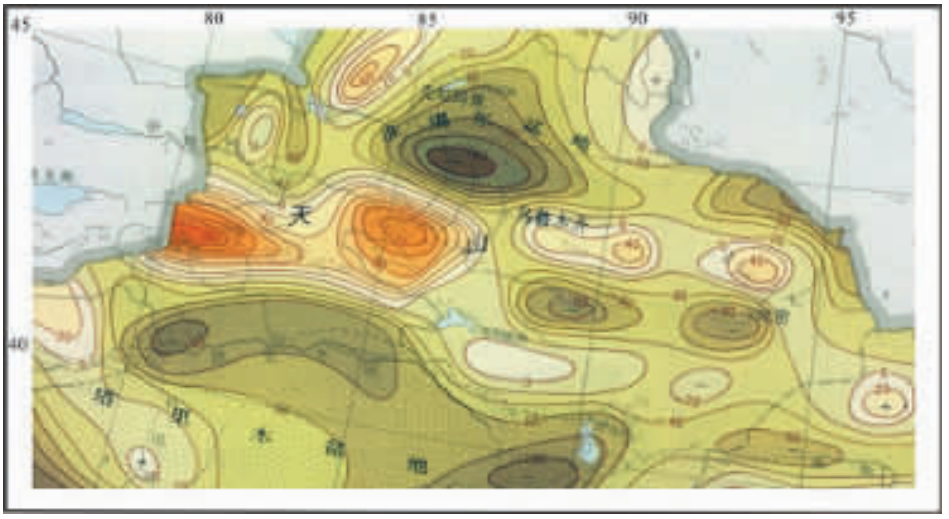


图3　天山地区自由空气重力异常图(单位:Gal)

(据中国地震局,1989)

Fig. 3　Free−air gravity anomaly map of the Tianshan area

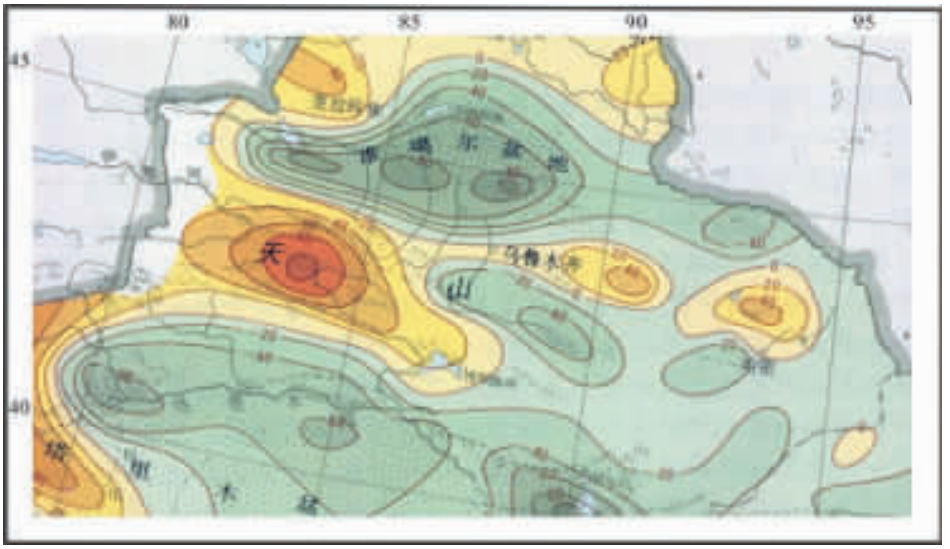


图4　天山地区均衡重力异常图(单位:Gal)

(据中国地震局,1989)

Fig. 4　Isostatic gravity anomaly in the Tianshan area

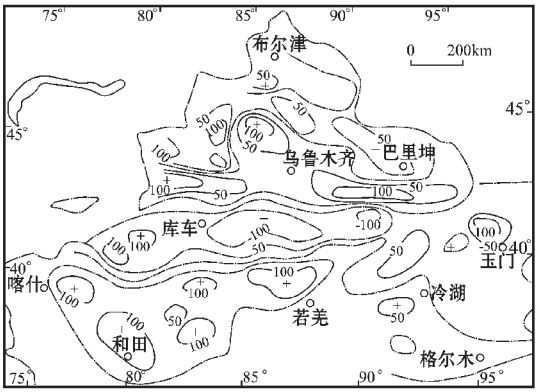


图5 天山及邻区深部磁场图(单位:nT)
(据马杏垣,1989)

Fig. 5 Deep magnetic field in Tianshan and its adjacent areas

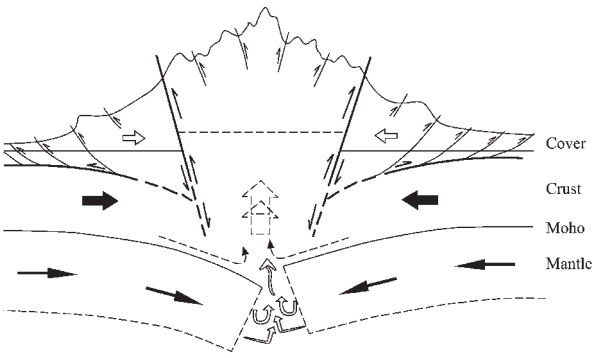


图6 "双向挤出"断块隆升造山模式

Fig. 6 Model of fault-block uplift and orogeny by two-way extrusion in the Bogda mountain chain

Cover—盖层;Crust—地壳;Moho—莫霍面;Mantle—地幔

异常说明地壳上部质量过剩造成补偿不足,引起深部物质的亏空,其结果势必导致山体下降以满足"山根"的质量需要;盆地中较轻的沉积物质和负地形造成地壳质量不足以致下部补偿过剩,只有通过上地幔的隆起才能消除剩余补偿部分。这种山体的下降和盆地的抬升都是相对而言的,从而在理论上保持天山地区处于均衡状态[54]。

然而,事实并非如此,新疆地区地壳垂直形变速率表现为,北天山为强烈抬升,最大值达17.8 mm/a,而准噶尔盆地等则处于相对下沉,其形变速率由南向北递增,出现一种反均衡现象。根据均衡理论,正负均衡异常的出现都意味着曾经历过强烈的构造运动,以致产生均衡破坏,那么后期的运动在理论上应朝着恢复均衡的方向发展,反均衡现象说明构造运动引起的均衡破坏仍在继续,来自地壳或上地幔的深部上隆力抵消了均衡恢复力而成为主导力源[54]。这种反均衡现象在中国西部许多高原地区都存在。

3.2.2 磁场

磁力异常反映了浅部和深部(20~30 km)磁性地质体的分布、变化和空间形态。天山及邻区磁异常的长轴基本上沿东西向和或北西西向展布,有由西向东收敛的趋势,磁场强度变化幅度大,最大值达400 nT[49]。

大致以木垒为界,以西的博格达山链为正磁场背景,并与准噶尔盆地连成一体,磁异常体总体表现为北西西走向;以东的博格达山链和巴里坤山链为负磁场背景,山体边缘的磁异常线呈东西向展布。而博格达山链南侧的吐哈盆地的磁场为呈东西向分布的长棒状,磁场强度为50~150 nT,与北侧山体界线分明(图5)。

上述地球物理场的特点表明,由准东盆地和吐哈盆地所夹持的博格达山链为一近东西向展布的地球物理变异带。变异带的存在意味着博格达山链所在部位为一构造带,而这个构造带可能是断裂带或块体结合带。总之是地壳内的构造薄弱带。

4 造山模式

什么样的造山机制造就了博格达山这种"强造山,弱表现"的造山特点呢?在各类造山带资料的综合分析对比基础上,本文提出博格达山新生代再造山的"双向挤出"断块隆升造山模式(图6)。按照杨巍然[14]造山带类型划分的初步方案,博格达山新生代再生造山应归属岩石圈内的切层"开"合"类型。

这个模式的出发点基于山体厚皮构造的形成。在山下部大约50 km深处(根据赵俊猛提供的深部资料),山体南北两侧的深部物质分别向北(南侧)和向南(北侧)倾斜运移(图6),在博格达山薄弱带深部相遇(其中北侧倾斜的角度较南侧偏大),并由倾斜挤压产生水平及垂向挤压并存的应力场。而在深部相向运移的同时,也带动地壳做水平相向移动,同样使山体范围内的地壳浅部遭受垂向挤压及水平挤压(抵消了一部分由于σ_1垂直面引起的水平拉伸)并存的应力场。深部和地壳浅部这种垂向和水平并存的应力场可能完全吸收了深部物质的继续下插,而转为强烈的上拱作用力,加之早先裂谷形成的有利楔形边界条件,在上述垂向和水平挤压应力场共同作用下,早先裂谷边界正断层发生构造反转,使得整个裂谷内的物质被整体挤出,在挤出的同时,内部产生一系列次级扇形逆冲推覆构造。伴随着挤出的持续进行和山体抬升,在山体两侧前陆形成前展式薄皮逆冲推覆构造。在这种整体挤出机制下,被挤出的块体内部首先产生破裂,并沿破裂面形成逆冲断层,而且这种逆冲断层往往位移规模不大,并以脆性活动为主要特征。因为没有强烈的韧性剪切发生及深大断裂的存在,很难形成由剪切热引起的局部熔融现象和相应的动热变质的发生,即使在深部由于强烈挤压可以形成岩浆作用或上地幔热物质(山体下部存在低速区),但由

于不存在深大断裂构造(岩浆通道),也很难使深部岩浆沿断裂侵位于地壳浅部或到达地表。同样由于深部向上的上拱作用完全吸收了深部物质可能的继续下插,即下插现象可能在二者相遇处停止,并转化为向上的作用力,这样,在山体下部就可能不存在山根。

5　造山动力机制讨论

5.1　新生代再造山活动的起始时间

研究表明,天山在新生代早期经历了长期的剥蚀夷平阶段[18],造山活动实际上经历了山体隆升和前陆盆地的变形、褶皱隆起等阶段。

根据作者利用磷灰石裂变径迹法测得博格达山的隆升历史可知,博格达山自始新世晚期开始,存在3个较强烈的隆升阶段,分别为始新世晚期、渐新世末期至中新世早期、中新世末期至上新世早期。其中渐新世末期至中新世早期为最主要阶段,可能代表博格达山造山的鼎盛时期。除了上述3个主要隆升阶段外,在60 Ma时也存在一次隆升记录,但不及上述3次明显和强烈❶。另外,对新生代沉积物的已有研究表明,东天山渐新世磨拉石与下伏地层的不整合接触代表了天山隆升的起始时间[22,24],这与作者的磷灰石裂变径迹测试结果基本一致。Hendrix等[21]利用磷灰石裂变径迹法测得东天山地区晚渐新世至早中新世的揭顶作用,也就是天山隆起遭受剥蚀的时间距今24 Ma,这个结果与本文获得的主要隆升阶段相一致。邓起东等[18]根据山前前陆盆地的沉积历史研究,认为中新世以前的沉积厚度普遍较小,从中新世开始,本区出现了广泛的沉积速率增长过程,各坳陷内中新世的沉积厚度均大于此前的新生代各时期的沉积厚度,提出天山隆升的起始时间可能为早中新世。作者认为,造山活动与沉积之间的确存在一定的响应关系,隆升速率与沉积厚度之间也存在一定的对应关系。但造山与沉积以及隆升速率与沉积厚度之间是有时间差的。就像磨拉石代表造山运动,但造山的初期并不一定就产生磨拉石建造,此外,沉积物的沉积速率和沉积厚度还与当时的古地理条件、气候条件等因素有直接关系。因此,博格达山新生代的隆升时间应早于早中新世,结合磷灰石裂变径迹测年数据分析及沉积响应的有关证据资料综合分析,本文认为博格达山由中生代伸展调整转为挤压造山的转换时间为白垩纪末。即为博格达山复活造山的磷灰石裂变径迹起始时间。

博格达山体隆升后,开始向南北两侧扩展,在前陆盆地中渐进式地形成了一系列的薄皮式逆冲-推覆构造。根据邓起东等[18]和张培震等[25]的研究,这一强烈变形开始发生于上新世末至早更新世初。

5.2　新生代再造山活动的动力机制

目前,国内外地质学家们普遍认为,印度板块与欧亚板块的碰撞及其后的推挤作用不仅使天山的中生代构造重新复活,而且它所引起的新生代变形导致了天山再生隆起和南北两侧前陆盆地的陆源碎屑堆积,形成了现今的山、盆地貌与构造格局[22,55]。但关键的问题是,产生于板块边界的挤压应力是怎样传递和作用到天山的,这种应力又是怎样引起天山变形的?Chen等和Avouac等根据古地磁模型计算,认为塔里木块体9°左右的顺时针的旋转是造成天山构造变形和地壳缩短的主要原因[23,56]。天山距现代板块碰撞边界远约2000 km,而且板块间的汇聚挤压缩短主要被青藏高原地壳增厚、高原内部块体旋转和块体的向东挤出等所分解吸收[57~64],这样,在约2000 km外的板块碰撞造成的推挤作用传递到天山地区并引起天山的强烈隆升和变形的应力可能不大。邓起东等[18]根据东、西天山变形强度差别及Roecker和Burtman等的研究成果,认为天山新生代构造变形是帕米尔高原的推挤起着主导作用。Roecker 等[65]在研究哈萨克和吉尔吉斯天山地区的三维速度结构时,发现塔拉斯-费尔干纳断裂以东的天山上地幔顶部的速度较低,一直延续到近300 km,未出现较坚强的"山根",推断较热的上地幔物质托浮起天山。同样在天山地区也可以看到类似的现象,地壳和上地幔的结构极不均匀[54,66]。本文认为,板块碰撞的远程效应是存在的,而且,更深处的传递可能比浅部更有效,但这不应是主导因素,否则无法解释与博格达山相隔仅约100 km的觉罗塔格山(吐-哈盆地南缘),同为古生代造山带,为什么新生代时期没有表现出与博格达山同样的强烈造山活动。也就是说,这种远程效应为什么越过觉罗塔格山直接作用于博格达山,而且约2000 km范围内的所有山链在新生代期间均有明显的构造活动记录,恰恰觉罗塔格山不明显。再者,若山体的抬升是深部热物质上托为主导因素,而不考虑块体间水平挤压作用的影响,这在目前的确是难以想象的,而且也很难解释再造山活动过程中所产生的强烈构造变形现象。

总之,作者认为,博格达山新生代再造山活动及前陆变形,是深部双向(自北向南和自南向北)汇聚及岩石圈深部约束(深部物质相向汇聚、岩石圈薄弱带)起主导作用。尽管有关北部块体深部新生代以来自北向南运移的文字记载缺乏,但这并不等于否认这种运移存在的可能性。

参考文献:

[1]任纪舜,姜春发,张正坤,等.中国大地构造演化[M].北京:科学出版社,1980.

[2]王作勋,邹继易,吕喜朝,等.天山多旋回构造演化及成矿[M].北京:科学出版社,1990.

[3]肖序常,汤耀庆,李锦轶,等.试论新疆北部大地构造演化[A].见:305项目"新疆地质科学"编委会编.新疆地质科学(第一辑)[M].北京:地质出版社,1990,47~52.

[4]肖序常,汤耀庆,李锦轶,等.古中亚复合巨型缝合带南缘构造演化[A].见:肖序常,汤耀庆主编.古中亚复合巨型缝合带南缘构造演化[M].北京:北京科学技术出版社,1991.1~29.

❶ 王宗秀,李涛,柳永清,等.新生代博格达山链隆升的裂变径迹证据.科学通报,待刊.

[5]李锦轶.试论新疆东准噶尔古生代板块构造演化[A].见:肖序常,汤耀庆主编.古中亚复合巨型缝合带南缘构造演化[M].北京:北京科学技术出版社,1991.92~108.

[6]李锦轶,肖序常,汤耀庆,等.新疆北部金属矿产与板块构造[J].新疆地质,1992,10(2):138~146.

[7]陈哲夫,梁云海.新疆多旋回构造与板块运动[J].新疆地质,1991,9(2):95~107.

[8]方国庆.东天山古生代板块构造特点及其演化模式[J].甘肃地质学报,1994,3(1):35~40.

[9]何国琦,李茂松,刘德权,等.中国新疆古生代地壳演化及成矿[M].乌鲁木齐:新疆人民出版社,香港:香港文化教育出版社,1994.

[10]张良臣,吴乃元.天山地质构造及发展史[J].新疆地质,1985,3(3):1~14.

[11]梁云海,李文铅,李卫东,等.新疆造山带造山作用及类型[J].新疆地质,1999,17(4):289~297.

[12]崔盛芹.论全球性中—新生代陆内造山作用与造山带[J].地学前缘,1999,6(4):283~293.

[13]万天丰,赵维明.论中国大陆的板内变形机制[J].地学前缘,2002,9(2):451~463.

[14]杨巍然.论造山作用和造山带[J].地质论评,1999,45(1):10~14.

[15]杨志华,李勇,苏生瑞,等.论陆内造山作用和陆内造山带[J].矿物岩石,2001,21(3):169~172.

[16]张原庆,钱祥麟,李江海.造山作用的两大类型与成因差异[J].吉林大学学报(地球科学版),2002,32(1):5~10.

[17]马瑞士,舒良树,孙家齐.东天山构造演化与成矿[J].北京:地质出版社,1997.

[18]邓起东,冯先岳,张培震,等.天山活动构造[M].北京:地震出版社.2000.

[19]Allen M B, Windly B F, Zhang Chi, et al. Basin evolution within and adjacent to the Tianshan Range, NW China [J]. Journal of the Geological Society, 1991, 148:369~378.

[20]Hendrix M S, Graham S A, Carroll A R, et al. Sedimentary record and climatic implications of recurrent deformation in the Tianshan: evidence from Mesozoic strata of the Tarim, south Junggar and Turpan basin[J]. Geol. Sci. of Am. Bull., 1992, 104:53~79.

[21]Hendrix M S, Dumitru T A, Graham S A. Late Oligocene-early Miocene unroofing in the Chinese Tianshan: An early effect of the India-Asia collision[J]. Geology, 1994, 22:487~490.

[22]Windley B F, Allen M B, Zhang C, et al. Paleozoic accretion and Cenozoic redeformation of the Chinese Tianshan Range, central Asia[J]. Geology, 1990, 18:128~131.

[23]Avouac J P, Tapponnier P T, Bai M, et al. Active thrusting and folding along the northern Tianshan, and Late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzhungaria and Kasakhstan [J]. J. Geophys. Res., 1993, 98:6755~6840.

[24]Allen M B, Zhang Chi, Guo Jinhui. Evolution of the Turpan basin, Chinese Central Asia[J]. Tectonics, 1990, 12(4):889~896.

[25]张培震,邓起东,徐锡伟.天山北麓玛纳斯活动逆断裂-褶皱带的变形特征与构造演化[J].活动断裂研究,1994,(3):18~32.

[26]邓起东,冯先岳,尤惠川,等.新疆独山子-安集海活动逆断裂-褶皱带的变形特征及其形成机制[J].活动断裂研究,1991a,1:17~36.

[27]邓起东,冯先岳,张培震,等.乌鲁木齐山前坳陷逆断裂-褶皱带及其形成机制[J].地学前缘,1999,6(4):191~201.

[28]王树基.吐鲁番盆地的新构造运动及其表现[J].干旱区地理,1994,17(1):1~8.

[29]柏美祥,范芳琴,吴晓莉,等.博格达山北麓活动构造[J].内陆地震,1997,11(1):16~21.

[30]李志忠.天山北麓新构造的形成和演化[J].新疆大学学报(自然科学版),1994,11(3):104~111.

[31]刘和甫,梁慧社,蔡立国,等.天山两侧前陆冲断系构造模式与前陆盆地演化[J].地球科学,1994,19(2):727~740.

[32]李军,冯先岳,陈杰.霍尔果斯活动逆断裂-褶皱构造研究[J].活动断裂研究,1992.

[33]Dewey J F, Bird J M. Mountain belts and the new global tectonics[J]. Jour. Geophys. Res., 1970, 75:2625~2647.

[34]Mattauer M. Subduction de lithosphere continentale, decollement croute-manteau of chevauchements dechelle crustale dans la chaine de collision himalayenne [J]. C. R. Acad. Sc. Paris, 1983, 296:481~486.

[35]Khain V E, Mikhaylov A E. General geotectonics (in Russian) [M]. Mosciw: Nedra, 1985.326.

[36]Howell D G. Tectonics of suspect terrans: mountain building and continental growth [M]. London: Chapman & Hall, 1989.232.

[37]Sengor A M C. Tectonics and orogeny after 25 years—A Tethyan perspective[J]. Earth Sci. Rev., 1990, 27:1~201.

[38]Wilson J T. On the building and classification of mountains[J]. Journal of Geophysical Research, 1990, 95(B5):6611~6628.

[39]许志琴,崔军文,张建新.大陆山链变形构造动力学[M].北京:冶金工业出版社,1996.

[40]Molnar P, Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effecta of a continental collision[J]. Science, 1975, 189:419~426.

[41]Molnar P, Tapponnier P. Active tectonics of Tibet[J]. Geophys. Res., 1978, 83:5361~5375.

[42]Tapponnier P, Peltzer D, Armijo R. On the machanics of the collision between India and Asia[J]. Geol. Soc. London Spec., 1986, 19:115~157.

[43]Avouac J P, Burov E B. Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth[J]. Geophys. Res., 1996, 101:17747~17769.

[44]Neil E A, Houseman G A. Geodynamics of the Tarim basin and Tianshan in central Asian[J]. Tectonics, 1997, 16(4):571~584.

[45]Matta P, Tapponnier P, Arnaud N, et al. Tectonics of western Tibet, between the Tarim and the Indus [J]. Earth Planet Sci. Lett., 1996, 142:311~324.

[46]Ben A, Van Der Pluijm, John P, et al. Paleostress in cratonic north America: implications for continental interiors[J]. Science, 1997, 277(8):794~796.

[47]王绳祖.亚洲大陆岩石圈多层构造模型和塑性流动网络[J]. 地质学报, 1993, 67(1):1~18.

[48]王绳祖.岩石圈下层塑性流动与板缘驱动力的远程传递[J].长春科技大学学报, 1999, 29(1):1~8.

[49]马杏垣,丁国瑜,高文学,等.中国岩石圈动力学地图集[J].北京:中国地图出版社,1989.

[50]Dewey J F, Hempton M R, Kidd W S F, et al. Shortening of the continental lithosphere: the neotectonics of eastern Ana-

tolia—a young collision zone[J]. Collision Tectonics, London: Geological Society Special Publication, 1986,19:3~36.

[51]Molnar P. Continental tectonics in the aftermath of the plate tectonics[J]. Nature, 1988, 335(6186):131~137.

[52]Dewey J F. Extensional collapse of orogens[J]. Tectonics, 1988, 7(6):1123~1139.

[53]国家地震局.中国岩石圈动力学地图集[M].北京:中国地图出版社,1989.

[54]胥颐.重力均衡与天山的构造运动[J].内陆地震,1996,10(3):209~216.

[55]Tapponnier P, Molnar P. Active faulting and tectonics in China [J]. J. Geophys. Res., 1977,82:2905~2930.

[56]Chen Y, Cogne J P, Courtillot V, et al. Paleomagnetic study of Mesozoic continental sediments along the northern Tianshan and heterogeneous strain in central Asia[J]. J. Geophys. Res., 1990,96:4065~4082.

[57]Avouac J P, Tapponnier P. Kinematic model of active deformation in Asia[J]. Geophys.Res. Lett., 1993, 20:895~898.

[58]England P C, Houseman G A. Finite strain calculations of continental deformation, Comparison with the India-Asia collision zone[J]. J. Geophys. Res., 1986,91:3664~3676.

[59]England P C, Molnar P. Right-lateral shear and rotation as the explanation for strike-slip faulting in eastern Tibet [J]. Nature, 1990,344:140~142.

[60]Molnar P, Lyon-Caen H. Fault plane solution of earthquakes and active tectonics of the Tibetan Plateau and its margins [J]. Geophys. J. Int., 1989,99:123~153.

[61]Tapponnier P, Pelzer G, Le Dain A Y, et al. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insight from simple experiments with plasticine[J]. Geology,1982,10:611~616.

[62]邓起东.青藏高原活动断裂晚第四纪的运动性质和错动速率兼论青藏高原和内部次级块体的运动学特征[A].喜马拉雅地质科学国际讨论会论文摘要[C].1984.119~122.

[63]Peltzer G, Tapponnier P. Formation and evaluation of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: an experimental approach[J]. J. Geophys. Res., 1987,93(15):85~117.

[64]Xu X W, Deng Q D. Nonlinear characteristics of paleoseismicity in China[J]. J. Geophys. Res., 1996, 101:6209~6231.

[65]Roceker S W, et al. Three-dimensional elastic wave velocity structure of the western and central Tien Shan [J]. J. Gophys. Res., 1993,98(B9).

[66]胥颐,刘福田,刘建华.天山上地幔结构及其对壳内构造运动的作用[J].地震地质, 1998, 20(4):405~412.

Mechanism of Cenozoic revival orogeny in the Bogda mountain chain, Xinjiang

WANG Zongxiu[1], LI Tao[2]

(1. *Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100081, *China*;
2. *Institute of Geology, China Seismological Bureau, Beijing* 100029, *China*)

Abstract: The Bogda mountain chain grew in the Cenozoic. Its evolution went through a complete process, i.e. Paleozoic initial orogeny, Mesozoic extension and readjustment and Cenozoic revival orogeny. The Bogda mountain chain is an ideal area for the study of intracontinental orogeny and revival orogeny. There were no records of orogenic geology of pronounced metamorphism, magmatism and ductile deformation during the Cenozoic revival orogeny of the mountain chain. According to such "strong orogeny" and "weak manifestations" and Cenozoic deformation features and deformation structure associations of the mountain chain, coupled with the deep sounding data, the authors advance an orogenic model of fault-block uplift by "two-way extrusion". In addition, the authors think that the principal dynamic mechanism of the Cenozoic revival orogeny of the Bogda mountain chain is north-south relative migration and deep constraints from the lithosphere.

Key words: Bogda mountain chain; revival orogeny; orogenic belt type; deep constraint

构造节律的物理背景——复杂过程的简单控制

黄定华[1]，段怡春[2]，王庆飞[1]，姚凌青[1]

（1. 中国地质大学地球科学学院,湖北 武汉 430074；2. 中国地质博物馆,北京 100034）

摘要：从模型研究的角度出发,分别讨论了全球和区域尺度的构造节律问题。以地球的圈层结构和质量分布为前提,可推出固态内核不能稳定平衡于球心位置的结论。以此为基础,可以建立一个简约和自洽的全球运动模型。按照相应的热-机械能耦合模式,地球的运动可以划分出4个不同性质的阶段,从而构成地球演化的最高一级运动节律。区域构造节律在这一背景下存在,且可由更为简单的机械运动产生。

关键词：构造节律；物理背景；机械运动；全球运动模型

中图分类号：P541　　**文献标识码**：A　　**文章编号**：1671-2552(2004)03-0294-04

Morgen[1]、Larson[2]和Stein[3]等分别针对皇帝火山岛、大西洋和阿拉伯半岛的火山活动,先后以地幔柱模式对板块运动的驱动机制进行了讨论,将过去以地幔对流为主导的驱动机制修正为板块运动的原动力来自核-幔边界的地幔柱上升过程。丸山茂德[4]则进一步把这种过程加以总结,提出现代全球热过程由一个位于南非大陆之下的超级热幔柱和一个位于欧亚板块之下的超级冷幔柱为枢纽而控制。尽管上述推断有多方面的地质学、地球物理和地球化学等观测资料证实,但是,对下述问题的解释仍不尽人意,即:①在地球的所有内部圈层中,地壳、地幔和外核都参与了板块运动,为什么内核置身事外,与之没有直接联系？②一个相对于地球坐标长期固定的地幔柱究竟是怎样产生、强化和衰减的？能否预测其演化规律？③在地史资料中表现出来的构造节律,是人为划分的结果,还是由必然的物理机制所控制？为探讨对这些问题的合理解释,本文从模型研究的角度出发,就全球和区域尺度的2级构造节律问题进行了初步分析。

1　全球运动模型与全球构造节律

1.1　基于壳-幔-核耦合过程的全球运动模型

作者等[5]提出了一个由壳-幔-核3个圈层相互耦合、共同导致板块运动的全球动力学模型,以下简称为SCM。

SCM的运动过程可叙述为如下的一个“四冲程”的往复循环过程,即:①由于某种原因,使内核发生偏移而离开球心位置;②在偏移一侧的外核中,由于对流层厚度减小,热对流将显著加强,使同侧地幔底部受到更强烈的烘烤,从而形成超地幔柱并上升至岩石圈底层;③上升幔柱烘烤岩石圈使之破裂,同时产生新的地壳;④新生地壳随着破裂的岩石圈板块朝另一半球运动,到达且汇聚于某个新的极限位置(图1)。简言之,基于SCM,地球内部的核-幔-壳3圈层耦合的运动过程,可概略地表示为如图2所示的4个阶段。

SCM最为特殊之处在于:上述的4步冲程完成后,模型还具有自反馈的机制,使这4个冲程会因此周而复始地发生和维持下去。因为紧接着第4步过程,在汇聚板块发生碰撞和俯冲的过程中,这一部位的质量也逐渐增加,直到打破全球引力平衡,并吸引内核反过来向汇聚板块所在的半球运动。这样一来,当内核重新偏移到另一半球后,将重新导致此侧外核对流强化、地幔底部物质加速熔融,使该部位的地幔柱开始逐渐生成和活跃起来,被激化的新生地幔柱加剧活动,汇聚板块又会再次被烘烤、撕裂并漂移

收稿日期：2003-07-18

科研项目：国土资源部“十五”专项《成矿时空场演化动力学研究》资助。

作者简介：黄定华(1952-),男,教授,从事构造地质学教学与研究工作。E-mail:hdhua@cug.edu.cn

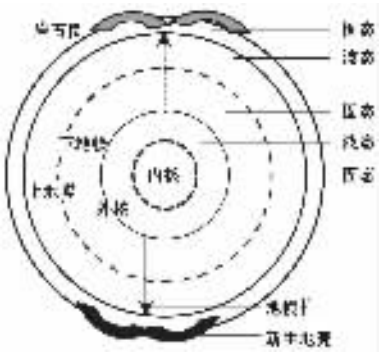


图1　地球圈层耦合动力学模型

Fig. 1　Layer coupling dynamic model of the Earth

从地球内核到地壳,地球的物质组成依次是固-液-固-熔融(液!)-固态的;上半球的虚线箭头示潜在的地幔柱,灰色块体示将汇聚的岩石圈板块

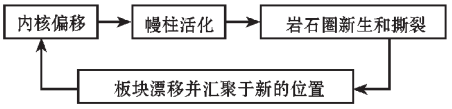


图2　SCM的运动流程示意图

Fig. 2　Flow sheet of SCM movement

离去(图1),等等。于是SCM所描述的上述4步过程又会重新发生一次,从而构成一种稳定存在的全球运动节律。

SCM在已有的板块运动模式基础上,增加了对内核偏移和由于板块漂移引起的全球质量改变的考虑。这2种效应在地质时间尺度上应该是无法忽略的。只要加上地幔柱的作用,无须再有任何其他的外加因素,板块运动就能够自足地继续下去。这恰好构成一种真正意义上的核-幔-壳耦合运动。

由上述讨论可以看出,岩石圈板块运动仅仅是这一全球圈层运动体制中的一个可直接观察的部分。显然,这种运动能否发生和维持,将主要依赖于:板块运动引起的全球质量再分布究竟能否使内核发生偏移?内核偏移能否引起幔柱的差异性活动?只有这2条前提成立,SCM才有可能是既简明又合理的。为此简析如下。

众所周知,固态内核是悬浮在液态外核之中,并因此与地壳和地幔隔绝的。故地壳和地幔对于内核的作用只能通过引力来传递。因此总可以建立如图3所示的拖带坐标系。其中x轴为地球质量分布的对称轴,2个半球对内核的引力作用可以它们的等效质心m_1和m_2对内核质心m_{ic}的作用来代替。由此可根据Newton运动定律和Stocks方程,建立内核运动方程:

$$m_{ic}\frac{d^2x}{dt^2}=F-F'=f\left(-\frac{m_1m_{ic}}{r_1^2}+\frac{m_2m_{ic}}{r_2^2}\right)-4\pi a_0\eta v \qquad (1)$$

其中,$F=f\left(-\frac{m_1m_{ic}}{r_1^2}+\frac{m_2m_{ic}}{r_2^2}\right)$为除内核以外的2个半球质量对内核的引力之和,是内核发生偏移的驱动力;$F'=4\pi a_0\eta v$为内核偏移时,因外核的粘滞作用所受的运动阻力;m_{ic}为内核质量,m_1为(除内核以外的)半球质量,m_2为另一半球的质量,a_0为内核半径;f为引力常数,η为外核的粘滞系数,$v=dx/dt$为内核偏移的速率;r_1、r_2分别为内核质心与2个半球等效质心之间的距离(图3)。

在平衡态时,根据式(1),有$\frac{r_1}{r_2}=\sqrt{\frac{m_2}{m_1}}$,故当且仅当$m_1=m_2$,同时$r_1=r_2$时,$f=0$,内核才会稳定于地球的球心位置,否则,$f$必不为零,内核的偏移就难以避免。事实上,由于地球深部的物质运动,如地幔柱的活动及其导致的岩石圈板块运动,m_1与m_2的相对大小总是不断发生改变的,从而必将使内核也随之在2个半球之间做相应的来回振荡,即内核偏移不可避免。究其原因,从式(1)、(2)不难看出,这一振荡过程的实质,其实就是地球质心因各种原因发生位置变化时,内核也必然要随之趋向新的地球质心的过程。而当内核因此发生偏移时,由式(1)可知,粘滞力F'只能在一定程度上影响内核运动的速率,却不能改变内核按式(2)运动、直到达到一个新的平衡位置的趋势。可见,地幔柱活动和岩石圈板块运动的结果是必然会引起内核偏移的。

其次,按照对地幔柱模式的共识,幔柱的生成是因为外核中熔融铁散发的热量通过传导过程穿透核幔边界,在该界面上方的100~200 km内,由地幔底层的固态硅酸盐岩石吸收。当这一过程持续到积累了足够的热能后,这层因过热而密度显著降低的地幔岩石将上升近3000 km,到达岩石圈底部而形成地幔柱(图1,下半部分)。内核偏移改变了核-幔之间的热传导距离,使该距离较短的半球内的热传导优于另一半球。尤其是在外核中存在热对流时,即使是内

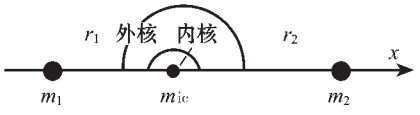


图3　地球内核偏移关系示意图

Fig. 3　Diagram showing the relation of the deviation of the inner core of the Earth

核的很小偏移，也将引起核-幔之间热传导的强烈变化。这是因为，从热力学知道，Raynord数$R_a=gk\Delta Td^4$(其中d为对流层厚度)，即R_a与d之间存在着高度非线性的关系，对流层厚度的稍微变小，将使对流强度以指数律增长。因此内核向一侧偏移时，此侧地幔底部受到的热烘烤作用也将因外核热对流的急剧强化而逐步和显著地加强，直至激活新地幔柱并使之上升到地球表层，从而推动板块运动。当由后者引起的2个半球质量分布的对比再度改变后，内核会开始向另一侧偏移。这一侧核-幔之间的热传导也将逐渐减弱，地幔柱活动随之衰减，直至最终由另一侧产生的新地幔柱所代替。由此可见，内核的偏移是可以引起地幔柱的强化、活动乃至衰减的。

尽管由于磁耦合作用，内核还有对于壳、幔的差异旋转，但两者激发机制不同，运动的时间尺度不一(前者为10^1a，而SCM运动的时间是以地质时间尺度计算的)，故内核差异旋转与本文所述的内核偏移在物理上是可以叠加的，但是相互独立、互不干涉的2种运动。

综上所述，在图2所示的各个环节之间存在着有效且有序的耦合与驱动关系，因此SCM所描述的全球运动在物理上是合理的，在地质上也是可能发生的。

1.2 对SCM的进一步讨论

(1)如果地球的运动确实是依照SCM的方式进行的，那么对于地球的实际组成而言，这种运动既不需更多其他外界条件的加入，也不能缺少已有(分层及物态)条件中的任何一部分。从这一意义上讲，按SCM运动的地球恰好构成了一个自洽且自足的动力学体系。

(2)作为一个完整的和自足的地球动力系统，SCM还提供了一种就地球现有结构和物态条件而言最简单、最有效的运动方式。它的反馈机制及自组自稳的特征，使得板块乃至核-幔之间的运动和演化可以长期维持，并可以表现出各种复杂的但却确定的行为，如板块的周期性变向运动、泛大陆的周期性聚散和地幔柱的迁移等，就是这种驱动机制所必然会带来的产物和过程。换言之，全球尺度的板块运动，在某种程度上，可以认为是一种有必然节律的周期性运动。地外因素可以暂时干挠或中断这一过程，但却不能改变它运动的根本规律。

2 陆-陆碰撞模型与区域构造节律

2.1 碰撞板块的弹性力学模型

在陆-陆碰撞的情况下，多数会有碰撞造山带的发育。其中由于水平挤压而形成的纵弯褶皱，往往是造山带得以形成的一个重要构造组分。而后者的发育表明，碰撞过程具有明显的弹性变形特征。故不难建立陆-陆碰撞的力学模型。

为简化讨论过程，将2陆块的碰撞简化为一维弹性碰撞模型，即只考虑沿碰撞方向的变形过程。因此可将其看做一个一端固定、长度为l、截面积为A的均质杆(示被动碰撞陆块)中的应力-应变传播问题。设杆受到一个质量为M、以速度v_0运动的刚体(示主动碰撞陆块)的撞击(图4)，其运动机制可用一维波动方程描述(式2)，杆变形的边界条件则需要在求解过程中确定(式3)。

$$c_0^2\frac{\partial^2 u}{\partial x^2}=\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \qquad (2)$$

式中$c_0^2=E/\rho$是杆中的弹性波速。

在撞击过程中，杆的撞击端应力$\sigma=\sigma(0,t)$为负值，说明刚体与杆保持接触(即碰撞的2陆块互相靠拢)，否则表示两者已经分开。这样，杆(即被碰撞陆块)的边界条件和初始条件可以确定为：

$$\sigma(0,t)A=M\frac{\mathrm{d}v}{\mathrm{d}t}(0,t),\text{当}\sigma(0,t)<0 \qquad (3-1)$$

或$\sigma(0,t)=0$(此时为开或合的临界状态) (3-2)

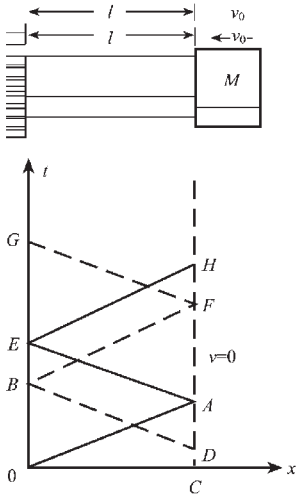


图4 陆块碰撞的简化模型

Fig. 4 Simplified model of collision of continental blocks

实线$0A$，AE和EH将坐标平面划分为3个不同性质的运动区间，虚线DB，BF和FG为求解特征线

以及$v(l,t)=0,\sigma(x,0)=v(x,0)=0$　　(3-3)

区域构造是否有某种周期性节律,尽管会受到多种因素的影响而不能一概而论,但根据陆块碰撞的这一模型,仍然可以得到一些确定的结果。

2.2　陆块碰撞引起的"开"与"合"

前面已经提到,在2个陆块因碰撞而造山时,褶皱的发育表明这类过程存在着弹性变形的成分。基于上一小节的模型,可以将从碰撞开始的时刻0到结束时刻G的运动,利用方程(2)和(3)逐步解出。其中时刻G的解为

$$v_G=v_0(e^{-2\beta}-2\beta\frac{t-2\tau}{\tau})e^{-\beta(t-2\tau)\tau}$$
$$\sigma_G=\rho c_0 v_0[2\beta(\frac{t}{\tau}-2)-(2+e^{2\beta})]e^{-\beta(t-2\tau)\tau} \quad (4)$$

式中$\beta=\rho A l/M$为杆与刚体(被碰撞陆块与主动陆块)的质量之比,是一个无量纲量。$\tau=l/c_0$则具有时间量纲,为应力弹性波从杆的一端传到另一端所需要的时间。

从G时刻应变速率v_G的表达式(式(4)中第一个解式)可以看出,如果杆的质量比刚体的质量大得多,即$\beta\to\infty$,则当$t>2\tau$时,$v_G>0$,表示在第一次碰撞后,2陆块会再次分开。这表明,在2陆块自由碰撞(或软碰撞)的过程中,如果其中一个陆块的质量远大于另一个,则碰撞造成的汇聚往往不可能一次完成。只有在多次碰撞中,弹性应力波消耗殆尽后,才会最终聚合。即使2陆块的质量相差不多,即$\beta=constant$为一有限值时,令

$$4\beta-(2+e^{-2\beta})>0 \quad (5)$$

从式(4)中可以得到,当$t=4\tau$时,有$\sigma_G>0$,因此两者在碰撞过程中,仍有可能再次分开。

3　全球构造节律与区域构造节律关系的简单讨论

由于全球运动的节律是客观存在的,故在其每一个旋回的不同阶段,都会对区域构造的节律产生影响。即当前者反复发生时,引发的后者之间的碰撞也会反复发生,这样就会造成一个地区多次发生开合与升降等构造过程。而当我们将从模型中得到的一般结论与具体地质背景有机地结合起来讨论时,就有可能对这些节律的时空特征在一定程度和精度上进行合理的分析。

参考文献:

[1]Morgan J W. Convection plumes in the lower mantle[J]. Nature, 1971,230:42~43.

[2]Larson R. Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume[J]. Geology, 1991,19:547~550.

[3]Stein M, Hoffman A. Mantle plumes and episodic crustal growth [J]. Nature, 1994, 372:63~64.

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

[5]黄定华,吴金平,段怡春,等.从内核偏移到板块运动[J].科学通报,2001,8:646~651.

Geophysical background of tectonic rhythms —simple control on the complex process

HUANG Dinghua[1], DUAN Yichun[2], WANG Qingfei[1], YAO Lingqing[1]

(1. *School of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan* 430074, *Hubei, China*;
2. *Geological Museum of China, Beijing* 100034, *China*)

Abstract: Starting from the model study, the paper discusses the problem of global- and regional-scale tectonic rhythms. On the premise of the layering structure of the Earth and quality distribution, it draws the conclusion that the solid inner core cannot stably maintain its balance in the location of the Earth's center. On that basis, a concise and self-harmonic global movement model may be constructed. According to the corresponding heat energy-mechanical energy coupling model, the Earth's movement may fall into four stages of different natures, and thus the highest-order movement rhythm of the Earth evolution may be formed. The regional tectonic rhythm may exist in such a background and be produced in more simple mechanical movement.

Key words: tectonic rhythm; geophysical background; mechanical movement; global movement model

评开合构造研究中的辩证思维

余良耘

(中国地质大学人文与经济学院,湖北 武汉 430074)

摘要:中国学者杨巍然、姜春发、张抗等提出的开合构造是大地构造学中的一种重要观点。该观点系统地总结了大地构造研究乃至地球科学研究的最新成果,站在辩证思维的高度,把地质运动概括为开裂与聚合2种基本形态,并从不同时间、空间、规模、级次等多方面的对立统一关系上阐述了它们的共同规律。

关键词:开合构造;辩证思维;哲学意义

中图分类号:P541;N031 文献标识码:A 文章编号:1671-2552(2004)03-0298-05

20世纪下半叶以来,随着国内外地质学家对大地构造研究的不断深入,其基础理论也呈现出由低级到高级、简单到复杂、片面到全面、局部到整体的发展趋势。开合构造就是中国学者总结大地构造研究的成果而提出的一种重要理论。早在1984年,杨巍然等[1]就提出,作为复杂过程的地质运动,可以概括为开裂运动与聚合运动2种基本形态,简称为"开"与"合"。由开裂运动与聚合运动形成的各种地质现象,称之为开合构造[1]。开合理论的提出,不仅是构造地质学的重要成果,而且是整个地球科学发展的内在要求和必然结果。

1 开合构造是地球科学发展过程中不断进行"自我求和"的产物

早在130年前,恩格斯对19世纪中叶自然科学的最重要成就做出了辩证唯物主义的概括,写出了经典著作《自然辩证法》。恩格斯[2]指出:"辩证法对今天的自然科学来说是最重要的思维形式,因为只有它才能为自然界中所发生的发展过程,为自然界的普遍联系,为从一个研究领域到另一个研究领域的过渡提供类比,从而提供说明方法。""一切运动的基本形式都是接近和分离、收缩和膨胀,——一句话,是吸引和排斥这一古老的两极对立。"

杨巍然等在长期的科学研究过程中,自觉地运用辩证法的思维方式,不断总结大地构造的客观规律,思想和方法已上升到辩证唯物主义的哲学思维高度。他提出的地学开合律,不仅是科学研究实际成果的结晶,而且与恩格斯关于自然界的矛盾运动、辩证发展的思想是完全吻合的。开合运动是地球运动的高级形式,包括地球的物理运动、化学运动和生物运动等各种形式,但又不能简单地归结为其中的任何一种运动[3]。开合构造揭示了地球物理、化学、生物运动的不同形式的内在联系,为地学研究从一个领域过渡到另一个领域提供了说明方法[4~9],称得上是在新的条件下地球科学"自我求和"的产物。

综观一部地学史,就是各种各样的学说和理论不断提出、斗争、排斥和接受的过程史。地学的发展,时而伴随着理论思维的重大突破,时而伴随着学术观点的系统综合。这种系统综合以矛盾斗争为前提,可能产生于不同的时期,有不同的范围或者不同的水平。可以把地学理论发展过程中各种对立观点的不断综合的现象称之为地学史的"自我求和"。这种求和对推进地学的发展具有重要作用。

地学史上第1次重要的求和工作是由"近代地质学之父"、英国学者赖尔做出的。他在1830—1833年出版的《地质学原理》一书中,总结了18世纪以来近代地质学的成就,认为以维尔纳为代表的水成论和以赫顿为代表的火成论的对立,不是绝然的,而是可以统一起来的。导致无机界变化的各种大营力,可以分成两大类,即水成作用和火成作用。这2种作用都是导致地质变迁的原因。

收稿日期:2003-07-18

科研项目:湖北省教育厅"十五"规划项目资助。

作者简介:余良耘(1956-),男,副教授,从事科技哲学(地学哲学)、科技技术与社会发展方面的教学和研究。

虽然赖尔总结了18世纪到19世纪上半叶地质学理论的成果，把水成与火成的作用统一起来，但无论是水的沉积还是岩浆的喷发都只涉及到垂直升降的运动，地壳的水平运动还没有进入地学家的视野。19世纪中叶到下半叶，经典地质学的理论体系趋向成熟，其主要成就反映在地槽地台学说中。槽台学说中的主导思想，仍然是一脉相承地坚持“固定论”。依据地槽地台理论，人们只能找到地壳垂直运动的充分证据，而根本不相信“大陆壳”与其“壳下”之间能发生大规模的平移运动过程。

20世纪以来的地质学以“活动论”为主线，“固定论”成为现代地质学发展中的反衬“材料”，就像牛顿力学成为爱因斯坦的相对论的反衬一样。1912年德国气象学家魏格纳提出的大陆漂移说，是地学史上最富于革命性和创造性的假说，虽然对这个理论的接受显得困难重重、一波三折。由于魏格纳为大陆漂移所提出的驱动机制，经不住当时地球物理学实践的检验，因而很多学者都反对大陆漂移的观念。曾经有些学者在各自的研究过程中会有意无意地涉及到大陆平移的观点，但总显得不那么公开或理直气壮。中国著名地质学家李四光等人曾经提出了他们独具特色的活动论，但却遭到固定论者的猛烈抨击和反对。虽然李四光的地质力学理论中有较丰富的地质构造的水平运动内容，但他和他的同事们始终否认其学术思想属于活动论的范畴[10]。

1960年，赫斯在海底地貌探测技术与古地磁方法应用的基础上，提出了海底扩张说，不仅复活了地幔对流说，而且给大陆漂移说以重大支持。20世纪60年代末期，麦肯齐、摩根和勒皮雄等科学家几乎同时提出了板块学说。该学说认为，岩石圈板块在软流圈上环绕一个特定的轴各以一定的速度旋转，它们之间的碰撞、离散和位错是全球构造演化的主要过程。这样板块学说就为真正按照行星规模解释地球的结构、成分和作用提供了框架，为地质科学的研究和发展提出了一个强有力的纲领。由于板块间的山脉隆起（垂直运动）可以用板块的冲撞（水平运动）来解释，这样板块学说在强调水平运动的同时，有机地综合了固定论与活动论的成果，因而它是地学科学发展过程中的又一次大的求和。

板块理论的求和结果，使众多的学派归化于其麾下。一时间，大家都成为板块理论的支持者。但问题在于，板块学说是不是毫无缺陷，可以解释一切呢？是不是从今以后地学理论就不需要做出新的求和的努力呢？其实，再好的科学理论，既有其有效解释经验事实的特有长处，同时也存在着不可避免的局限性和弱点。板块理论使碰撞造山的概念深入人心，造山带的形成皆被认为与洋壳俯冲、陆壳相碰有关。但实际资料显示，洋盆闭合之后的陆壳演化阶段，仍然有强烈的造山运动。这种板内的造山运动，不太好用板块碰撞来解释。另外，随着对板块挤压隆起作用研究的不断深入，其反面，即板块的拉开、伸展作用却没有受到应有的重视，这就使地学研究留下了一些空白和弱势区域。而这些区域，可能蕴藏着较多的值得研究的问题，并可以导致一些新的有价值的发现[11]。这样，对地质构造理论做出新的求和的努力就势在必行。

中国学者杨巍然、姜春发、张抗等，长期从事区域地质学和大地构造学的教学和科研工作，积累了丰富的理论成果[12-22]。早在1980年前后，就形成了开合构造的思想。1984年，杨巍然等在《地球科学》上发表了《中国构造演化中的“开”与“合”》[1]。杨巍然独自并与其他学者一道发表了一系列有关开合构造方面的论文[4-9,12]。同时，姜春发等其他地质学家也在开合构造领域进行了卓有成效地研究，形成了一批有价值的科研成果。

显然，大地构造运动是一个复杂的、多层次的、多方面的过程，板块理论虽然能较好地解释“板缘”运动，但对“板内”运动的解释则是无力的。开合构造强调开合类型具有关键性的意义，而开合类型的建立是板块构造和非板块构造在矛盾对立之中求和的表现。开合类型是通过分析总结有成因联系的区域地层、构造、岩浆活动、变质作用和矿化特征等有规律的组合来确定的。根据目前的科研成果，杨巍然[3]将开合构造分为6种类型，从而相应地划分6类造山带：岩石圈的大开大合、岩石圈的小开小合、岩石圈内顺层开合、岩石圈内切层开合、地体开合和走滑转换断层开合。这6种开合类型形成一个既有区别、又相互作用的整体，将接近与分离、挤压与伸展、大陆大洋的运动与微古陆小洋盆的运动、岩石圈的水平运动与岩石圈的垂直运动等有机地统一起来，全面地揭示了大地构造中有生有灭、有分有合、有张有弛、多角度、多视野、多层面的永恒运动与发展的复杂辩证联系。开合构造不是一种简单的公式，也不是机械的思维方式所能企及的，它是探索大地哲理的学者长期艰苦思维的结晶，是用科学哲学化、哲学科学化的思维方式来认识地球、揭示地球运动规律的

理论成果的升华。开合理论既综合了板块理论的成果,又克服了其存在的局限性,将板块构造思想与非板块构造思想有机地融合起来,是地球科学理论发展的又一次“自我求和”。

2 开合观点是大地构造中复杂的矛盾对立统一关系的系统概括

科学的发展伴随着新的理论模式的提出,这种模式表面上看起来只是我们观察自然的一种思路,但本质上它是大量经验事实在理论家头脑中的反映。由于地质运动是包括物理、化学、生物运动在内的复合运动形式,其中各种类型、各个方面、各种因素的矛盾对立统一关系表现得十分突出。而开合模式则是大地构造中复杂的矛盾对立统一关系的有机概括和理论表现。

开合构造的突出特征体现在强调“开”与“合”的对立统一。杨巍然指出,开裂作用和挤压作用及其所形成的构造一直是人们关注的重点,但长期以来都是孤立地对它们进行研究,而且在区域地质研究中偏重挤压构造,相对忽略了对伸展构造的深入探讨。开合构造作为一种大地构造理论,强调开裂运动与聚合运动是统一地球动力体系中的2种基本运动形式。开裂可以形成盆地、裂谷、坳拉槽、槽地、大洋等构造,它们各有不同的岩浆、沉积、变质和成矿特征。聚合则褶皱造山、隆起成陆,同样伴随着特有的多种地质事件。在地史上,大陆与大洋演化的最基本特征是“开”与“和”有规律的重现,开裂的最高产物是大洋的出现,聚合的最终结果是大陆的联合、固结。地壳和岩石圈就是这样不断开裂又不断克拉通化地发展。开合构造过程包括了一系列矛盾的相互对立、相互依存、相互渗透和相互转化的关系,体现了地质运动过程的辩证本性[3]。

(1)以开为起点、以合为终点的时间旋回性的对立统一。从时间概念来看,开与合可以相互转化,一个时期以开为主,另一个时期则以合为主。一开一合便构成一个构造旋回。构造旋回可以是多级次的,即由开到合,由合到开,又由开到合的不断转化的过程。中国有学者把北京西山南部中新生代构造变形划分为10个世代,变形体刚好是开合的交替,构成5个旋回。还有学者通过对全国各地质时期重大地质事件的对比,列出有代表性的造山作用25个和裂陷作用18个,以它们的构造范围和与之相关的沉积、岩浆、变质等特点而确定其构造强度。显然,以开为起点合为终点的旋回,比单纯只考虑挤压作用显得更加完备和成熟。尽管挤压作用与隆起造山、固结成陆等现象关系密切,但如果只局限于此,就会把地质变化看成是局部的、零散的和毫无联系的。同时,如果只看到挤压,看不到开裂,那么挤压运动从何而来就难以解释。只有将二者看成是相互联系和相互转化的,才能符合客观过程的全貌[3]。

(2)此处为开、彼处为合的空间互补性的对立统一。从空间上来看,开与合相辅相成,一个地区开裂,相邻地区必然聚合。不同区域的构造是相互联系、相互影响、相互制约的[3]。例如中生代初期,新特提斯洋打开,形成加勒比特提斯、中大西洋、破蒙特-利古利亚洋、瓦尔达尔-印度河-雅鲁藏布江大洋型特提斯等,在它们的北面伴随有古特提斯洋的关闭。在中国,古生代时古陆内部发生大规模的张裂,形成南天山-北山裂解带、北秦岭-祁连-昆仑裂解带、南秦岭-大巴山裂解带;相反,中国古陆边缘广泛发生挤压,北与西伯利亚古陆对接,南与南海-印支古陆对接,西南与印度古陆对接。

(3)不同规模、不同级别的形式多样性的对立统一。在表现形式上,开合的规模有大有小,级别有高有低。既有岩石圈的大开大合,出现大陆、大洋和大陆边缘并存的古地理地貌,形成俯冲造山带和碰撞造山带,同时又有岩石圈的小开小合,表现为微古陆、小洋盆、多岛海的古地理景观,形成断裂造山带。既有岩石圈内顺层开合所形成的推覆造山带,又有岩石圈内切层开合所形成的断块造山带。既有地体开合所形成的增生造山带,又有走滑转换断层的开合所形成的转换造山带[3]。从多样性上看,它们有不同的规模和级次;从统一性上看,它们又都是有开有合的过程。

(4)既有特殊又有普遍的不均一性中的对立统一。开与合无论在时间、空间、内容、形式、强度等方面都是不均一的,其发展是不平衡的,这也是存在于事物运动中的普遍规律。我们甚至可以说每一次地质构造或者旋回都是一种不可能再绝对重复的过程。这一特点是由地学研究对象的复杂性所决定的,而这种复杂性也正是地学理论思维必须面对的挑战之一。但这种差异性或不均一性并不意味着地质构造演化没有共性或普遍性、没有客观规律或共同趋势可言。例如,通过总结对比中国各构造旋回板块构造的特征,有学者得出的中国板块构造演化的总趋势是:板块规模逐

渐增大，板内构造越来越复杂多样，板块力学性质表现为刚性不断增强，空间演化上会出现由点到线再到面的构造迁移，等等[18]。通过特殊发现普遍，通过不均一发现共同趋势，正是学者们努力的目标。

3　开合构造是地学研究的一个纲领

开合构造概括了地学理论发展中的诸多成果，展现了大地构造中方方面面的复杂的矛盾对立统一关系，克服了囿于某一层面的思维定势的局限，反映了地质运动的普遍规律，因此，它可以作为地学研究的一个重要纲领，对地学中不同学科的研究都起促进作用。结合中国国情来看地质学的发展，开合理论的建立具有特别重要的意义。

首先，中国地学研究只有具备了思维的突破性，才能大胆地建立起自己的理论模式。中国地质科学发展水平如何，哪些方面居世界前列，哪些还存在较大的差距，这是一个有争议的问题。很多学者认为，中国在地学理论方面自己的建树不太多，很多情况下是照搬国外现成的理论。在科研上，往往是遵循别人的思维模式，忽视自己的地质特征。研究论文往往只是提供自己的数据，去验证别人的观点，无形中降低了自己的思维水平[23]。实际上，中国的思维方式与西方的思维方式是各有长短的，我们要善于扬长避短，发挥自己的长处，然后用别人的长处来弥补自己的短处。英国著名科学史家李约瑟博士，对西方机械分析的思维方式感到不满，于是致力于研究中国科技史。他认为中国思维方式中的系统有机论可以弥补西方盛行的机械分析论的不足。显然，地学思维中的开合理论突出体现了中国科学思维的系统有机的特征，注重了事物与矛盾方方面面的辩证关系，它不是简单地照搬西方的学说，而是在实际的研究过程中有所升华和再创造。中国要想站在地学理论的高峰，就必须有自己的理论思维，并争取能走在世界的前列。开合理论在这方面的努力非常可贵，它不仅可以用来解释中国地质构造的基本特征，而且对全球地质构造的研究，都是一个不可多得的可靠纲领，具有普遍的指导作用。

其次，开合观点为地学的不同学科提供了共同的思路与语言，便于促进不同学科间的相互融合与共同发展。从板块理论问世以来，随着科技的进步与观念的更新，先后诞生了地体构造理论、碰撞构造理论、薄皮构造理论和伸展构造理论等。这些分支学科进一步充实和完善了板块理论，但在研究中，显得有些各自为战，互不联结，因而力量比较分散，问题也不集中。而开合理论抓住了地质运动的本质过程，即开裂运动与聚合运动，指明了二者在各个层面上都存在的对立统一的关系，这就使研究的问题更加集中有序，使总结的规律更加客观全面，使分析问题的思路更加清楚明白，使采用的方法更加完备合理。这样，开合理论就可以为不同的学科提供一个可“兼容”的思想平台，大家可以有共同的思维、概念和术语，以便于各学科间的沟通，促进不同学科的相互渗透和结合，并导致新思想的出现和新学科的形成。

第三，开合观点能够解释更多地质构造方面的事实，更能切合中国地质科技发展的实际。开合理论用系统综合的观点，把大地构造方面的诸多关系连接起来，从时间、空间、方式、内容、形态等各个层面上探讨其相互依赖与相互作用，显然，比单一的板块碰撞或漂移开裂更能涵盖大量的事实。此外，开合类型的建立能对特定的地质构造及其运动做出准确的预言。通常，理论中的逻辑进步与实践中的价值进步是相吻合的。开合理论可以指明实践中的一些新的值得研究的问题，例如对伸展构造研究的意义，从而克服以前科研过程中的一些不足，使理论研究更适合中国的“地情”。我们可以从构造地质学和石油地质学的角度，探讨中国中、新生代盆地的构造类型、结构构造、形成机理和演化历史及其与油气藏的关系；通过对岩石圈的结构与动力学的研究，探讨中国中、新生代含油气盆地的分布与形成；从构造地质学和海洋地质学的角度，揭示中国南海的形成与演化及其与油气藏分布的关系，等等[24,25]。如果我们能够在实践中获得更大的成功，收到更好的效益，就说明开合理论有久远的生命力。

最后，开合构造符合实践—理论—再实践的认识发展规律。按照唯物辩证法的思维，人类的认识是循着实践—理论—再实践这样的道路永恒发展的。开合理论的提出是地学家们长期艰苦实践的产物。杨巍然在运用开合律对秦巴造山带的研究中取得突破以后，又对祁连山造山带、柴达木北缘造山带、新疆北山造山带和汾渭裂谷系作了专题研究，还对日本造山带、欧洲的阿尔卑斯造山带、北美的科迪勒拉造山带、美国的盆–岭构造和俄罗斯贝加尔裂谷作了实地考察。在大量科学研究基础上，他提出了6种开合类型，是开合理论的核心。他还归纳出探究开

合构造的7个步骤，对造山带的研究具有实际指导意义[3]。作为一种强有力的研究纲领，开合理论在地学界产生了强烈的反响。目前中国构造地质学界已经形成共识，并在中国地质学会构造地质专业委员会下成立了开合构造研究组。中国开合构造研究已经有了较大的发展，形成了以杨巍然、姜春发、张抗、陈哲夫为首的4个研究集体[3]。在众多专家的共同努力下，开合构造的理论意义与实践意义进一步显现出来。如运用断块开合说研究中国沉积盆地的演化和结构，从而寻找石油与天然气；运用“开合递进律”模式研究新疆成矿系列的区域成矿模型，重点预测有色、贵金属的主攻类型及找矿方法。这些成果对中国西部大开发具有重要参考价值[3]。毫无疑问，实践是不断向前发展的，实践—理论—再实践的过程永远不会完结。在实践中，会不断对开合理论进行检验，也会不断发现新的开合类型，从而推动开合理论不断发展。随着时间的推移，开合理论将不断完善，发挥愈来愈大的影响，吸引更多学科的学者在这面哲理旗帜下探索地球运动的奥秘，同时探索整个自然界辩证运动的内在法则。

参考文献：

[1]杨巍然，郭铁鹰，路元良，等.中国构造演化中的“开”与“合”[J].地球科学，1984，9(3)：39~53.

[2]恩格斯.自然辩证法[M].北京：人民出版社，1971.15~285.

[3]杨巍然，郑剑东.中国开合构造研究的回顾与展望[J].地质科技情报，2002，12(4)：31~34.

[4]杨巍然.地学开合律[A].见：赵鹏大，王亨君.地质科学思维[C].北京：地震出版社，1993.207~236.

[5]杨巍然，杨森楠.造山带结构与演化的现代理论和研究方法[M].武汉：中国地质大学出版社，1991.3~7.

[6]杨巍然.断裂造山带[J].地球科学，1989，14(1)：9~18.

[7]杨巍然.地学“开合律”及其在造山带研究中的意义[J].地质科技情报，1992，11(3)：5~9.

[8]杨巍然，彭建兵.剪切运动在区域构造演化中的作用与意义——兼论开、合、剪的关系[J].地质科技情报，1990，9(4)：1~5.

[9]杨巍然，刘育燕，邓清禄.地球历史的开合节律与古地磁变化[J].地学前沿，1997，4(4)：241~146.

[10]郭令智，等.从固定论到活动论——大地构造理论思维轨迹[A].见：赵鹏大，王亨君. 地质科学思维 [C]. 北京：地震出版社，1993.165~182.

[11]肖庆辉.板块构造学说未来前景的评估及我们的对策[A].见：中国地质科学近期发展的战略思考 [M]. 中国地质大学出版社，1991.40~57.

[12]邓清禄，周雁，杨巍然.拉脊山早古生代火山岩盆地开合演化岩石地球化学标志[J].西北地质科学，1995，16(1)：84~91.

[13]邓清禄，杨巍然.地球历史的化学节律[J].地学前缘，1997，4(4)：191~196.

[14]杨巍然.东秦岭开合史[J].地球科学，1987，12(5)：487~493.

[15]黄汲清，姜春发，王作勋.新疆及邻区板块开合构造及手风琴式运动[A].见：佚名.新疆地质科学[C].北京：地质出版社，1990.3~10.

[16]姜春发.从多旋回说到开合构造[J].地球学报，1994，(3~4)：103~112.

[17]姜春发，杨经绥，冯秉贵，等.昆仑开合构造[M].北京：地质出版社，1992.1~224.

[18]姜春发，王宗起，李锦轶，等.中央造山带开合构造[M].北京：地质出版社，2000.

[19]张抗.断块开合说[J].地质论评，1998，44(5)：449~455.

[20]张抗.塔里木——一个经历了多次开合旋回的复杂结构盆地[A].见：康玉柱，陆青.塔里木盆地油气勘查文集(纪念沙参二井油气重大突破十周年)[C].乌鲁木齐：新疆人民出版社，香港：文化教育出版社，1994.51~57.

[21]陈哲夫，成宗德，梁云海，等.新疆开合构造与成矿[M].乌鲁木齐：新疆科技卫生出版社，1997.1~394.

[22]邱家骧，曾广策，朱云海.北秦岭-南祁连早古生代裂谷造山带与小洋盆蛇绿岩套特征及纬向对比[J].高校地质学报，1998，4(4)：393~405.

[23]易善峰.发展我国地质科学的几点战略思考[A].见：中国地质科学近期发展的战略思考[M].中国地质大学出版社，1991.3~12.

[24]孙容圭.从地质科学史谈中国地质科学发展战略[A].见：中国地质科学近期发展战略思考[M].中国地质大学出版社，1991.15~35.

[25]邓乃恭.从我国地质科学成就、经验教训和地质特点论发展我国地质科学战略[A].中国地质科学近期发展的战略思考[M].见：中国地质大学出版社，1991.32~39.

Dialectical thinking of opening-closing tectonics

YU Liangyun

(*School of Human Science and Economics, China University of Geosciences, Wuhan* 430074, *Hubei, China*)

Abstract: The theory of opening-closing tectonics proposed by the Chinese geologists Yang Weiran, Jiang Chunfa and Zhang Kang is an important tectonic theory, which systematizes the latest results in tectonic and even geoscience research. At the level of dialectical thinking, geological movement may be generalized into two basic forms, extension and compression, which express the common law of tectonics from the view-point of the unity of opposites in the contexts of time, space, scale and order.

Key words: opening-closing tectonics; dialectical thinking; philosophical significance

祥贺

开合构造文集出版

宫也先淮　开合永继

妙乎不息　韵律长驻

王鸿祖题

二〇二六

敬賀

开会旋勃板作舟
热冷相构多态流
流亮慢核長差转
服缩内外阴阳冰

"开会"联想录

马宗晋

二〇〇三、九