

喜马拉雅 - 青藏高原造山带地质演化 ——显生宙亚洲大陆生长

尹 安

(美国加州大学洛杉矶分校地球与空间科学系及地球物理与行星物理研究所)

摘 要 喜马拉雅-青藏高原造山带的地质历史显示出,自从约70Ma印度板块-亚洲板块开始碰撞以来,至少有1360 km的SN向缩短量被喜马拉雅-青藏高原造山带所吸收。导致新生代青藏高原最终构造格局明显的地壳缩短作用,大约开始在始新世(50~40 Ma)。几乎同时发生在高原南部的特提斯喜马拉雅和高原北部的昆仑山及祁连山。喜马拉雅-青藏高原造山带的古生代和中生代构造历史强烈地控制着新生代变形历史和应变分布。松潘-甘孜-可可西里地体和羌塘地体三叠系复理石杂岩的广泛出现,在空间上可能和青藏高原中部的新生代逆冲作用和火山作用有关。青藏高原南部和中部的地壳和上地幔之间地震特性的显著差异是中生代和新生代2种构造的表现形式。而前者对第三纪局部缩短的收缩变形起到了决定性的作用,并导致自由水释放进入青藏高原中部的上地幔和下地壳,并引起岩石圈地幔和地壳中物质的部分熔融。

关键词 造山带发展 大陆碰撞 喜马拉雅 青藏高原

1 引言

由陆-陆碰撞形成的造山带或许是地球表面最显著的地质特征(Dewey et al., 1973)。北美的阿巴拉契亚山造山带,欧亚大陆中部的乌拉尔山脉和东-中亚的秦岭-大别-山东造山带就是一些最好的例子,每一个都沿走向延绵上千公里。自从约35 a前板块构造理论创建以来,人们已对这些造山系的成因给予了大量的关注,很大程度上应归因于这样一个事实,即陆-陆碰撞是形成超级大陆的主要和最有效的过程,它明显地影响着地球上的地质和生物演化。在地球上所有陆-陆碰撞造山带中最具有争议但也是最引人注目的是年轻的喜马拉雅-青藏高原造山带,南部是EW走向、高海拔的喜马拉雅和喀喇昆仑山脉;北部是广阔的青藏高原(图1和图2)。这个造山系的形成主要是过去70~50 Ma间印度板块和亚洲板块碰撞所造成的,它是西自地中海,东达印尼的苏门答腊弧,距离超过7000 km的高喜马拉雅-阿尔卑斯山系的一部分。这个格外长且复杂的混合带是自古生代以来2个大陆块之间特提斯洋的闭合而发育的:北部是劳亚大陆,南部是冈瓦纳大陆(Hsü et al., 1995; Sengor et al., 1996)。

因以下几个理由,喜马拉雅-青藏高原造山带及其在东亚的邻区是研究陆-陆碰撞的理想地方。

(1) 造山带是活动的,便于使用新构造研究方法

直接论证许多地质关系(Armijo et al., 1989; Holt et al., 1995; Lacassin et al., 1998; Van der Woerd et al., 1998; Bilham et al., 1997; Larson et al., 1999; Shen et al., 1999)。

(2) 板块边界的历史是已知的,因此,陆内变形的原因可以作为与时间相关的边值问题来定量确定(Peltzer et al., 1988; Houseman et al., 1996; Royden, 1996; Royden et al., 1997; Kong et al., 1996; Peltzer et al., 1996; Kong et al., 1997)。

(3) 碰撞过程产生了各种地质特征,例如,大规模逆冲断层、走滑断层和正断层系统(Tapponnier et al., 1986; Burg et al., 1984; Burchfiel et al., 1992; Yin et al., 1994), 淡色花岗岩岩浆作用(Harrison et al., 1998b), 广泛的火山作用(Deng, 1989; Arnaud et al., 1992; Turner et al., 1993; Chung et al., 1998; Deng, 1998), 区域变质作用(Le Fort, 1996; Searle, 1996), 陆内和大陆边缘海盆地的形成(Song et al., 1993; Brias et al., 1993; Li et al., 1996)。上述地质特征和过程均可作为代表指示物,在陆-陆碰撞动力学中建立深部地球条件时可能是有用的。

由于喜马拉雅-青藏高原造山带巨大的体积和高海拔,它的地质演化也被认为在控制全球气候变化中起着重要的作用(Ruddiman et al., 1989; Molnar et al., 1993; Quade et al., 1995; Harrison et al., 1998a; Ramstein et al., 1997)。气候的变化又影响到

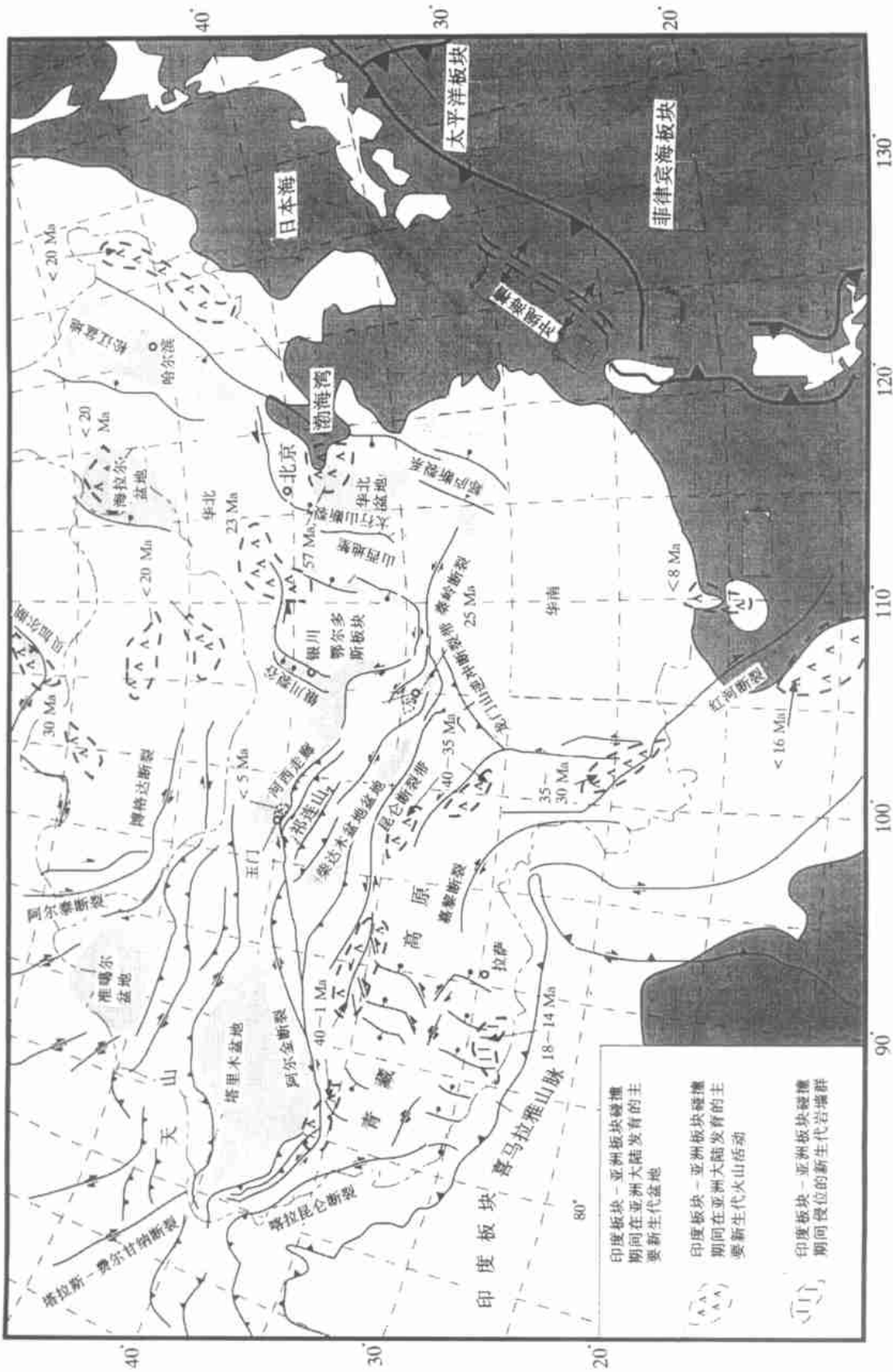


图1 印度板块-亚洲板块碰撞带和亚洲主要活动断裂系的新生代构造图

Fig. 1 Cenozoic tectonic map of the Indo-Asian collision zone and major active fault systems in Asia (本图也显示了新生代火山岩的分布及年龄)

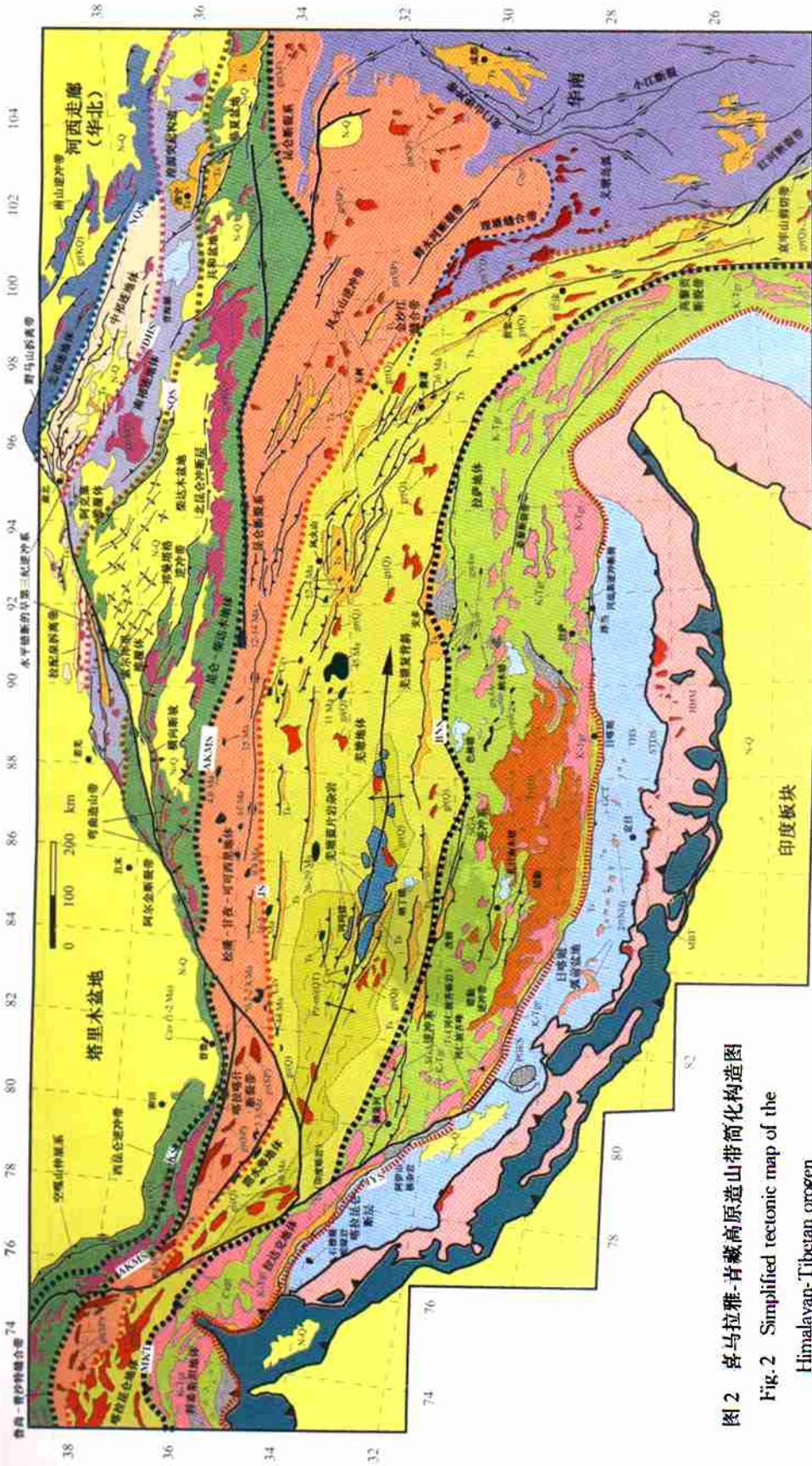


图 2 喜马拉雅-青藏高原造山带简化构造图
 Fig. 2 Simplified tectonic map of the Himalayan-Tibetan orogen

①主要岩石单元和构造单元: N—Q 晚第三系—第四系沉积; T₃ 第三系沉积; T₂ 拉萨地体早第三纪 (60~40 Ma) 林子宗火山岩; gm/Am-安多片麻岩; THS 喜马拉雅序列(元古宙—晚白垩世被动大陆边缘地层); HHM-高喜马拉雅变质岩; LHS-低喜马拉雅变质岩系列; C₁-藏中新代火山岩, 年龄数据除风火山地区引自 Zhang 和 Zheng, 囊谦地区(U-Pb 年龄)由我们研究完成, 其他全部年龄均取自 Deng(1998), 大部分年龄数据由 K-Ar 法获得。②主要深成岩: C₂gr-青藏高原东部和喀拉崑崙山脉北部新生代花岗岩; gr(NH)-高喜马拉雅花岗岩; gr(HH)-高喜马拉雅花岗岩; K-Trf-深成岩, 属于冈底斯岩基-拉达克岩基-科希斯坦弧; gr(Q)-羌塘地体中生代深成岩; gr(SP)-松潘-甘孜-可可西里地体中生代深成岩; gr(KQ)-昆崑地体和祁连山地体古生代和中生代深成岩; gr(YD)-义敦高弧三叠系深成岩。③主要缝合带: IYS-印度河-雅鲁藏布江缝合带; HNS-班公-怒江缝合带; JS-金沙江缝合带; AKMS-阿尼玛卿-昆仑-木孜塔格缝合带; SQS-南祁连山缝合带; DHS-党河南山缝合带; NQS-北祁连山缝合带; PGS-普兰-纳木那尼扩张系; PGEs-普兰-纳木那尼代构造; MBT-主中央逆冲断裂; MKT-主中央逆冲断裂; GA-狮泉河-改则-安多逆冲断裂

剥蚀速率,同时,也会改变喜马拉雅-青藏高原造山系的动力学(Beaumont et al.,1992)和其生长模式(Avouac et al.,1996)。正是岩石圈变形和大气循环之间的大规模相互作用,使得喜马拉雅-青藏高原造山带的研究比研究由大陆碰撞引起的大陆内部变形的简单事件具有更大的意义。

在过去的30 a里,对喜马拉雅-青藏高原造山带做了许多地质和地球物理调查,科学家对造山系活动构造和整体地质演化进行了大量的综合研究(Chang et al.,1973; Dewey et al.,1973; Allègre et al.,1984; Molnar,1984; Tapponnier et al.,1986; Dewey et al.,1988,1989; Burchfiel et al.,1991; Harrison et al.,1992,1998a; Molnar et al.,1993; Zhao et al.,1993; Avouac et al.,1993; Hsü et al.,1995; Nelson et al.,1996; Owens et al.,1997; England et al.,1998; Larson et al.,1999; Xu et al.,1998; Yin et al.,2000)。本文的目的是提供喜马拉雅-青藏高原造山带新生代如何演化的连贯图象。为达到这个目的,我们必须对印度板块-亚洲板块碰撞拼合之前的欧亚大陆的构造型式有一个大

概的了解。这个信息可以作为应变指标和初始条件来确定新生代期间亚洲陆内变形过程在何地、何时、如何发生的?因此,回顾的焦点首先是喜马拉雅-青藏高原造山带前新生代地质框架,然后为新生代主要构造历史和变质、火山及沉积岩单元的出现提供一个系统的综述。后者将构成对造山带时空演化解释的观测基础。

2 古生代和中生代构造

喜马拉雅-青藏高原造山带是早古生代以来从北到南,由几个微大陆、复理石杂岩带和岛弧依次增生在欧亚大陆南缘上形成的(Chang et al.,1973; Allègre et al.,1984; Sengor et al.,1996; Yin et al.,1996)。由于复杂的早期历史,因此,不首先了解地壳的成份、前新生代的结构构成及其与每个构造单元形成有关的地质事件序列,就不可能有效地解释喜马拉雅-青藏高原造山带新生代的构造历史。下面我们主要评述造山带中主要地体的前新生代地质(图2、图3),概述印度-亚洲板块碰撞前喜马拉雅-青藏高原地区的构造演化(图4)。

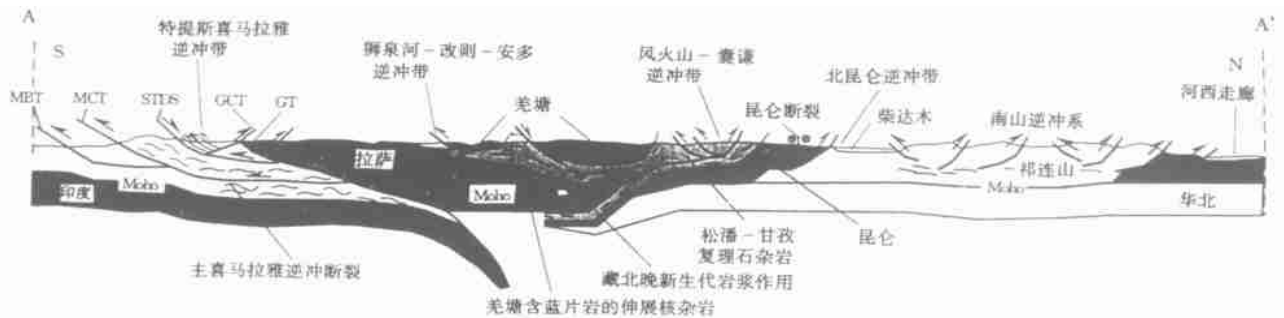


图3 横跨喜马拉雅-青藏高原造山带的地质剖面示意图

Fig. 3 Schematic geologic cross sections across the Himalayan-Tibetan orogen

MBT-主边界逆冲断裂;MCT-主中央逆冲断裂;STDS-藏南拆离系;GCT-大反向逆冲断裂;GT-冈底斯逆冲断裂系

2.1 喜马拉雅

喜马拉雅位于南部的印度地盾和北部的印度河-雅鲁藏布江缝合带之间(图2)。由以3个北倾的晚新生代断裂系为界的3个构造岩片组成:主边界逆冲断裂、主中央逆冲断裂和藏南拆离系(图2、图3)。

低喜马拉雅在构造上是最低的岩片。底部以主边界逆冲断裂为界,顶部以主中央逆冲断裂为界,主要由前寒武系碎屑沉积和变质沉积岩组成(Brookfield,1993)。高喜马拉雅底部以中央逆冲断裂为界,顶部以藏南拆离断裂为界(Burg et al.,1984; Burchfiel et al.,1992; Le Fort,1996),由晚元古界一下寒武统变质沉积岩组成(Parrish et al.,1996)。

北喜马拉雅位于藏南拆离断裂和(Burchfiel et al.,1992)大反向逆冲断裂之间(Yin et al.,1999a)。

由晚前寒武纪至古生代沉积和变质沉积岩(Yin et al.,1988; Burchfiel et al.,1992)以及厚的二叠纪至白垩纪大陆边缘序列组成(Brookfield,1993)。3个构造岩片都被认为是朝北的喜马拉雅被动大陆边缘的一部分,通常称为特提斯喜马拉雅,发育于中元古代—白垩纪(Colchen et al.,1982; Brookfield,1993)。很明显,喜马拉雅的晚新生代的逆冲作用没有牵涉到相当于印度地盾的太古代-早元古代片麻岩基底(Parrish et al.,1996)。

喜马拉雅被动大陆边缘被寒武纪至早奥陶纪花岗岩侵入(Le Fort et al.,1983),可能与超级大陆解体(Murphy et al.,1991; Hughes et al.,1999)或冈瓦纳最终会聚有关(Gaetani et al.,1991; Meert et al.,1997)。奥陶纪至二叠纪,喜马拉雅的3个构造

岩片都形成了稳定大陆地台的一部分 (Brookfield, 1993)。二叠纪期间,伴随 Panjal 玄武岩的喷发,在喜马拉雅北部裂谷开始发育。这种状态一直持续到侏罗纪末,与一个微板块从印度板块北缘分离有关 (Gaetani et al., 1991)。这个裂开的块体被解释成藏南未来的拉萨地体 (Dewey et al., 1988; Le Fort, 1996),这个推测和拉萨地体的石炭系和二叠系地层中冈瓦纳动物群的广泛出现相一致 (Yu et al., 1979; Yin, 1997)。喜马拉雅的中生代被动大陆边缘序列连续发育,直到白垩纪晚期印度板块和亚洲板块碰撞开始才影响到它的沉积相模式和沉积速率 (Shi et al., 1996; Willems et al., 1996)。

2.2 拉萨地体

拉萨地体的南北分别以印度河-雅鲁藏布江缝合带和班公-怒江缝合带为界 (Chang et al., 1973; Allègre et al., 1984; Dewey et al., 1988; Pierce et al., 1988) (图 2),它和其北部的羌塘地体在晚侏罗世时 (Dewey et al., 1988) 于安多附近 (91°E), 中白垩纪时于狮泉河 (靠近 80°E) (Matte et al., 1996), 在喀喇昆仑北部地区沿喀喇昆仑公路 (75°E) (Gaetani et al., 1993) 发生碰撞。在拉萨地体的南部和北部,与碰撞有关的连续缩短一直持续到晚白垩世,导致了地体内部 SN 向至少缩短 180 km (Murphy et al., 1997)。

在青藏高原,位于拉萨附近 (91°E) 的拉萨地体宽大约 300 km,向西变窄,在狮泉河附近 (80°E),宽度小于 100 km (图 2)。

拉萨地体向西延伸,穿过活动的喀喇昆仑右旋断裂,在印度西北部和巴基斯坦北部变成了拉达克-科希斯坦弧地体 (Pan, 1990; Searle, 1996) (图 2)。不同于拉达克和冈底斯岩基,科希斯坦弧是建立在洋壳上 (Khan et al., 1993; Sullivan et al., 1993)。与名字的改变相对应,在喀喇昆仑地区 (图 2) 班公-怒江缝合带变成了什约克缝合带,或叫主喀喇昆仑逆冲断裂带 (MKT)。向东,拉萨地体围绕东喜马拉雅构造结做了个 90° 扭曲,变成了 SN 向的带 (Li et al., 1982; Zhong, 1998)。

超镁铁岩广泛分布在班公-怒江缝合带以南的拉萨地体东部和西部 (Liu, 1988)。它们被解释为,代表了从它们的根部向北逆冲 (约 100 km 或更远) 的低角度逆冲断裂所携带来的构造岩片 (Gardeau et al., 1984; Coward et al., 1988), 或代表着传统定义的拉萨地体内更多的缝合带 (Hsü et al., 1995; Matte et al., 1996)。

拉萨地体的沉积地层由奥陶系-石炭系-三叠系浅海碎屑沉积序列组成 (Yu et al., 1979; Wang et al., 1983; Yin et al., 1988)。确信基底时代是中元古代至早寒武世,以沿拉萨地体北部格尔木-拉萨公路分布的安多片麻岩为代表 (Xu et al., 1985; Harris et al., 1988; Dewey et al., 1988) (图 2)。

上石炭系至下二叠系地层以火山碎屑沉积为特征,解释成弧后扩张的结果 (Pierce et al., 1988; Leeder et al., 1988)。上二叠系序列为以碳酸盐岩为主的浅海地层 (Wang et al., 1983)。这些岩石大多被限制在拉萨地体的北部,可能是与推测的弧后扩张有关的裂谷作用之后沉积的。上三叠系地层,大多被限制在拉萨地体的东南部,由含有丰富玄武岩的火山碎屑沉积组成。火山序列被解释成裂谷作用的结果 (Pierce et al., 1988),可能与它从印度板块分离有关。

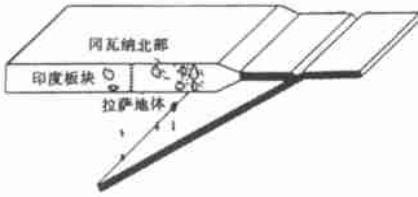
侏罗系地层主要出露在拉萨地体的北部,主要由夹有火山流体和凝灰岩的浊流层组成 (Yu et al., 1979)。通常被褶皱,并带有局部发育很好的板状劈理。在拉萨地体内广泛存在早—中白垩系灰岩和海相沉积 (Yin et al., 1988)。但在白垩纪末期,海洋沉积大多被局限于白垩纪末的班公-怒江缝合带南部 (Liu, 1988)。这种局限归因于晚侏罗世和早白垩世碰撞之后,沿着羌塘地体和拉萨地体之间的缝合带,地体连续会聚过程中晚白垩世前陆盆地发育 (Yin et al., 1994; Murphy et al., 1997, 1999)。沿着拉萨地体南缘,其古生界和中生界地层被白垩纪—第三纪为主的冈底斯岩基侵入。在拉萨地体的东北部,也普遍存在晚侏罗世深成岩 (Xu et al., 1985)。白垩纪—第三纪冈底斯岩基与印度板块向北倾的俯冲有关 (Chang et al., 1973; Allègre et al., 1984),而拉萨北部侏罗纪花岗岩可能与拉萨地体和羌塘地体之间大洋物质向南倾的俯冲有关 (Coulon et al., 1986) (图 4)。冈底斯岩基的南面是白垩纪—早第三纪日喀则弧前盆地,为世界上出露最好的弧前序列之一 (Durr, 1996)。该盆地沿着拉萨地体西南缘和东南缘北倾的渐新世—中新世冈底斯逆冲断裂俯冲 (Yin et al., 1994; Yin et al., 1999a)。日喀则弧前盆地的南界是印度河-雅鲁藏布江缝合带,它被以南倾为主的早第三纪逆冲断裂系 (大反向逆冲断裂系) 强烈地改造 (Heim et al., 1989; Yin et al., 1999a)。

拉萨地体内最显著的地质关系之一,即是基本平铺的晚古新世—早始新世 (约 65~40 Ma) 火山序列,尤其在它的南部出露很好 (Allègre et al., 1984; Coulon et al., 1986; Leeder et al., 1988; Yu et al., 1979; Wing et al., 1983; Liu, 1988),这意味着拉萨地体上地壳没有经历显著的新生代 SN 向缩短。这种关系已经由 Coulon et al. (1986)、西藏地质矿产局 (1992)、Pan (1993) 和 Murphy (1997) 等人的资料所证实。

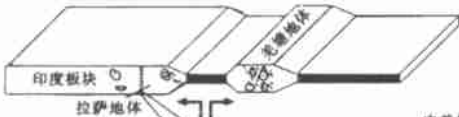
基于岩石学特征和它们的分布,对拉萨地体的演化作出下面的解释 (图 4)。元古宙晚期和古生代早期,在喜马拉雅和拉萨地体的北部,隐没于印度板块和拉萨地体之下的某种俯冲作用产生了寒武纪—早奥陶纪花岗岩。花岗岩和它的围岩经历了强烈的 SN 向缩短,表现在安多片麻岩杂岩带等倾斜褶皱

(a) 拉萨地体和羌塘地体古生代—中生代构造演化

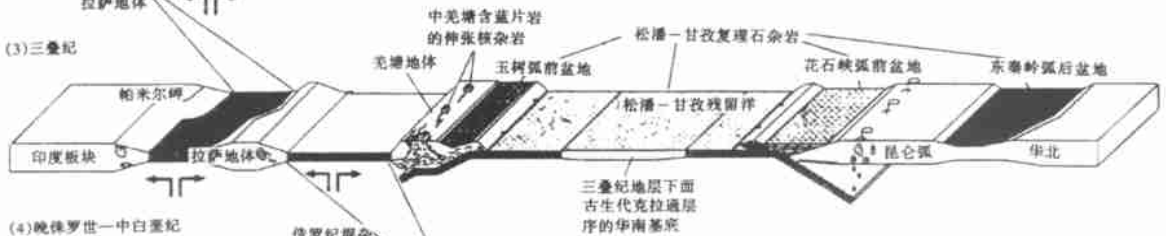
(1) 寒武纪—早奥陶纪



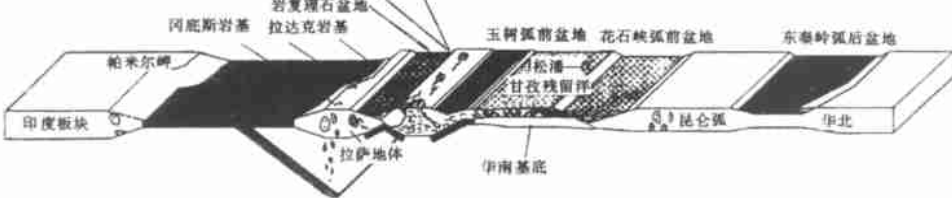
(2) 早奥陶纪—石炭纪



(3) 三叠纪



(4) 晚侏罗世—中白垩纪



(b) 昆仑地体和祁连山地体古生代—中生代构造演化

(1) 早奥陶纪



(2) 早泥盆纪



(3) 石炭纪



(4) 早二叠纪



(5) 晚三叠纪



图 4 喜马拉雅—青藏高原造山带古生代—中生代构造演化

Fig. 4 Paleozoic—Mesozoic tectonic evolution of the Himalayan Tibetan orogen

作用和广泛的叶理发育(Coward et al., 1988; Dewey et al., 1988)(图4)。这个变形事件可能是早古生代印度板块和拉萨地体之间拼合的结果。在早石炭纪和早二叠世(图4),沿拉萨地体的北部边缘产生的裂谷作用可能引起北部的分离和洋盆的打开(图4)。早古生代拉萨地体裂开的北部可能是现在的羌塘地体(Yin, 1997)。拉萨地体的南缘在晚三叠世经历了裂谷事件,它可能标志着拉萨地体从印度板块的最初分离,也标志着分离了这两个大陆块体的新特提斯洋的打开(Gaetani et al., 1991)。中白垩纪期间,印度洋岩石圈开始俯冲,导致了日喀则弧前盆地(Durr, 1996)和冈底斯岩基的形成(Allègre et al., 1984; Harrison et al., 1992)(图4)。

2.3 羌塘地体

羌塘地体位于北部的金沙江缝合带和南部的班公-怒江缝合带之间(Chang et al., 1973; Allègre et al., 1984; Pierce et al., 1988; Dewey et al., 1988)。在藏中,其宽约500~600 km,而在西昆仑的东部和西部及藏东则变窄,宽度小于150 km(图3)。

羌塘地体可以延伸到喀喇昆仑地区,在那里,它和喀喇昆仑地体相关(Pan, 1990; Searle, 1991),在北边(Gaetani et al., 1993)以三叠世晚期—早侏罗世混杂带为限,在南面以什约克缝合带-主喀喇昆仑逆冲断裂为界;向东,羌塘地体的特征是朝北的三叠纪江达弧,该弧沿藏中羌塘地体北部边缘可可西里山弧的东部扩展(Burchfiel et al., 1995)。这个弧向西部的延长可能是喀喇昆仑地体北缘的喀喇昆仑岩基带(Searle, 1991)。喀喇昆仑岩基的地质年代是从中侏罗世—中白垩世(Searle, 1991),而不是三叠纪—早侏罗世,这意味着,沿羌塘-喀喇昆仑地体北缘的金沙江缝合带的闭合可能不是同时的,向西变年轻了。

在80年代,中法和中英考察队主要集中沿格尔木—拉萨公路进行地质调查。这些研究的结果无法提供对整个羌塘地体地质情况广泛了解,因为沿格尔木—拉萨公路的羌塘地段出露几乎全是侏罗系地层。羌塘基岩的时代和性质是不清楚的,古生代和早中生代期间,该构造单元是如何演化的也不清楚。这个认识上的缺憾在过去的10 a大大地减小了,很大程度上归因于中国地质学家(西藏地质矿产局, 1992)系统的野外填图和近几年几个地质考察队的工作(Kapp et al., 1997, 1998; Yin et al., 1998a, 1999b; Manning et al., 1998; Blisniuk et al., 1998)。

羌塘的一级地质框架特征是西部的变质岩和晚古生界(石炭系和二叠系)浅海地层,东部的三叠系-侏罗系浅海碳酸盐岩夹陆相碎屑和火山碎屑层(Liu, 1988)。图2中的模式来自向东倾伏的羌塘复背斜的存在,它至少长600 km,宽约300 km(Yin et al., 1998a)。复背斜的核部是变质岩和上古生界地层,南北两翼是侏罗系—上白垩系地层(Kapp et

al., 1997; Yin et al., 1998a; Manning et al., 1998; Kapp et al., 2000)。石炭系地层由浅海相石英岩和碳酸盐岩序列组成,夹有玄武岩和铁镁岩床。二叠系地层以碳酸盐沉积为主,三叠系和侏罗系地层由河流相沉积、火山流和浅海碳酸盐岩组成(Cheng et al., 1986; Li et al., 1993; Li et al., 1995; Kapp et al., 2000)。

2.3.1 羌塘变质岩 Hennig(1915)最初在羌塘中部发现了含蓝片岩变质岩,后来由中国地质学家进行的地质填图和岩石学研究证实了它们的存在(Cheng et al., 1986; Li et al., 1995),继而,又在最初发现含蓝片岩变质岩位置的东部和西部100多公里处发现了高压变质岩。Cheng等(1986)解释羌塘变质岩代表了石炭系地层下的基底。Li(1987)、Li等(1993)和Li等(1995)认为,羌塘变质岩代表了一个缝合带,因为变质岩由高变质的复理石沉积、镁铁质和超镁铁火山岩体和含蓝片岩的变质岩组成。Li等(1995)进一步提出,标志着南面的冈瓦纳大陆和北面的劳亚大陆之间边界的羌塘南部和北部的缝合作用出现在三叠纪期间。Hsü等(1995)解释羌塘变质岩为沿着古生代昆仑岩浆弧南缘发育的,之后裂开成为独立的羌塘地体增生杂岩的一部分。

与前述的解释类似,地球化学研究也认为,变质带中丰富的镁铁质火山岩是裂谷作用的产物(Zhang et al., 1985; Wang et al., 1987; Deng et al., 1996a)。Yin(1997)和Deng(1998)提出,推测的裂谷向东可能与古特提斯洋连接,在二叠纪或三叠纪和早侏罗世之间分隔北边的昆仑地体和南边的羌塘地体。关于羌塘变质带的构造意义和它有潜力揭露北部青藏高原深部地壳的一些问题,激发了近几年多次详细的地质调查(Kapp et al., 1997; Yin et al., 1998a; Manning et al., 1998; Kapp et al., 2000)。这些研究最重要的结论是:羌塘变质岩是低级到高级变质相的混杂岩,这个结论与Li等(1995)早期所做的观察一致;下面的混杂岩和上面的晚古生代—晚三叠世沉积及火山岩地层之间的接触不是沉积的(Cheng et al., 1986; Li et al., 1995),而是低角度正断层(即拆离断层),上盘向东移动;混杂岩一定占据羌塘下地壳大部分,因为在它们被低角度拆离断裂作用带上来之前,经历了350~550和0.008~0.017 MPa的峰变质条件;羌塘下地壳由广泛分布的混杂岩组成和新近发现的羌塘新生代火山岩捕虏体中下地壳的变沉积岩一致(Deng et al., 1996b; Deng, 1998)。

羌塘变质岩和上覆的古生代-中生代岩石之间的接触,在双湖和冈玛错(图2)是最好的证明,断裂的上盘向东运动,其运动的年代限制在晚三叠世和早侏罗世初之间(Yin et al., 1998a; Kapp et al., 1999)。在羌塘中部,法陇和冈玛错拆离断层下盘,

晚三叠世—早侏罗世冷却年龄与沿金沙江缝合带分布的松潘-甘孜复理石杂岩带北边的俯冲期间或随即发生的EW向扩展作用有关(Kapp et al., 1999a)(图4)。对羌塘中部变质杂岩就位构造过程的推测,类似于北美西部法拉隆板块晚白垩世—早第三纪之间向东俯冲期间加里福尼亚奥罗科比亚兰德片岩的推测(Jacobson et al., 1996)。

羌塘混杂岩的年龄至少与晚三叠世一样年轻,因为其中有石炭系—二叠系地层的岩块和上三叠系放射虫化石(Deng, 1996)。混杂岩中侏罗统岩石的缺失标志着晚三叠世羌塘混杂岩发育的结束。这个年龄和沿金沙江缝合带松潘-甘孜复理石杂岩向南向羌塘下面的俯冲相一致(Dewey et al., 1988; Yin et al., 1996)。

来自冈玛错拆离带(Kapp et al., 1999)下盘片麻岩的泛非锆石年代相似于念青唐古拉山拆离带(D'Andrea et al., 1999)的下盘似花岗质岩石和拉萨地体内安多片麻岩(Xu et al., 1985)的锆石年代。因此,羌塘地体可能是东部冈瓦纳的一部分,曾和拉萨地体和印度板块相连(Kapp et al., 1999)。在晚石炭纪和二叠纪之间从拉萨地体分裂出去,在此期间,与裂谷有关的玄武岩和浅海相地层在羌塘沉积(Yin et al., 1988; Pierce et al., 1988)。羌塘广泛的晚三叠世—早侏罗世火山沉积可能是松潘-甘孜洋盆向南俯冲的结果(Kapp等, 1999)(图4)。

2.3.2 逆冲作用和早中生代拆离断裂作用之间的关系 双湖地区法陇拆离断裂截断了在它上盘的重叠了晚三叠世白云岩单元的叠瓦状逆冲断裂系(图4)。早侏罗世产生的拆离断裂作用(Kapp et al., 1999)表明,在羌塘地体中部,在晚三叠世—早侏罗世之间一定有一个重要的地壳增厚事件,同时有松潘-甘孜-可可西里地体内巨大复理石杂岩的向南俯冲。因为没有新生代逆冲切断双湖地区早侏罗世拆离断裂,羌塘中部和东部地区晚三叠世的缩短仅反映的是地壳增厚事件。

冈玛错地区的地质填图显示出一个不同的交叉切割关系。在那里,拆离断裂被下三叠统的逆冲断裂切断(Yin et al., 1999b)(图4)。正是逆冲作用和拆离作用之间的交叉切割关系的差异,导致了现今羌塘混杂岩出露的区域图模式。在羌塘的双湖地区,在拆离带之下,变质混杂岩以半圆形出露。双湖核杂岩和其邻区变质混杂岩的出露限定不了区域复背斜(图2)。相反,西边的冈玛错区域变质混杂岩出露在相对长的条带上,图面上的露头型式受到几条新生代逆冲断裂带的控制。在冈玛错区域及南北邻区,羌塘混杂岩的分布也限定出羌塘复背斜构造最深的部位。新生代逆冲的卷入说明羌塘复背斜发育在新生代,以区域规模确定白垩系和第三系地层的卷入定义的复背斜支持了这个解释(Liu, 1988)。

因此,羌塘含蓝片岩变质混杂岩目前的分布可能是下面2个构造发育的叠置结果:核杂岩的分散出露是松潘-甘孜复理石杂岩底侵位于羌塘地体下期间或随后发育的,时间在晚三叠世—早侏罗世(图4);在新生代,中生代变质核杂岩分离出露,并被羌塘西部逆冲作用和区域褶皱作用的发育所改造,导致了羌塘西部复背斜的形成(图2、图3)。

2.4 松潘-甘孜-可可西里地体

2.4.1 构造背景 松潘-甘孜-可可西里地体是其北部东昆仑-柴达木地体和南部羌塘地体之间的一个三角形构造单元。它占据了藏中的大部分(图2),其西部延伸是一个狭长的地质构造带,西端被左行的阿尔金断裂带截断(Pan, 1990, 1996)。在阿尔金断裂带的东侧,地体南面以金沙江缝合带为界,北面以阿尼玛卿-昆仑-木孜塔格缝合带为界(Li et al., 1982; Molnar et al., 1987; Burchfiel et al., 1989a; Dewey et al., 1988; Deng, 1996)。在西昆仑,松潘-甘孜-可可西里地体北面边界是马尔扎缝合带,南面边界是喀喇昆仑断裂带(Pan, 1996; Deng, 1996; Matte et al., 1996)。在帕米尔,NW走向的喀喇昆仑断裂的西南,南边北喀喇昆仑混杂岩(Gaetani等, 1993)和北边鲁尚-普沙特(Burtman et al., 1993)缝合带之间的南帕米尔地体的北部可能相当于松潘-甘孜-可可西里地体和西昆仑甜水海地体(图2)。

帕米尔的鲁尚-普沙特缝合带和自西昆仑山及其向东延伸的阿尼玛卿-昆仑-木孜塔格缝合带的闭合年代可能不同,东老而西年轻。在帕米尔,鲁尚-普沙特缝合带闭合时间可能是中白垩纪(Burtman et al., 1993)。然而,在西昆仑,马尔扎缝合带的闭合时间发生在晚侏罗世(Pan, 1990)。向东至东昆仑,阿尼玛卿-昆仑-木孜塔格缝合带在早侏罗世完全闭合(Dewey et al., 1988)。

松潘-甘孜-可可西里地体的东部边界位于一个ES指向的三叠纪晚期—早侏罗世逆冲断裂带的东缘(Burchfiel et al., 1995)(图2),该逆冲断裂带沿着华南西缘展布。在该地区,三叠系地层整合覆盖在华南(Burchfiel et al., 1995)古生代浅海层序之上,这一点至少表明,该地体的最东部基底是陆相的。

三叠系义敦弧北以理塘缝合带为界,南以金沙江缝合带为界。理塘缝合带向西和金沙江缝合带合并,但似乎终止于华南块体内(图2)。这个弧形形成了松潘-甘孜-可可西里地体的东南边界,可能建立在华南的大陆基底之上(Burchfiel et al., 1995)或建立在向西倾的俯冲带之上的洋壳上,其后与华南碰撞(Sengor, 1984)。

2.4.2 松潘-甘孜-复理石杂岩 松潘-甘孜-可可西里地体的主要特征为厚的深海三叠系沉积序列(Rao et al., 1987; 青海地质矿产局 1991; Hou et

al., 1991; Gu, 1994; Nie et al., 1994)。这些三叠系地层年龄大多为晚三叠世,厚度至少为几公里,公称为松潘-甘孜复理石杂岩。在晚三叠世和早侏罗世时期该杂岩地层被褶皱,且被逆冲作用强烈变形(Chen et al., 1994; Burchfiel et al., 1995; Worley et al., 1996; Worley et al., 1997)。变形事件是和碰撞及后来华北和华南继续会聚作用为同一地质时代(Burchfiel et al., 1995; Yin et al., 1996)。事实上,三叠系复理石杂岩分布的区域远比确定的狭窄松潘-甘孜-可可西里地体宽得多,其分布在昆仑弧的两侧,并延伸到阿尼玛卿-昆仑-木孜塔格北边(Sengor et al., 1996),在那里,三叠系复理石沉积位于属于华北被动大陆边缘古生代浅海层序的顶部(Zhou et al., 1996)。沿金沙江缝合线混杂岩带的南边,作为弧前盆地的沉积物,三叠系海相地层与火山碎屑岩互层。在青藏高原中部,三叠系复理石沉积和三叠系会聚边界单元之间的关系(即阿尼玛卿弧-昆仑-木孜塔格和金沙江缝合带及昆仑弧),表明松潘-甘孜复理石沉积可能沉积在几个分隔的构造盆地中(图4)。从北到南,依次是: 昆仑弧北边的弧后盆地,基底是华北克拉通,三叠系复理石沉积在其上; 北边昆仑弧和南边阿尼玛卿-昆仑-木孜塔格缝合带之间的弧前盆地(以花石峡混合带为代表)(图2、图4); 金沙江缝合带和阿尼玛卿-昆仑-木孜塔格缝合带之间的残留盆地,大部分由三叠系复理石沉积物组成,与华南基底沉积接触; 阿尼玛卿-昆仑-木孜塔格缝合带南边的弧前盆地。以上的构造划分解释了为什么三叠系松潘-甘孜复理石杂岩既沉积在华南基底之上(Burchfiel et al., 1995),又沉积在华北(Zhou et al., 1996)基底上面。

松潘-甘孜-可可西里地体的东部似乎很厚的松潘-甘孜复理石杂岩的来源或者归因于深海沉积(Sengor, 1990)的大量增生杂岩,或者归因于华北和华南三叠纪碰撞造成的从秦岭-大别造山带来大面积的沉积滑塌(Yin et al., 1993; Zhou et al., 1993)。大别造山带在晚三叠世经历了严重的剥蚀,导致了超高压变质岩的广泛出露(Liou et al., 1996; Hacker et al., 1996)。

支持松潘-甘孜复理石杂岩的沉积和秦岭-大别造山带的剥蚀之间联系的证据有: 从物质平衡方面考虑,秦岭-大别造山系岩石的剥蚀量与松潘-甘孜复理石沉积的整个沉积相一致(Nie et al., 1994);

在西部秦岭杂岩的东北部,砂岩的组分和沉积相的分析指示出三叠系深海沉积来源于华北(Zhou et al., 1996); 在复理石杂岩的最东部,用岩屑单颗粒锆石的U-Pb法测年得到的源相关关系,显示出它的碎屑物质的来源主要来自华北的南缘(Bruguier et al., 1997)。

与松潘-甘孜洋盆起源的残留洋盆模型相比

(Yin et al., 1993; Zhou et al., 1993), Gu(1994), Hsü等(1995)和Burchfiel等(1995)提出,松潘-甘孜复理石沉积在沿金沙江缝合带北倾的俯冲带后面的弧后盆地中。然而,金沙江缝合带南边(Liu, 1988)广泛的三叠系火山沉积的出现和缝合带北边(青海地质矿产局, 1991)三叠系复理石沉积中三叠统火山沉积的缺失,可以作为反对这个假设的例子(Zhou et al., 1996)。侵入到三叠系复理石杂岩中零星的深成岩出现在复理石杂岩沉积之后(Liu, 1988)(图2)。

2.5 东昆仑-柴达木地体

东昆仑-柴达木地体南以阿尼玛卿-昆仑-木孜塔格缝合带(Molnar et al., 1987; Pan, 1996; Deng, 1996)为界,北以南祁连缝合带(Li et al., 1978, 1982)(图2)为界。在南边,其地质特征以广泛的早古生界弧控制,上面叠置年轻的和狭窄的上二叠统-三叠系弧,一起被认作为昆仑岩基(Harris et al., 1988; Jiang et al., 1992)。

复合昆仑岩基的西部由中晚元古界片麻岩、片岩和大理岩组成,含有震旦系叠层石地层(晚元古宙)和寒武系(?)—中奥陶统浅海碳酸盐序列(青海地质矿产局, 1991; Jiang et al., 1992; Huang et al., 1996)不整合覆盖其上。向东,格尔木—拉萨公路附近,活动的左行昆仑断裂北边的片麻岩基底,经Rb-Sr法年龄测定,形成于 $1\ 846 \pm 109$ Ma(Zhang et al., 1994)。昆仑断裂带南边,东昆仑-柴达木地体的东南部,变形闪长岩的Sm-Nd等时线年龄为 $1\ 927 \pm 34$ Ma(Zhang et al., 1994)。在元古界片麻岩之上覆盖着奥陶系碳酸盐序列(Yin et al., 1988)。晚奥陶世和早石炭世之间,火山沉积中夹有海相沉积的现象在东昆仑地区变得很广泛(Huang et al., 1996; Yin et al., 1988)。与古生代火山岩有关的是广泛的花岗岩侵入,年龄范围从靠近祁曼塔格(Xu et al., 1996)西昆仑岩基的470~360 Ma到沿格尔木—拉萨公路东昆仑岩基(Harris et al., 1988)的260~90 Ma。

在东昆仑-柴达木地体的中部和北部,早古生代火山活动和与之相关的岩浆作用被没有火山碎屑的中—上石炭纪浅海碳酸盐岩的广泛沉积中断(青海地质矿产局, 1991)。然而,沿着昆仑-柴达木地体的最南部边缘,晚石炭系—下二叠统海相沉积中夹有大量的玄武岩、安山岩和流纹岩,总厚度超过3 500 m(青海地质矿产局, 1991; Pierce et al., 1988)。这种火山作用的局部发育、巨厚的海底沉积和火山岩地层向我们暗示:南部昆仑-柴达木地体可能经历了一个裂谷事件,在早二叠世,南部昆仑-柴达木地体离开了一部分(图4)。这种解释和早二叠世火山岩地球化学一致(Pierce et al., 1988)。继裂谷事件之后,在二叠纪末期,松潘-甘孜-可可西里洋底开始向

北俯冲于昆仑岩基之下,持续到三叠纪末期,导致了昆仑-柴达木地体南部火山喷发和花岗岩的侵入(Zhang et al., 1994)。这个年轻的弧重叠在较老的早古生界弧上(Jiang et al., 1992)(图4)。由于三叠纪火山岩在东昆仑-柴达木地体的东北缘是普遍的,东昆仑-柴达木地体形成最晚的二叠系—三叠系弧也可能与南祁连地体南倾的俯冲有关(图2、图4)。三叠系复理石杂岩(Burchfiel et al., 1995)的强烈褶皱作用导致了松潘-甘孜-可可西里洋于中侏罗世消失(Nie et al., 1994; Zhou et al., 1996)。

东昆仑-柴达木地体的北部大部分被柴达木盆地占据,其岩基沿最北缘分散出露,紧邻南祁连缝合带的南缘。在该地区,奥陶系浅海相地层夹有安山岩和火山凝灰岩,可能代表了沿着东昆仑-柴达木地体的南部边缘一个面朝南的奥陶系昆仑弧后面的弧后背景(Hs Üet al., 1995)(图4)。由于上三叠统深成岩和海相地层在南祁连的最东部出现,祁连地体和东昆仑-柴达木地体之间的南祁连缝合带关闭了,因此, Li等(1978)推测,其关闭时间约在三叠纪末期。然而,南祁连地体的三叠系深成岩可能是上二叠统—三叠系昆仑岩基的一部分,并穿过柴达木盆地的东端延伸到祁连山西南部(Liu, 1988)(图2)。Li等(1978)的另一种解释是东昆仑-柴达木地体和南祁连地体之间的碰撞发生在晚泥盆世,证据是不整合在褶皱和变质的奥陶系地层顶部的陆相碎屑物的广泛出现(Cheng, 1994; Hs Üet al., 1995)(图4)。

2.6 祁连山地体

虽然在青藏高原的讨论中祁连山地体常被排除在外(Allègre et al., 1984; Dewey et al., 1989),但祁连地体和南天山是青藏高原的一部分,这个区域由复杂变形的早古生界弧组成,被阿尔金断裂在新生代分离之前,发育在华北克拉通的南部边缘。祁连地体传统上分为3个EW向的构造单元(Li et al., 1978; Xiao et al., 1978),即北、中、南祁连地体。作为一个北倾的俯冲带其弧后扩张的结果,中祁连地体被认为是在晚元古代—寒武纪从华北的南部边缘分裂出来的(Xia et al., 1996)(图4)。北祁连地体是一个岛弧系,当弧后盆地沿北倾的俯冲带关闭时,华北的南部边界于奥陶纪形成。这个构造事件导致了北祁连弧和主要由前寒武系片麻岩组成的中祁连地体的碰撞(Xia et al., 1996; Zhang et al., 1998)。北祁连和中祁连之间的连续会聚一直持续到早泥盆世,尽管二者之间的洋盆消失可能在早志留世或奥陶纪末期(Xia et al., 1996)。

中祁连地体和南祁连地体之间的碰撞是由一个混杂岩带的发育所表现出的,包括高度变形的奥陶系和可能为志留系的海相沉积和火山序列(Cheng, 1994; Hs Üet al., 1995)。Cheng(1994)推测,中、南祁连地体之间洋盆的最终关闭是在晚泥盆世,当时

陆相碎屑广泛沉积在这个区域。他认为晚泥盆世是祁连地体和东昆仑-柴达木地体焊接的时间。一系列早古生代弧的发育和与它们在泥盆纪的同时闭合,说明这些弧都可能作为朝南的昆仑弧后部复杂的弧后系统的一部分(图4)。这种解释类似于Hs Ü等(1995)的解释,但完全不同于Sengor等(1996)的解释,他们认为,祁连地体和东昆仑-柴达木地体是古生代长期演化的增生杂岩的一部分,祁连地体的这些弧最初是一个带,图中看该带是被一系列走滑构造带重复。Sengor等(1996)的构造模式所要求的走滑断裂在祁连地质报告中没有任何描述(青海地质矿产局, 1991; Cheng, 1994)。

2.7 西昆仑山和喀喇昆仑山脉

喜马拉雅-青藏高原造山带在它的西端,即西昆仑山和喀喇昆仑山脉变成一个狭窄的带(图2)。在印度板块和塔里木盆地之间测量宽度仅约400~500 km,是喜马拉雅-青藏高原造山带中部宽度的三分之一。构造上,该区可能被分成5个地体(Pan, 1990, 1996; Yin et al., 1992; Deng, 1996; Matte et al., 1996; Ding et al., 1996; Searle, 1996)。自北向南,它们是北昆仑地体和南昆仑地体(等同于青藏高原的东昆仑-柴达木地体),甜水海地体(等同于东部的松潘-甘孜-可可西里地体),喀喇昆仑地体(等同于羌塘地体),科希斯坦-拉达克地体(等同于拉萨地体)。可辩认并分开这些地体的缝合带是:分隔北昆仑地体和南昆仑地体的库地缝合带;分隔喀喇昆仑地体和科希斯坦-拉达克弧地体的圣约克缝合带,分隔科希斯坦-拉达克地体和印度板块的印度河缝合带。甜水海地体和南昆仑地体之间的边界被活动左行的喀拉喀什断裂带(图2)复杂化,推测它是一个古生代晚期分隔2个地体的缝合带(马尔扎缝合带),基于混杂岩和蛇纹岩的碎片,其关闭时间在三叠纪(Deng, 1996; Pan, 1990, 1996; Hs Ü et al., 1995)。喀喇昆仑地体和甜水海地体之间的边界沿着活动的右旋喀喇昆仑断裂,由北喀喇昆仑混杂岩带(Gaetani et al., 1991)所确定。

关于古生代和中生代西昆仑造山带的发展有2个不同的看法:

(1)由Sengor等(1991)提出的,西昆仑是连续增长的复理石杂岩和当增生杂岩向南部生长较大时深成岩向南移置的一个弧系统的拼凑。在此文中,造山带的形成没有明显刚性建造的块体。

(2) Li等(1982), Pan(1990)和Deng(1996)的构造划分意味着造山的形成是由于岩浆弧和在其北边的塔里木地体碰撞并发育形成的。这个看法是Pan(1990, 1996)对西昆仑最好的综合性总结, Matte(1996)等在很大程度上予以赞成。

北昆仑的一个重要的沉积序列是晚泥盆世—早二叠世海相的厚层沉积。在Sengor等(1991)的模

型中,该堆积被解释为一个增生杂岩的盖层;而在Pan (1990) 和 Matte 等(1996)的弧碰撞模型中,把它看作在大洋关闭时形成的前渊沉积。模型没有解释在石炭系和上二叠统地层中不包含火山碎屑(Wang, 1996)这一事实。该事实导致了西昆仑晚古生界的发育的第3种可能的解释:即沿奥陶系向南的弧发育之后的塔里木地体南缘的裂谷作用可能产生了晚泥盆世—早二叠世序列(Xu et al., 1996; Jia, 1997) (图4)。这可以解释晚奥陶世和早二叠世之间西昆仑岩浆作用的缺失,也可解释分隔南昆仑和北昆仑的库地缝合带三叠纪化石的存在(Zhang et al., 1998)。库地缝合带代表了三叠纪弧后盆地的闭合是可能的。这个盆地向东在它到达现今东昆仑弧区之前终止了。

在西昆仑山,首先在早古生代,然后在晚二叠世和三叠纪发育的岩浆弧的2个阶段类似于沿东昆仑柴达木地体南缘昆仑岩基的历史。唯一不同的是,库地弧后盆地没有延伸到东昆仑。西昆仑复合弧和东昆仑复合岩基之间的关系支持早期的昆仑弧可能在新生代被左行走滑的阿尔金断裂带移置了约550 km的推测(Peltzer et al., 1988)。

3 印度板块-亚洲板块的碰撞时代

要了解喜马拉雅-青藏高原造山带的新生代历史必须考虑印度板块-亚洲板块碰撞的历史,同时,又需要了解印度板块-亚洲板块会聚的历史。在过去的20 a,对改进过去认为约在85 Ma期间2个大陆的板块运动学方面的认识已取得明显的进步(Patriat et al., 1984; Dewey et al., 1989; Molnar et al., 1993)。这样定量的板块运动的知识被运用于3个方面:计算物质平衡;估计印度板块-亚洲板块碰撞产生的有限应变的总量(即印度板块挤入亚洲板块的幅度);确定整个碰撞系统中应变调节机制的可能模式(England et al., 1986; Richter et al., 1991; Le Pichon et al., 1992)。然而,推论的途径是基于2个苛求的假设:印度板块-亚洲板块碰撞之前亚洲的高程分布是已知的;印度板块-亚洲板块开始碰撞的时间定年受到很好的约束。正如以前提到的,至少在青藏高原的南部(Murphy et al., 1997),至晚白垩世早期,重要的高程(约3 km)在青藏高原可能已经产生,并持续到印度板块-亚洲板块碰撞开始的时候。

这里,我们回顾用于约束印度板块-亚洲板块最初碰撞的年代证据的各种线索。

3.1 板块运动学和古地磁学

对印度洋新生代磁异常的分析表明,在约50 Ma印度板块和欧亚板块之间的相对速度从约15~25 cm/a迅速减少到约13~18 cm/a。板块会聚速率的突然减少被当作是指示印度板块-亚洲板块碰

撞的初始时代(Patriat et al., 1984)。从印度洋90°E洋脊的沉积岩古地磁结果,可类似地说明印度板块的向北运动表现为速度从18~19 cm/a明显地衰减到4.5 cm/a,这种运动发生在约55 Ma(Klootwijk et al., 1992),而这种运动速率的变化被Klootwijk等(1992)解释为印度板块和亚洲板块之间缝合作用的完成。因此可以推断,印度板块-亚洲板块初次接触比55 Ma要早(Klootwijk et al., 1992, 1994)。目前很难确定是否由于飘浮的印度大陆边缘和亚洲板块的接触产生的构造阻力的增加导致印度板块-亚洲板块之间的会聚慢下来,或者,是否仅仅反映在约50~55 Ma沿印度洋中脊扩张速率会突然减小。

基于印度最北缘晚古新世沉积的原生磁化分量 and 次生磁化分量相结合的分析,Besse等(1984)认为,印度板块-亚洲板块之间的碰撞发生在约50 Ma。正如Jaeger等(1989)指出的,在那次分析中使用的地层事实上是较老的,约在60~56 Ma之间,所以,印度板块-亚洲板块碰撞的时代可能早于60 Ma。

3.2 地层学和古生物学证据

印度板块-亚洲板块开始碰撞的时间受喜马拉雅被动大陆边缘地层学和沉积学演化的约束。Gaetani等(1991)证实了在印度东北部的赞之格地区始新世早期结束时(约52 Ma)从海相到陆相的突然变化。虽然这个时间被广泛引证作为代表印度板块-亚洲板块碰撞的初始时间(Le Fort, 1996; Rowley, 1996),事实上,它仅仅约束了碰撞的起始年龄的下限(即最年轻的年龄)。这是因为印度板块被动大陆边缘的大部分(500~1000 km)可能已经俯冲到亚洲板块之下(Patriat et al., 1984; Matte et al., 1997),碰撞早期记录可能消失。

Beck等(1995)指出,沿巴基斯坦西北缘,亚洲板块的南部边界的柱状增生楔和海沟地层(66 Ma之后,55 Ma之前)逆冲到印度板块的被动大陆边缘之上。基于这种关系推测,印度板块-亚洲板块之间大洋岩石圈消失必定出现在55 Ma之前,与初始碰撞有关的较早逆冲事件的印度板块被动大陆边缘可能在55 Ma之前已经俯冲到亚洲板块之下。这意味着55 Ma是巴基斯坦西北部印度板块-亚洲板块最初碰撞的最小年龄。

靠近青藏高原南部的定日(图2),Willems等(1996)调查了在泽普山出露的连续的上白垩世—下第三纪印度板块被动大陆边缘海相地层。他们发现出现在中马斯特里赫特阶(约70 Ma)的沉积相和沉积模式的急剧变化。在不整合面之上,中马斯特里赫特阶地层具有从泥灰质砂岩到硅质碎屑浊积岩突然转变的特征。下古新统地层直接覆盖在马斯特里赫特阶地层之上(66~64 Ma),浅水碎屑岩的再沉积作用被发现。这种70~64 Ma间沿印度板块

被动大陆边缘沉积模式的变化,被 Willems 等 (1996) 解释为印度板块和亚洲板块之间最初接触的指示。Shi 等 (1996) 得到相似的结论,他也注意到晚白垩世(约 80 Ma)和第三纪早期(约 59 Ma)之间碳酸盐地台的广泛中断,他解释这个中断代表了印度板块-亚洲板块碰撞的最初时限。这个岩石学的年龄和 Willems 等 (1996) 的深水数据被 Rowley (1998) 用于构筑泽普山地区 100 ~ 46 Ma 之间的沉降历史。Rowley (1998) 的沉降曲线显示出约 70 Ma 构造沉降速率急速增加,其可能反映了亚洲板块的增生边缘加载在印度板块被动大陆边缘之上。然而,Rowley (1998) 却排除了这种可能的解释,提出由于印度板块-亚洲板块最初的碰撞,构造沉积速率增加不可能从地层学记录中被检测到,这意味着沿印度河-雅鲁藏布江缝合带中段的印度板块-亚洲板块碰撞必定发生在泽普山海相地层层序指示的最年轻年龄(约 46 Ma)之后。基于马斯特里赫特期 2 个大陆之间陆相动物群的对换,Jaeger 等 (1989) 也提出印度板块-亚洲板块之间最初的碰撞发生在白垩纪晚期。

在赞之格地区,印度大陆地盾层序之上石梯塘蛇绿岩其时代为白垩纪晚期 (Searle et al., 1988; Le Fort, 1989)。这个事件可能与印度板块-亚洲板块的最初碰撞有关,它可以提供晚白垩世—早古新世之间印度克拉通北缘前陆沉积的物质填充物 (Najman et al., 1993, 1994)。

3.3 冈底斯岩基的最年轻年龄

虽然冈底斯岩基曾被作为确定印度板块-亚洲板块之间最初碰撞时间的定年途径 (Dewey et al., 1988; Le Fort, 1996), 但是冈底斯岩基的年龄在约 120 ~ 30 Ma 之间变化 (Xu et al., 1985; Harrison et al., 2000)。最年轻的年龄在 45 ~ 30 Ma 之间 (Honegger et al., 1982; Scharer et al., 1984; Xu, 1990; Harrison et al., 1999b), 明显滞后于印度板块-亚洲板块之间最初碰撞的时间, 因为与碰撞有关的 Sm-Nd 变质年龄在喜马拉雅地区是 49 ± 5 Ma (Tonarini et al., 1993)。这些年龄的差异说明, 冈底斯岩基最年轻的年龄可能对印度大陆北部的大洋岩石圈俯冲终止缺乏代表性。

总之, 现有的数据说明, 印度板块-亚洲板块之间最初碰撞可能开始于白垩纪晚期(约 70 Ma)。应当注意, 上面引证的许多地层证据仅仅约束了最初碰撞年龄的下界。

4 喜马拉雅-青藏高原造山带新生代变形

4.1 喜马拉雅地区

在很长时间里人们认为, 喜马拉雅内部的逆冲

作用发生在印度板块-亚洲板块碰撞的整个调整过程中相对晚的阶段 (Gansser, 1964), 一直不清楚为什么在碰撞带内地壳尺度的逆冲作用继碰撞的发生延迟了约 20 ~ 40 Ma。喜马拉雅内部指向南的逆冲断裂(图 3), 包括主中央逆冲断裂(MCT)和主边界逆冲断裂(MBT) (Gansser, 1964; Bouchez et al., 1981; Arita, 1983; Le Fort, 1986; Mattauer, 1986; Burbank et al., 1996), 都显示出底部进入唯一的一个共同的滑脱层(MHT) (Zhao et al., 1993; Nelson et al., 1996; Brown et al., 1996) (图 3)。一般来说, 主中央逆冲断裂(MCT)将较高级片麻岩(高喜马拉雅)放在低级片岩之上(低喜马拉雅)。主边界逆冲断裂(MBT)将这些片岩斜插入未变质的中新统一更新统的磨拉石(锡瓦利克组)建造中。第四纪, 逆冲作用仍在活动。

4.1.1 主中央逆冲断裂带(MCT) MCT 定义为一个几公里至大于 10 km 厚的剪切带 (Grasemann et al., 1999)。平衡剖面和挠曲弹性板重力模型结果认为, 北倾的 MCT 至少吸收了 140 km 的缩短位移, 或许可达 500 km (Gansser, 1964; Arita, 1983; Lyon-Caen et al., 1985; Pêcher, 1989; Schelling et al., 1991; Schelling, 1992; Srivastava et al., 1994)。由 MCT 上盘的地质年代学指示深熔作用和单剪切变形同时发生在 22 ± 1 Ma (Parrish et al., 1993; Coleman et al., 1995; Hodges et al., 1996)。MCT 上盘上部的冷却年龄说明, 变形在中中新世已经终止 (Hubbard et al., 1989; Copeland et al., 1991)。石榴石中独居石的原地 Th-Pb 定年揭示出中喜马拉雅 MCT 带峰变质重结晶出现在 8 ~ 4 Ma (Harrison et al., 1997a)。明显的退变质作用是在 MCT 逆冲断裂带之下的宽的剪切带活化的结果, 毗连两个正常层序的变质层序 (Hubbard, 1996)。热运动学模型说明 MCT 在大约 8 Ma (继 10 Ma, 休止状态之后) 重新活动, 具有约 20 mm/a 的滑动速率。在约 6 Ma, 位移活动逐渐从北向南跨过一个宽的剪切带, 滑动被认为终止在约 3 ~ 4 Ma。这个明显的年轻变质相的认识解决了喜马拉雅构造中许多突出的问题。首先, 非常年轻的变质相解释了为什么 MCT (而不是其更南的逆冲断裂) 记录了现今山脉的断坡。其次, 断裂活动的年轻年龄不再需要特别的物理条件(例如很高的瞬时应力、地幔剥离分层和迅速的减压等)去解释喜马拉雅淡色花岗岩的产生。然而, MHT(对喜马拉雅中所有主要逆冲断层来说的滑脱层)是什么时候开始的仍然是不清楚的, 尤其是起因老于约 25 Ma 的 MCT 的变质或火山产物还没有资料来确证。

4.1.2 主边界逆冲断裂带(MBT) MBT 地表的

表现通常是陡的、北倾的断裂,是低喜马拉雅建造和其下伏的中新统一更新统锡瓦利克组建造($N_1 - Q_p$, 亚洲)的接触标志(Johnson et al., 1982, 1985)。记录在磁性地层学中的喜马拉雅前陆沉积模式的重大变化,促使 Burbank 等(1996)得出 MBT 的滑动开始于约 11 Ma (即在更新世期间)活动的结论。不管 MBT 在晚中新世期间是否活动, MCT 在上新世的重新活动目前仍不清楚。喜马拉雅前缘的地貌学研究猜测, MBT 可能直到最近一直是活动的(Nakata, 1989)。

4.1.3 藏南拆离系(STDS) 藏南拆离系是一个沿喜马拉雅长度方向可追踪的北倾低角度正断层系(Burg et al., 1984; Burchfiel et al., 1992) (图 2、图 3)。其特征通常靠着高喜马拉雅片麻岩放置低特提斯变沉积岩(Burg et al., 1984; Herren, 1987; Burchfiel et al., 1992; Edwards et al., 1996; Hodges et al., 1996)。属于高喜马拉雅花岗岩系的各种变形浅色花岗岩一般出露在拆离系的上盘和下盘中。借助确定这些浅色花岗岩的结晶年龄,通常通过独居石的 U-Th-Pb 测年,在几个位置上对这个特性进行定年约束是可能的。在不同的位置,对藏南拆离系进行了地质填图,但没有观测到浅色花岗岩体截断拆离系的踪迹(Burchfiel et al., 1992; Edwards et al., 1996; Searle et al., 1997; Wu et al., 1998)。在这些地方下盘中的浅色花岗岩一般明显含有与断裂走滑有关的剪切结构,副矿物 U-Th-Pb 测年产生的结晶年龄分别为 21 ~ 19.5 Ma (Zanskaret al., 1995)、17.3 ± 0.2 Ma (Shisha et al., 1997)、17 ~ 16 Ma (Rongbuk et al., 1998; Murphy et al., 1999)、16.8 ± 0.6 Ma (Scharer et al., 1986; Xu, 1990)、约 15 Ma (Dinggye, 1990; Xu, 1990)、约 11.9 Ma (Wagye et al., 1998; Murphy et al., 1999) 和 12.5 ± 0.3 Ma (Gonta et al., 1997)。藏南拆离系开始时间没有受到很好的约束,根据上述年龄和地质关系, Rongbuk 等人认为,这个断裂系活动始于 17 Ma 或此后短时间内;然而, Wagye La 和 Gonta La 认为,断裂系在 12 Ma 之后开始活动。对于拆离系滑动年龄的下限被局部切割了藏南拆离系(Burchfiel et al., 1992; 西藏地质矿产局, 1992)的藏南 SN 向正断层形成时间所限定(Harrison et al., 1995a), 约在 8 ~ 9 Ma。

4.1.4 特提斯喜马拉雅逆冲断裂带(THTB) 该逆冲断裂带位于藏南拆离系和印度河-雅鲁藏布江缝合带之间(图 2)。它由卷入特提斯喜马拉雅被动大陆边缘序列的褶皱和叠瓦状逆冲断裂组成,估计有约 130 ~ 140 km 的缩短量(Ratschbacher et al., 1994)。逆冲断裂带内同构造期白云母的 K-Ar 测年指示出其缩短开始时间至少在 50 Ma,并持续到

大约 17 Ma (Ratschbacher et al., 1994)。Ratschbacher 等认为(1994), K-Ar 白云母年龄为 82.8 ± 4.1 Ma,可能已经暗示着特提斯喜马拉雅逆冲作用的年龄发生于晚白垩世。这与发生在晚白垩世的印度板块-亚洲板块的最初碰撞时间相一致。在这里给出的估计缩短量应该作为最小值,因为携带新生代褶皱地层的印度地盾北部的部分可能沿印度河-雅鲁藏布江缝合带俯冲到亚洲板块之下。因此,特提斯喜马拉雅片麻岩穹隆(图 2)被解释成代表了 MCT 的下盘对冲(Wu et al., 1998)。Hauck 等(1998)估计,自 MCT 的形成以来,喜马拉雅片麻岩穹隆缩短了约 326 km。

4.2 青藏南部

4.2.1 大反向逆冲断裂系(GCT)和冈底斯逆冲断裂系(GI) 印度河-雅鲁藏布江缝合带以 2 个新生代逆冲断层为界(图 2)。南部边界以较年轻的南倾的逆冲断层为标志,沿印度河-雅鲁藏布江缝合带,印度北部的被动大陆边缘沉积并置于混合杂岩之上。这条断裂首先在西部冈仁波齐峰地区被命名为大反向逆冲断裂(Heim et al., 1939),但沿其延伸约 1200 km 后被更名为拉萨南边的雅鲁藏布断裂(Yu et al., 1979)、雅鲁藏布深大断裂带(Wang et al., 1983)或日喀则南的背冲系(Ratschbacher et al., 1994)、靠近冈仁波齐峰的南冈仁波齐峰逆冲断裂(Cheng et al., 1987a)和泽当地区的仁布-泽当逆冲断裂系(Yin et al., 1994)。大反向逆冲断裂系至少在藏南 19 ~ 10 Ma 之间(Quidelleur et al., 1997)和在冈仁波齐峰地区 13 ~ 10 Ma 期间(Yin et al., 1999a)是活动的,但它的起始年龄没有受到很好的约束。

印度河-雅鲁藏布江缝合带北界是北倾的较老的冈底斯逆冲断裂(Harrison et al., 1992; Yin et al., 1994)。这条断裂在青藏东南部和西南部转而俯冲在年轻的大反向逆冲断裂系之下(Yin et al., 1999a),沿印度河-雅鲁藏布江缝合带随混合杂岩出露而消失(图 2)。沿北倾的冈底斯逆冲断裂,运动年龄限定在约 30 ~ 24 Ma 之间(Yin et al., 1994, 1999a; Harrison et al., 1999b)。这个逆冲断裂带的发育引起它的下盘日喀则弧前地层的俯冲和它的上盘冈底斯岩基的广泛裸露(Yin et al., 1994) (图 2)。

4.2.2 喀喇昆仑断裂 青藏高原的西部受到活动的右旋喀喇昆仑断裂控制。Yin 等(1999a)和 Murphy 等(1999)新近研究表明,靠近青藏西南部冈仁波齐峰地区,喀喇昆仑断裂水平错断了唯一的挤入点大约 66 ± 10 km。该挤入点被南倾的南冈仁波齐峰逆冲断裂(Cheng et al., 1987a)和它的上盘被逆冲断裂带所截断的不整合所确定。冈仁波齐峰逆冲

断裂在 13 ~ 10 Ma (Yin et al., 1999a) 之间是活动的;因此,冈仁波齐峰地区的喀喇昆仑断裂必定年轻于 10 Ma。

沿喀喇昆仑断裂滑动可能转换成穿过青藏高原,沿班公-怒江缝合带延伸 (Armijo et al., 1986, 1989) 的喀喇昆仑-嘉黎断裂带。Kapp 等 (1999) 的野外填图证明了沿褶皱的狮泉河断裂指向南的逆冲作用,一般沿着缝合带的南部边缘发育。另一方面,喀喇昆仑断裂可能是个转换断裂,其向北连接帕米尔地区的公格尔山伸展系统,向南连接青藏西部的普兰-纳木那尼伸展系统 (Ratschbacher et al., 1994)。

沿喀喇昆仑断裂系的走向,喀喇昆仑断裂在冈仁波齐峰地区的年龄年轻于其西北约 200 km 的班公错地区确定的年龄。Searle 等 (1998) 证明,沿喀喇昆仑断裂系的中部迅速冷却的 2 个周期分别是 18 ~ 11.3 Ma 和 11.3 Ma 至现在。这些较早和较晚的冷却事件分别归于转换挤压和转换伸展的断裂运动。靠近冈仁波齐峰地区,断裂的类型和定年可能仅归于第二次转换伸展阶段 (Murphy et al., 2000)。缺少 18 ~ 11 Ma 的转换挤压变形的一个解释是断裂的东南端在当时没有到达目前的位置。当时它的滑动在靠近普兰纳木那尼山,在它现今的终点西北的班公错和狮泉河地区转换成几个逆冲断裂。Cheng 和 Xu (1987), Matte 等 (1996) 和 Kapp 等 (1999) 填制的地质图标识出了几个向东延伸,且远离喀喇昆仑断裂系指向南的逆冲断裂,其中最大的是指向南的乌江-多玛错逆冲断裂 (Matte et al., 1996) 和门登-错北逆冲断裂 (Cheng et al., 1987a), 这里属于喀喇昆仑变质杂岩的片麻岩盖在中侏罗统石灰岩之上。沿着班公错东缘,靠近乌江,乌江-多玛错逆冲断裂上盘携带着舒缓褶皱的第三系红层,表明沿逆冲断层其变形年龄为新生代 (Matte et al., 1996)。

对喀喇昆仑断裂带定年和滑动约束以及它和邻近第三纪逆冲断裂系的关系等方面的研究,揭示出它最初可能是转换断层 (Murphy et al., 2000)。沿着鲁尚-普沙特缝合带 (Burtman et al., 1993; Streck-eret al., 1995), 大约在 18 ~ 11 Ma 之间,在中帕米尔,断裂西北端连接逆冲断裂系,东南端和青藏西部乌江-多玛错和 Mandong-Cuobei 断裂系相连 (De Terra et al., 1932; Cheng et al., 1987a; Kapp et al., 1999; Matte et al., 1996)。当帕米尔岬继续向北挤入,从 11 Ma 至现在,喀喇昆仑断裂带的长度增加并向东南扩展。在这个时期,喀喇昆仑断裂系是一个转换伸展构造,向南加长进入青藏高原西南,当帕米尔造山带发育时发生顺时针旋转 (Rumelhart et

al., 1999) (图 5)。

喀喇昆仑断裂带的南端可能终止在逐渐形成的普兰纳木那尼拆离断裂系,它包括现在活动的普兰裂谷系。普兰纳木那尼断裂将其上盘东倾的 (10 ~ 15) 新第三系—第四系普兰砾岩 (Yin et al., 1996, 1999a; Murphy et al., 2000) 与下盘糜棱大理岩、片麻岩和厚淡色花岗岩带 (大于 500 m) 分隔开。大理岩单元构成下盘的最上部,并由于构造形成倾斜褶皱插入西邻的推覆构造。包括韧性的正断层、不对称褶皱和糜棱岩 S-C 组构的丰富运动学指示表明,西倾的糜棱剪切带呈正向滑动,更深层地插入普兰纳木那尼内部,年轻的非糜棱淡色花岗岩岩床和岩墙 (Th-Pb 年龄约 8 Ma) 侵入到韧性糜棱岩之中 (独居石 Th-Pb 年龄约 19 Ma) (图 2)。

4.3 青藏高原中部

青藏高原中部以班公-怒江缝合带为南界,北界为柴达木盆地南缘。在这个区域有 3 个主要的新生代收缩系统,从南到北依次为: 向南逆冲的狮泉河-改则-安多逆冲断裂系; 风火山-囊谦褶皱和逆冲断裂带; 向北逆冲的祁曼塔格-北昆仑逆冲断裂系。这 3 条逆冲断裂带空间上都和第三纪前陆盆地发育有关 (图 2)。另外,一个主要的左行走滑断裂是昆仑断裂,它位于中昆仑山 (Kidd et al., 1988; Van et al., 1998)。

4.3.1 狮泉河-改则-安多逆冲断裂系 一般来说,这个逆冲断裂系沿班公-怒江缝合带迹线分布 (图 2 中的狮泉河-改则-安多 (SGA) 逆冲断裂带)。虽然后者是分隔拉萨和羌塘地体的中生代缝合带,许多人认为,它被截断第三系地层的一系列北倾的逆冲断裂活化 (Cheng et al., 1987a, 1987b; Wang, et al., 1983; Yu et al., 1979; Cheng et al., 1986; Coward et al., 1988; Dewey et al., 1988) (图 2)。沿着缝合带,逆冲断裂关系至少在 4 个地方可以被清楚地观察到: 靠近安多,三叠系-侏罗系地层逆冲在第三系红层之上 (Coward et al., 1988; Dewey et al., 1988);

双湖的南边,沿着扎加-藏布,侏罗系岩石逆冲在第三系红层之上 (Yin et al., 1998b; Kapp et al., 1999); 靠近改则,侏罗系岩石逆冲在厚的 (1 ~ 2 km) 第三系砾岩序列上 (Yin et al., 1998b; Kapp et al., 1999); 靠近狮泉河,二叠系和白垩系地层逆冲在第三系砾岩之上 (Cheng et al., 1986; Kapp et al., 1999b)。

狮泉河-改则-安多逆冲断裂系在第三纪中期是活动的,其开始年龄和终止年龄没有很好地受到约束。靠近纳丁错 (图 2), 第三系地层分为古新统纳丁错和渐新统—中新统康托组 (Cheng et al., 1986)。较老的单元主要由火山流组成,其中一个地

方的 K-Ar 法年龄为 31 Ma (Cheng et al., 1986)。较年轻的单元由砾岩、砂岩和局部未知年龄的玄武岩流所组成。靠近纳丁错,较老的单元被新生代逆冲

断裂所截断 (Cheng et al., 1986),岩性相当于康托组地层,并被冈玛错附近的逆冲断裂所截断 (Yin et al., 1999c)。

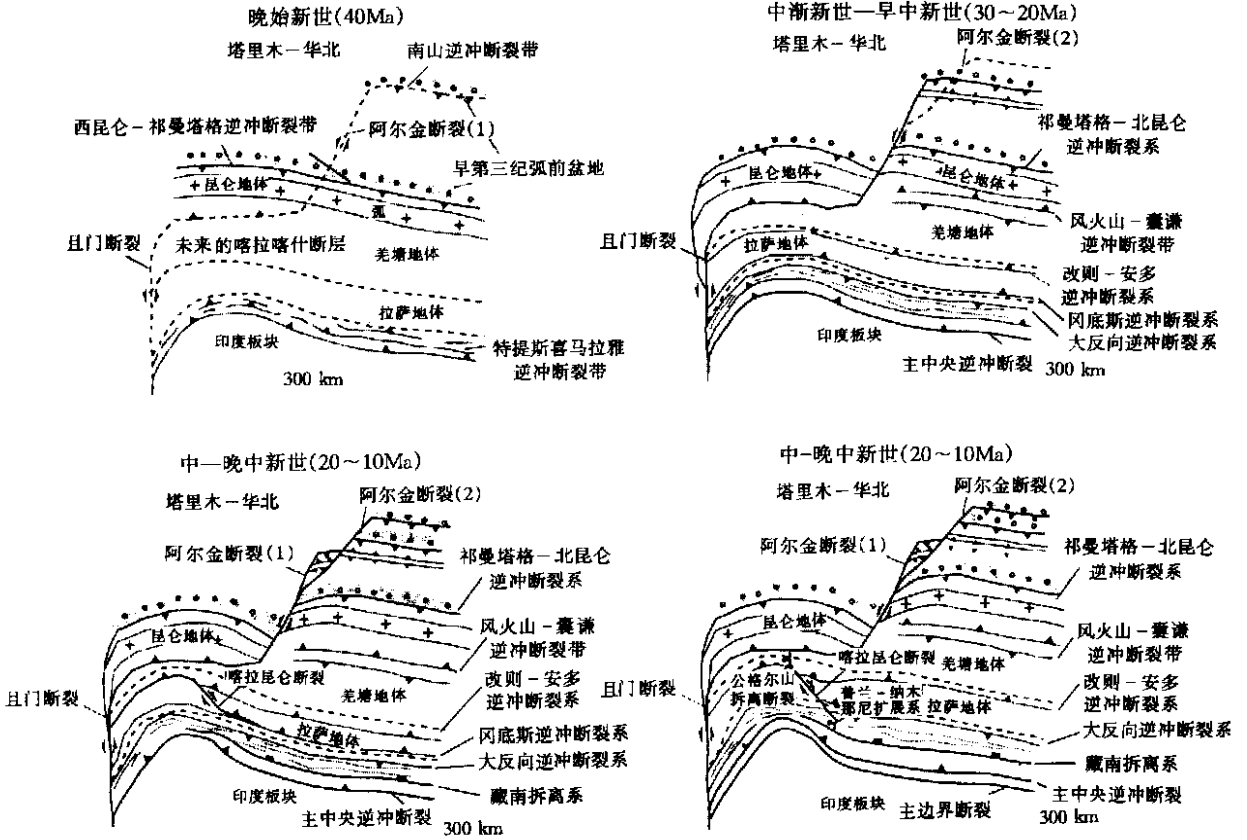


图 5 中喜马拉雅、西北喜马拉雅和青藏高原地区新生代主要构造演化简图

Fig. 5 Schematic diagrams showing the evolution of major Cenozoic structures in the central and northwestern Himalaya and the Tibetan plateau regions

在安多附近,向上,层序变粗糙,粒级从泥岩到砾岩,安多片麻岩逆冲在其上(图 2)。介形类、腹足纲和节肢动物的出现表明,地层时代是渐新世 (Yu et al., 1979)。

在改则附近,1~2 km 的层间砾岩、砂岩和局部的安山岩流出现在北倾逆冲断裂系的下盘 (Cheng et al., 1986; Kapp et al., 1999) (图 3)。剖面中的鹅卵石主要是石灰岩、砂岩和火山角砾岩。这些陆相沉积为晚白垩世海相石灰岩的顶部,年龄被指明为第三纪 (Cheng et al., 1986), Liu (1988) 指定这些岩石年龄为晚白垩世。在改则地区,狮泉河-改则-安多逆冲断裂系年龄下界为白垩纪晚期之后 (Kapp et al., 1999)。

整个狮泉河-改则-安多逆冲断裂系由褶皱砾岩层组成,它们被狮泉河逆冲断裂截断,年龄通常定为在晚白垩世之后至中中新世之前。基于砾岩单元和下面的晚白垩世海相地层之间的不整合关系, Cheng 等 (1987a) 给出狮泉河砾岩的时代为第三纪,

年龄为 20~18 Ma 的火山岩流平卧在倾斜砾岩单元的顶部 (Arnaud et al., 1990)。这种关系可以约束这个地区第三纪褶皱和逆冲作用的年龄上限。

沿狮泉河-改则-安多逆冲断裂系精确的逆冲作用幅度没有很好的约束,因为这些主要逆冲断裂的上盘和下盘的岩石不相匹配。然而,区域构造关系和岩石地层的分布指示出逆冲断裂系可以调节约 200 km 或更大的地壳逆冲作用。正如 Yin 等 (1998b) 和 Kapp 等 (1999) 推测,在羌塘地体中部之下,逆冲断裂系可能由平卧在中地壳的一个地壳尺度对冲层组成。羌塘地体沿这个对冲层的运动可能形成 600 km 长的羌塘复背斜 (图 3)。地壳尺度的对冲模型类似于加拿大落基山南部珀塞尔复背斜和刘易斯逆冲断裂之间的关系 (Price, 1981)。这个模型表明,复背斜的北翼位于下盘逆冲坡的上面。在这种情况下,拉萨地体俯冲在羌塘地体之下至少约 200 km (图 3)。

4.3.2 风火山-囊谦褶皱逆冲断裂带 该断裂带位

于羌塘地体的北缘,穿过金沙江缝合带进入松潘-甘孜-可可西里地体(图2)。在风火山地区,该带具有既向北又向南的逆冲断裂的表征,不同名称的二叠系-侏罗系地层并置在第三纪地层之上(图2)。在这个地区值得注意的地层单元是风火山组,其厚度至少4 km(青海地质矿产局,1991)。风火山组年龄是有争议的,青海地质矿产局(1991)认为,属于上白垩世,尽管从地层中采集的化石不是仅属于晚白垩世。其他研究者认为,风火山组属于下第三纪,根据出现的轮藻植物、淡水腹足纲、介形类和植物碎片(Smith et al., 1988),其时代最可能是始新世。Leeder等(1988)认为,风火山组的沉积与早第三纪逆冲作用的发育有关。

风火山组地层被紧密褶皱,并被42~45 Ma的第三纪侵入岩侵入(Zhang et al., 1994)。其上覆轻微褶皱的中新世和较年轻的地层(Zhang et al., 1994)。第三纪地层均被不同的二叠系-三叠系地层与第三系逆冲断层截断。因为二叠系和三叠系地层二者都是几公里厚,在褶皱和逆冲断裂带上,每一个逆冲断裂垂直断距从几公里到约10 km不等。根据这个地区的变形类型和逆冲断裂的分布(Zhang et al., 1994),推测跨过逆冲断裂带的总缩短量至少为60~80 km。

4.3.3 祁曼塔格-北昆仑逆冲断裂系 该逆冲断裂系由2个主要逆冲断裂组成:西北的祁曼塔格逆冲断裂和东南的北昆仑逆冲断裂(图2)。2个逆冲断裂将元古宙变质岩和古生界沉积岩以及火成岩并置于柴达木盆地第三系地层之上(Bally et al., 1986; Song et al., 1993)(图2)。从沿着它的踪迹出现众多的断层崖可以明显地看出,这条断裂系现在是活动的。在西端,该断裂系从WN走向陡然转向WS走向,近乎平行于它北边的阿尔金断裂系。往东,祁曼塔格逆冲断裂渐渐消失在柴达木盆地。它的滑动被转换成北昆仑逆冲断裂(Bally et al., 1986)(图2)。祁曼塔格逆冲断裂显示出在两个分隔的时期中曾经活动过,其下盘地层记录表明:古新世期间,砾岩层序沿柴达木盆地的西南部堆积;从早上新世以来的过去5~6 Ma间,一个厚的粗粒的碎屑沉积物沿柴达木盆地的南缘堆积(Song et al., 1993)。

沿祁曼塔格-北昆仑断裂系逆冲的幅度没有被限定,但沿左行走滑的阿尔金断裂滑移的变化表明,这条逆冲断裂系可能在SN向缩短了约270 km。

4.3.4 昆仑断裂 昆仑断裂位于青藏中部,呈EW走向,长约1 000 km,一般随着阿尼玛卿-昆仑-木孜塔格缝合带展布(图1)。Kidd等(1988)根据卫星图像解释的变质沉积单元的迁移估计出,沿着昆仑断裂总走滑量约75 km(图1)。来自错动河流抬升的宇宙成因测年显示,该走滑特征的晚第四纪滑移率是 12 ± 3 mm/a(Van et al., 1998)。如果断裂自形

成以来以12 mm/a均一的速率运动,则沿昆仑断裂的滑移量意味着昆仑断裂过去7 Ma一直是活动的。

昆仑断裂在它的西端分成几个分支,表现出与几个SN向的裂谷相连。在东部,昆仑断裂为其北边几个SN向盆地的边界(如,临夏盆地)。昆仑断裂可以作为一个转换断层连接它的北边和南边的EW扩展构造。再向东,昆仑断裂被认为与SN向的龙门山逆冲断裂系(Chen et al., 1994)和左行走滑的秦岭断裂相连(Yin et al., 1998)(图1、图2)。

4.4 青藏高原北部

青藏高原北部,确切地说是昆仑山北部,新生代构造受控于阿尔金断裂系(图2)。该断裂系由南山逆冲断裂带、西昆仑逆冲断裂带、主阿尔金断裂的左行走滑部分、左行走滑的喀拉喀什断裂和沿塔里木盆地南缘和柴达木盆地的西部局部压缩和走滑构造组成(图2)。

阿尔金断裂系在许多方面可与圣安德烈亚斯系对比。其延伸1 200多公里,把相当刚性的塔里木盆地围在西北(与太平洋板块比较),易于变形的青藏高原围在其东南(对比北美大陆)(图1)。阿尔金断裂系由许多近乎平行的断裂组成,尽管它们目前并不都在活动(Cowgill et al., 1997)。对主阿尔金断裂进行过多次卫星图像解释的地质调查(Molnar et al., 1975; Tapponnier et al., 1979; Peltzer et al., 1989; Avouac et al., 1993)和野外踏勘研究(Molnar et al., 1987)。沿整个断裂系的唯一系统的地质调查是由中国国家地震局的地质学家在1985年和1988年间进行的(中国国家地震局,1992)。然而,这些工作仅强调断裂系的新构造方面。

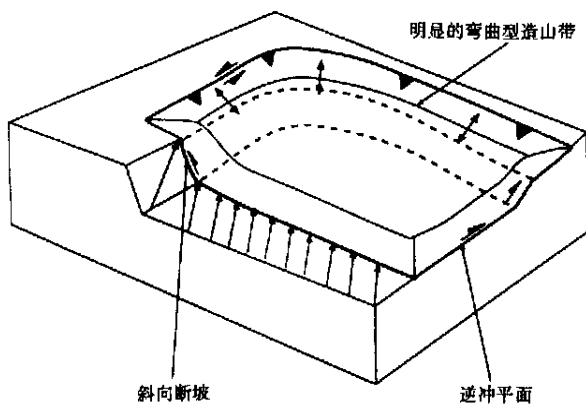
4.4.1 阿尔金断裂的特征 在塔里木盆地和柴达木盆地之间(图2),断裂被局限于相对窄的带内(小于30 km)。断裂系的南边,位于柴达木盆地内,卷入了许多第四系褶皱地层,轴正交于阿尔金断裂。从图中可见,没有明显的褶皱轴弯曲(Liu 1988)(图2),这意味着柴达木盆地的基底是刚性的,阿尔金断裂的摩擦强度相对较弱。柴达木盆地的南边,几条明显的弯曲造山褶皱出现在阿尔金断裂的南边。跨过祁曼塔格逆冲断裂,褶皱轴图型式发生变化,它的南边平均高程剧烈增加,从柴达木盆地约3 km到断裂南部约5 km。于是,与这些观察有关的2个问题被提出来:弯曲造山模式是受控于逆冲斜坡的存在,还是绕垂直轴的旋转引起(图6)的?柴达木盆地和青藏高原中部褶皱轴方位变化是地壳厚度对比和机械力相对差异的结果吗?

昆仑山和班公-怒江缝合带之间的青藏高原中部的上地幔被解释为异常的热(McNamara et al., 1995),认为第三纪-第四纪火山作用是广泛的(Deng, 1989; Xie et al., 1992; Arnaud等, 1992;

Turner et al., 1993, 1996)。因此,褶皱轴模式的差异可能反映了两个区域之间力学强度的差别。阿尔金断裂局部地区有地震活动。其中2个有史以来最大的地震(都是 $M = 7.2$)发生在1924年(中国国家地震局, 1992)(图2),在阿尔金断裂中段且末地区附近。沿整个断裂系,仪器记录揭示了小—中级的地震活动(中国国家地震局, 1992)。1970~1989年间中国国家地震局编制的地震活动图表明,强烈的活动发生在直径约150~200 km的范围内,集中于且末西部的阿尔金断裂西段(虽然许多地震事件不可能发生在主断裂上)。几个地震事件的震源机制解表明,具有E—W到ESE—WNW张力轴的引张断裂作用(Molnar et al., 1989)。

全球卫星定位系统(GPS)测量说明,且末东边阿尔金断裂的东段在几年的时间段内移动的速率小于20 mm/a,约为10 mm/a。在1997年观测过的位

a. 模型1. 斜向逆冲断坡产生的弯曲型造山带



b. 模型2. 转换旋转构造产生的弯曲型造山带

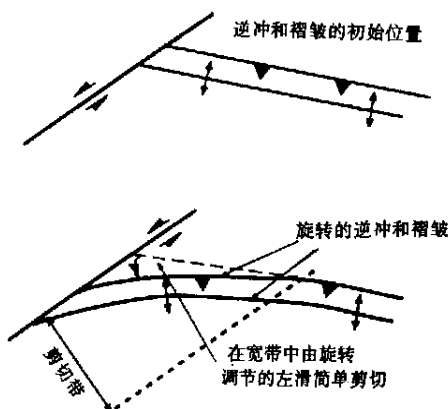


图6 沿阿尔金断裂系构造弯曲线状带的对比模型

Fig. 6 Contrasting models for the curvilinear belts of structures along the Altyn Tagh fault system

a 弯曲带反映了由斜向逆冲断坡所控制的初始几何形态;

b 最初是直的,后来沿着阿尔金断裂宽阔带被单剪切变形弯曲的逆冲和褶皱

置上(Yin et al., 1999b),1998年沿着整个断裂系完成了GPS测量。初步分析表明,靠近南山的阿尔金断裂的东端,走滑速率为 8 ± 4 mm/a;在它的西端——西昆仑,南北会聚的速率是 2 ± 4 mm/a。沿塔里木盆地的西南缘,GPS测站测出相对于稳定的欧亚板块内部,从西向东会聚率是逐渐减小的,说明了塔里木地体现在是顺时针旋转。Bendick等(1998)完成了跨过若羌和花土沟之间的阿尔金断裂系中段的独立的GPS测量。他们于1994年穿过断裂带安置了500 km长的GPS测线;这些GPS测站在1998年重新进行了测量,获得了穿过阿尔金断裂的滑移速率,为 18 ± 5 mm/a。

根据填图和水平错断地貌特征的 ^{14}C 测年(中国国家地震局, 1992)在几千到几万年的时间范围内,沿断裂第四纪最小的滑移速率大约是5 mm/a。假定阿尔金山地区大量冲积扇的沉积与晚冰期的结束有关,Peltzer等(1989)推测断裂上的全新世滑动速率约为20~30 mm/a。阿尔金断裂系最东段的一个分支由Meyer等(1996, 1998)做过调查,他们推测全新世最小滑动速率约为4 mm/a。阿尔金断裂系西部的一个分支沿着西昆仑山喀拉喀什谷从E—NE走向陡然转向W—NW走向。阿尔金断裂的这一段,一般称作喀拉喀什断裂(Matte et al., 1996),该断裂移置了第四纪冲积扇地层。使用宇宙成因测年方法对这些水平错断冲积扇的年龄进行测定,测得沿喀拉喀什断裂滑动速率约30 mm/a(Ryerson et al., 1999)。这个速率比跨过阿尔金断裂的中部和东部的GPS研究估计得到的速率更大。

4.4.2 沿着阿尔金断裂系的转换和旋转 阿尔金断裂系是与分布在一个宽的带上、共同调节整个左行走滑单剪切变形、运动学上相关的断裂和褶皱的共生体(图2)。这个广泛的定义允许我们提出如何在印度板块-亚洲板块碰撞期间跨过这条断裂使整个左行走滑变形的转换(断裂滑动)和旋转的问题。

(1) 断裂滑动:沿着主走滑断裂,断裂走滑幅度的估计需要通过穿过断裂带的挤入点(Crowell, 1962, 1982; Sylvester, 1988)和古地理重建来确定(Powell, 1993)。沿着阿尔金断裂,关于总左行走滑量存在多种推测,经对比研究得出的主要认识为:基于西昆仑与祁连山古缝合带位移而推测约1200 km(图2)(中国国家地震局, 1992);根据穿过断裂带,西昆仑和东昆仑晚古生代岩浆岩带位移而推测约550 km(Peltzer et al., 1988);根据沿阿尔金断裂上新世—第四纪走滑速率测量和断裂移动持续时间研究推测,约为200 km(Burchfiel et al., 1991)。值得注意的是,在这些推测中使用的一些位移标记是广泛的构造特征(深成岩带,缝合带),对它们的边

缘缺少空间定义,表现出很大的不确定性。另外,因为位移标记形成于古生代,而确定地质特征的位移是发生在古生代、中生代还是新生代印度板块-亚洲板块碰撞期间是困难的。与泛泛的地质特征的相互关系相对照,沿着阿尔金断裂东段新近进行的详细地质填图,在若羌的东边揭示出可以约束东部阿尔金断裂整体滑动的一小部分的一个挤入点。这个挤入点由一对反倾斜的、相向移动的新生代逆冲断裂所确定(Yin et al., 1999b)。它们出现在断裂北边的金雁-索尔库里山和断裂南边向东约 280 km 的党河-野马南山(图 2)。在这 2 个地区,上盘卷入晚元古界地层的倒转韧性推覆体,在它们共同的下盘斜接了第三系逆冲断层和一个第三系前陆盆地。第三系地层由含石膏的红层组成,根据淡水节肢动物与介形类的出现,时代为晚始新世—渐新世(新疆地质矿产局, 1989)。我们推测,在这两个区域的新生代逆冲作用发生在晚始新世—渐新世(约 40 ~ 32 Ma),与下盘前陆盆地沉积同时形成。这种关系产生了一个自早渐新世以来沿着阿尔金断裂东段的左行走滑约 280 ± 30 km 的估计,假设第三纪盆地和 2 个逆冲断裂的位移紧随盆地发育之后出现,平均滑动速率约为 7 ~ 9 mm/a。

新生代逆冲断裂被阿尔金断裂位移这个事实说明了较老的阿尔金断裂在现今活动的断裂分支发育之前必定已经存在。这个较老的断裂必定位于现今活动断裂的北边,并以南边金雁-索尔库里山、北边未变形的塔里木盆地中不活动的逆冲断裂系为界。Cowgill 等(1997, 2000)推测,这个较老的阿尔金断裂可能是由地震数据反映的车尔臣断裂(Jia et al., 1991; Jia, 1997)。金雁-索尔库里山约 60 ~ 100 km 的缩短量需要较老的和不活动的阿尔金断裂之间有一个积累的等量左行走滑^①。沿阿尔金断裂东段估计约 280 ± 30 km 左行走滑,形成了被新生界南山逆冲断裂带吸收约 280 km 的 SN 缩短量的最小值。加之现在活动的阿尔金断裂发育之前记录在金雁-索尔库里山 80 ± 20 km 缩短量,被新生界南山逆冲断裂带调节的总的 SN 缩短量的最小估计值是 360 ± 50 km。

西昆仑山和东昆仑山的地质特征非常的相似,在奥陶系和上二叠统—三叠系,可能由于其南缘的裂谷事件作用,2 个地区都经历了石炭纪和早三叠纪之间中断的 2 期岛弧岩浆作用(图 2)。这种地质历史上的相似性支持了阿尔金断裂的西段有一个约 550 km 的整体走滑的推测(Peltzer et al., 1988)。这个估计完全不同于祁曼塔格逆冲断裂北边沿着阿

尔金断裂的东段有约 280 km 走滑的认识,暗示着约 270 km 的 SN 缩短已经被党河南山(南山最南部范围)和祁曼塔格之间的构造调节。显而易见,是祁曼塔格逆冲断裂吸收了 this 缩短量(图 2)。

(2) 旋转:沿着走滑断裂系旋转构造是在大陆变形带中简单剪切变形的常见形式。在圣安德烈亚斯断裂系,这个过程是由地壳块体近垂直轴的旋转调节的(Luyendyk et al., 1985; Luyendyk, 1989)。Dickinson(1996)认为,转换旋转构造连同在盆地山脉转换引张构造(Dickinson et al., 1997),有助于认识对安德烈亚斯转换运动长期以来不同的估计,这些估计是通过在陆上和海底磁异常的全球分析得到的累计断裂错距做出的。

左行走滑阿尔金断裂带转换旋转的可能作用显示在沿断裂填制的地质图上(Liu, 1988)(图 2)。几个可能的弯曲造山褶皱,弯曲近 90°,并明显存在于阿尔金断裂带的南边。因为始新世的岩石单元被卷入造山弯曲作用中,沿着阿尔金断裂带,在新生代运动期间这些褶皱带发育是可能的。沿其在区域上的 NW 走向,穿过约 100 km 宽的带弄直这些弯曲造山系可能需要增加约 110 ~ 130 km 左行走滑简单剪切(图 2)。对弯曲造山的另一种解释是造山弯曲是由斜向的逆冲斜坡几何形状产生的,不需要近垂直的轴旋转(图 6)。

(3) 阿尔金断裂带的旋转:尽管很多论文谈到关于主要构造块体的旋转和它们在亚洲的边界断裂(Davy et al., 1988),阿尔金断裂带本身在印度板块和亚洲板块碰撞期间是否已经旋转仍不清楚。根据采自阿尔金断裂带(Rumelhart, 1998; Rumelhart et al., 1999)始新统—早渐新统地层样品的古地磁分析,显示出自早渐新世约为 35 Ma(Rumelhart, 1998),断裂旋转不超过 8°。如果考虑到研究不确定的范围(±7°),则断裂没有发生旋转是最有可能的,这个推断和 Chen 等(1993)表明,阿尔金断裂带北部边界地体的塔里木自晚白垩世以来旋转不超过 7°的结果一致。

4.4.3 阿尔金断裂带岩石圈构造 阿尔金断裂带可能是地壳尺度的转换断裂(Burchfiel et al., 1989b)或岩石圈尺度的逆冲断层(Deng, 1989; Arnaud et al., 1992)。变形模式已被推测,是在垂向上和上地壳水平走滑断裂作用的非耦合(Burchfiel et al., 1989b)和在岩石圈地幔中的缩短(Willett et al., 1994)。穿过若羌和芒崖之间的阿尔金断裂带中段的远震试验,揭示出一个低的 P 波速度异常直接位于阿尔金断裂带之下,深达 140 km(Wittlinger et

① Yin and Gehrels. 未出版的填图资料。

al., 1998)。阿什库勒盆地中一个小的拉分构造(中国国家地震局, 1992)、在普鲁附近沿阿尔金断裂带西部轨迹的第四纪玄武岩喷发(Liu, 1988; Deng, 1998)(图2), 均显示出阿尔金断裂带西部切割了岩石圈和充当使玄武岩岩浆从地幔流动到地表的导管。且末东阿尔金断裂东段第四纪玄武岩喷发的缺失, 可能指示了该区断裂是地壳尺度的构造, 如同Burchfiel等(1989b)的推测。

4.4.4 西昆仑逆冲断裂带 塔里木地块被认为在新生代向南俯冲到西昆仑之下至少 80 km (Lyon-Caen et al., 1984), 造成了指向北的西昆仑逆冲断裂带(图2), 与活动的左行走滑喀拉喀什断裂一起, 西昆仑断裂带限定了阿尔金断裂系的西端(Burchfiel et al., 1989b)(图2)。西昆仑逆冲断裂带东部的地质填图(Cowgill et al., 1998)和塔里木盆地西南地表下的资料(Jia, 1997)显示出穿过逆冲断裂带东部其SN向缩短量在 50 ~ 100 km 之间。根据古地磁研究, 这个缩短量向西明显增加。西昆仑山自早渐新世经历了超过 20° 的绕垂直轴顺时针旋转(Rumelhart et al., 1999)。西昆仑山旋转的枢纽点可能位于它的东端普鲁附近(图2)。如果是这种情况, 假如塔里木没有旋转, 一个简单的几何关系可以用于预测西昆仑逆冲断裂带的地壳缩短的最小量(Chen et al., 1992); 这就产生了自渐新世最小的SN缩短量; 即在西昆仑逆冲断裂带东部约 85 ± 43 km 和在西昆仑逆冲断裂带中部的 187 ± 84 km (Rumelhart et al., 1999)。

西昆仑山顺时针垂直轴旋转可能由帕米尔向北的挤入所引起(图5)。这个旋转和帕米尔西部逆时针垂直轴的旋转呈镜象关系(Bazhenov et al., 1994)。观测到的西昆仑山旋转也可以用于解释沿位于西昆仑逆冲断裂带的南边并近乎平行于它的喀拉喀什断裂带左行走滑运动的发生(图1、图5)。喀拉喀什断裂, 向北围限西昆仑山; 向南和甜水海-喀拉昆仑地体相连, 推测其可能是这2个块体顺时针旋转的调节带。

西昆仑逆冲断裂带开始的年龄由其第三系前陆盆地上新近进行的生物地层学、磁地层学和沉积学等研究给出了最好的约束(Rumelhart, 1998)。这个研究表明, 逆冲断裂带是在早渐新世之前开始发育, 时代划分以沉积速率的急剧增加和进入盆地的粗碎屑沉积的输入为标志。

如果阿尔金断裂产生的东昆仑弧和西昆仑弧 550 km 的位移出现在新生代(Peltzer et al., 1988), 那么在阿尔金断裂系西端的西昆仑逆冲断裂带不可能是吸收这个位移的构造。因为这2个弧都在阿尔金断裂带的同一边(图2)。终止构造必须位于西昆

仑山位移弧的南边。有3个可能的方式解释这个移置:

(1) 弧被阿尔金断裂带西南延长的左行走滑喀拉喀什断裂位移, 如果是这种情况, 那么进一步向西需要有一个终止喀拉喀什断裂的构造。从这个区域的现存地质图判断(Liu, 1988), 喀拉喀什断裂在西边和一个围限第三系盆地的逆冲断裂相连。逆冲断裂带的缩短量明显是小的, 因为沿断裂走向发育的第三系盆地的范围是相当的小, 长度小于 70 km (图2)。逆冲断裂带这样短的长度不可能调节昆仑弧位移所需要的数百公里的缩短。这可以和加拿大落基山南和美国的蒙大拿西北刘易斯逆冲断裂做一个比较, 刘易斯逆冲断裂带长约 500 km, 最大位移约 200 km (Price, 1981)。

(2) 阿尔金断裂带对昆仑弧的位移被西昆仑弧南边的——西昆仑山南部的一个主要的北倾逆冲断裂所吸收(图5)。新近完成的穿过西昆仑逆冲断裂带前陆的深地震反射剖面研究说明(图2), 北倾反射体的主要序列紧邻西昆仑北缘的北边出现(Gao et al., 1999a)。这些反射体可能向下延伸到 100 km, 明显地截切南倾的反射体, 南倾的反射体代表了塔里木地体的南倾俯冲, 因为南倾的反射体应该反映出塔里木向西昆仑之下的新生代运动。交叉切割关系说明, 比南倾的反射体年轻的、北倾的反射体年龄也应该是新生代。当北倾的反射体向上延伸时, 层序的顶部被投射到近似位于喀拉喀什断裂的活动迹线。这种几何关系可以有2种解释: 喀拉喀什断裂改变了它的产状, 从地表近垂直到低角度向北倾斜; 北倾的反射体代表了预期的北倾第三系逆冲断裂系, 它吸收了沿着阿尔金断裂带约 500 km 的位移(图5)。在西昆仑山的南部、推测的北倾逆冲断裂系的地表表现是甜水海附近的逆冲断裂, 该断裂中的志留系变质岩逆冲在晚白垩统地层之上(图2、图3)。

(3) 昆仑弧没有被阿尔金断裂带位移, 有 200 ~ 300 km 的滑动, 而不是约 550 km。代之以它的是马蹄形弯曲被改造成它目前的结构(图6)。昆仑弧这样大规模的弯曲和柴达木盆地南边的几个明显大的马蹄形山系(即弯曲造山带)相一致(图2)。

4.4.5 南山逆冲断裂带 新生代南山逆冲断裂带标志着阿尔金断裂系东部的终止(图2)。

基于沿阿尔金断裂东段左旋走滑总量的估计(图2), 虽然约 340 km 的SN向缩短被推测穿过逆冲断裂带并发生在新生代, 但地壳缩短总量的估计还没有获得。部分原因是逆冲断裂叠置在几个早期的缝合系上, 这导致了先于新生代变形的复杂结构和岩石地层学关系(图4)。

南山逆冲断裂带的起始年龄确定了在这个区域阿尔金断裂带活动的开始年龄,因为二者在运动学上是相关的。磁性地层学分析、碎屑岩的磷灰石裂变径迹冷却年龄和肃北地区第三系前陆沉积的生物地层学等研究,推测第三系沉积至少是中渐新世的(Wang, 1997; Rumelhart, 1998)。肃北地区第三系地层的沉积层序学研究表明,该地层沉积在一个前陆盆地中,碎屑岩来自南边一个逆冲断裂上盘出露的高地形(Rumelhart, 1998)。这个结果说明,不仅南山逆冲断裂带自渐新世以来一直是存在的,而且那时阿尔金断裂带也到达了南山地区。这和晚始新世—早渐新世的挤入点被阿尔金断裂带现在活动的河流所位移是一致的(图2、图5)。在早古新世,南山逆冲断裂带可能已开始变形,因为古新世—始新世红层广泛分布在西宁的南边和祁连山北边的东北部(青海地质矿产局, 1991)。意味着作为逆冲断裂带的转换断裂系——阿尔金断裂带在印度板块亚洲板块碰撞初期就已在青藏高原的最北部发育了。因此,正如一些研究者推测的一样(Meyer et al., 1998),南山逆冲断裂带不可能是过去几百万年高原发育,并向北扩展的结果。

4.5 青藏高原东部

青藏高原东部传统上解释为广泛调节带(约700 km宽)的一部分,吸收由印度板块挤入亚洲板块引起的变形(Dewey et al., 1989)。它位于青藏高原的主体部分、东经95°E、喜马拉雅北和华南西部之间,受控于新生代走滑和倾滑断层的复杂系统构造(图2)。从东到西和从北到南,这些断层是龙门山逆冲断裂带、鲜水河-小江断裂系、嘉黎-高黎贡断裂系和哀牢山-红河断裂系(Wang et al., 1998)。这个区域的变形有3个调节机制:印支地体的向东南挤出(Peltzer et al., 1988; Leloup et al., 1995);块体旋转(Davy et al., 1988; Royden et al., 1997);内部变形(Wang et al., 1997; Wang et al., 1998)。然而,变形的3个因素如何定量区分仍不清楚。

4.5.1 挤出 印度板块-亚洲板块碰撞期间,印度支那地块的挤出一直是在模拟模型的基础上(Tapponnier et al., 1982)推测的。这个模型需要一组共轭的走向滑动断裂同时运作,以助于大规模的大陆地块运动。目前已清楚的,现今仍在活动的右行走滑红河断裂在印度板块-亚洲板块碰撞的早期历史中是左行走滑断裂。从青藏高原东南部穿过云南到南海可以追踪红河断裂(Tapponnier et al., 1977; Allen et al., 1984; Leloup et al., 1995; Wang et al., 1997; Wang et al., 1998)。活动断裂沿着窄的片麻岩带的东北缘延伸,该片麻岩带从越南 Dan Nuy Con Voi 山脉延伸穿过哀牢山和云南的点苍山地

体,可以追踪到青藏边界附近雪龙山(Tapponnier et al., 1990)。虽然红河断裂被解释成整个新生代的右行走滑断裂(Dewey et al., 1989),但野外调查表明,正在活动的红河断裂正南边,断续的变质岩带代表了第三纪中期左行走滑断裂带主要的韧性部分,称为哀牢山剪切带(Leloup et al., 1995)。

在哀牢山剪切带的片麻岩核中,大部分岩石类型是糜棱岩化的;叶理通常较陡和平行于剪切带的走向,拉伸线理是近水平的(Leloup et al., 1995)。有大量的非同轴变形和运动学指示证据证明左旋剪切指向(Leloup et al., 1995; Wang et al., 1998)。从平行于叶理和受左旋剪切(据左旋剪切晚期递增的定年确定的)影响的同构造晚期淡色花岗岩的副矿物U-Pb年龄测定表明,时间集中在23~24 Ma(Leloup et al., 1995)。

在红河剪切带每一侧,明显的地质特征为在300~740 km之间的左旋位移(Leloup et al., 1995)。从磁异常推论出来的南海张开运动学(Briais et al., 1993)和在32~17 Ma间存在540 km左行走滑运动的观点相一致(有微斜向分量)(即约4 cm/a的走滑速率);这说明南海为一个在断裂带东南端发育的拉张盆地。哀牢山⁴⁰Ar/³⁹Ar热年代测定表明,在25~17 Ma之间,产生一个和不同时代转换拉张断裂作用相一致的年龄冷却模式,断裂作用沿着哀牢山剪切带以约4 cm/a速率扩展(Harrison et al., 1996)。这些结果和基于南海磁异常断裂运动学的推测相一致(Briais et al., 1993)。在约5 Ma,红河断裂的指向是倒转的(Leloup et al., 1993; Harrison et al., 1996),在一些地方变成带有正垂直断距的右行走滑。

与左行走滑的哀牢山剪切带共轭的的剪切系,由东边的右行走滑高黎贡剪切带和西边的右行走滑实皆剪切带组成(图2)。高黎贡剪切带以2~5 km厚的糜棱片麻岩为标志。从糜棱状剪切带的白云母和黑云母K-Ar和⁴⁰Ar/³⁹Ar测年得出,冷却年龄在11~24 Ma之间,代表了高黎贡剪切带运动的持续时期。年龄范围覆盖了哀牢山剪切带的运动持续时间(Leloup et al., 1995),然而,沿着剪切带右行走滑的幅度是未知的。

4.5.2 内部变形 刚刚描述的观察和在新生代中期印支从南亚的挤出,与调节了第三纪中期印度板块-亚洲板块汇聚的主要部分(Tapponnier et al., 1982)的假设一致。然而,争论的焦点在于:挤出构造是否由刚性块体的运动完成的(Leloup et al., 1995),以便简单的刚性块体运动学模型(Avouac et al., 1993)可以应用于描述断裂运动;挤出和分散变形有关(Burchfiel et al., 1995; Arne et al., 1997;

Wang et al., 1997), 在这种情况下, 走滑断裂是沿着它们的走向具有可变化滑动量的转换构造。哀牢山剪切带南部印支地体内部产生了第三系变形是明确的, 例如, 在哀牢山剪切带的正南, 中生界思茅褶皱带上的无量山逆冲断裂带调节了垂直于该带约 50~60 km 的缩短 (Wang et al., 1997) (图 2)。然而, 印支内部的变形总幅度是很不确定的, 它使得刚性块体运动和内部变形的对比较为困难。

4.5.3 旋转 野外研究 (Ratschbacher et al., 1996; Wang et al., 1997; Wang et al., 1998)、古地磁分析 (Huang et al., 1993; Huang et al., 1992; Chen et al., 1995) 和 GPS 测量 (King et al., 1997) 都表明: 在新生代期间, 青藏高原东部围绕着东喜马拉雅构造结发生旋转。新生代累积旋转大于 60° (Huang et al., 1993; Huang et al., 1992)。如果这些结果具有区域的意义, 又如 Wang 和 Burchfiel (1997) 指出的, 它们意味着哀牢山剪切带的旋转超过挤出模型和南海打开模型二者所需的 14° (Leloup et al., 1995)。Royden (1996) 和 Royden 等 (1997) 解释, 围绕东喜马拉雅构造结旋转是在地壳软弱的地方大陆会聚的结果, 容许上地壳运动与下地壳和地幔不耦合。

5 喜马拉雅-青藏高原造山带的晚新生代 SN 向裂谷

5.1 地质背景

自从最初认识青藏高原活动的 SN 向裂谷以来 (Tapponnier et al., 1977; Molnar et al., 1978; Ni et al., 1978), 我们对这些构造的知识大大地改善了, 因为几个详细的野外调查 (Tapponnier et al., 1981; Armijo et al., 1986, 1989; Mercier et al., 1987; Burchfiel et al., 1991; Yin et al., 1999c); 改进的卫星图像质量 (Rothery et al., 1984); 穿过西藏南部 SN 向裂谷部分地震反射和折射资料 (Cogan et al., 1998)。一直争论的青藏高原 EW 向引张的初始时间代表了高原达到现在高度的时代 (Molnar et al., 1978; England et al., 1989), 本身也关系到亚洲季风的加剧 (Harrison et al., 1992; Molnar et al., 1993), 几种方法已被用来确定青藏高原和喜马拉雅引张的时代。青藏高原东南部的念青唐古拉地区, EW 扩张的初始时间约为 8 ± 1 Ma (Harrison et al., 1995b)。亚东-谷露裂谷, 这个最大的 SN 向地堑的起始上限, 被裂谷切割了的藏南拆离系至少在 12 Ma 还活动的事实而约束 (Edwards et al., 1997; Wu et al., 1998)。

青藏高原最南部日喀则附近 (图 1、图 2) 较小的引张年龄可由 SN 向岩墙群的测年方法估计出, 岩

墙群时代为 18 ± 1 Ma (Yin et al., 1994)。这些岩墙早于南倾的仁布-泽当逆冲断裂系, 该逆冲断裂在 18~10 Ma 之间是活动的 (Quidelleur et al., 1997)。说明岩墙就位的应力条件完全不同于 SN 向青藏裂谷形成所需要的条件, 因为自从裂谷开始以来, 裂谷滞后于仁布-泽当逆冲断裂, 没有被任何收缩性构造所截断过。在喜马拉雅进一步向南, EW 引张究竟始于约 14 Ma, 还是约 14 Ma 之前是有争议的 (Coleman et al., 1995)。再者, 这种结果可能发生在青藏高原最南部和喜马拉雅北部的大反向逆冲断裂产生的地壳增厚之前 (Yin 等, 1994, 1999c)。因此, 喜马拉雅和青藏高原岩墙就位应该与区域上广阔的青藏高原 SN 向裂谷的产生有区别。

与我们对青藏高原南部 EW 引张的认识相对照, 青藏高原北部裂谷的研究主要基于地震的断裂面解和卫星图像的解释 (Molnar et al., 1989; Rothery et al., 1984; Armijo et al., 1986)。由于缺少地表地质研究, 青藏高原北部新生代裂谷作用的几何学、定年和幅度都缺乏约束。来自冈玛错和双湖地区最近的地质填图是一个例外 (图 7), 这个填图证明了具有 4~8 km 位移的主要的 SN 向活动正断层系的存在 (Yin et al., 1999c)。此外, Blisniuk 等 (1998) 进行的双湖地区南部的活动断裂运动学分析认为, 在这个地区的 NE 向断裂是左行走滑断裂, 和 SN 向正断层相连 (图 7)。

分析双湖地区正断裂断崖的下降模拟 (Avouac, 1993), 提出走滑速率约 2 mm/a 的最小估计 (Yin et al., 1999c)。假设走滑速率恒定, 穿过双湖断裂 6~8 km 的总位移量说明正断裂系最初始于大约 3~4 Ma。这个年龄的估计比念青唐古拉断裂的初始年龄 8 ± 1 Ma 年轻, 也比青藏高原中部约 35 Ma 新生代火成岩开始活动 (Chung et al., 1998; Deng, 1998) 的时间年轻得多。裂谷的形成和火成岩活动不同时发生, 这种关系在青藏高原南部也被观测到, 年龄为 18 Ma 的岩墙 (Yin et al., 1994) 就位于约 10 Ma, 早于裂谷的形成 (Harrison et al., 1995b)。青藏高原南部和中部火成岩活动和裂谷作用在空间上没有叠覆 (图 1)。综上所述, 青藏高原火成岩活动与裂谷作用没有关系, 不适应于青藏高原到达目前高度的定年。

5.2 青藏裂谷形成的机制

穿过青藏高原 SN 向裂谷的高分辨率数字地形分析产生一个平均有效的弹性厚度, 上地壳厚约 6~7 km (Masek et al., 1994), 这意味着 EW 向引张是一个上地壳产生的过程。基于穿过青藏高原南部的反射地震研究, 这个想法最近被 Nelson 等 (1996) 和 Cogan 等 (1998) 所倡导。

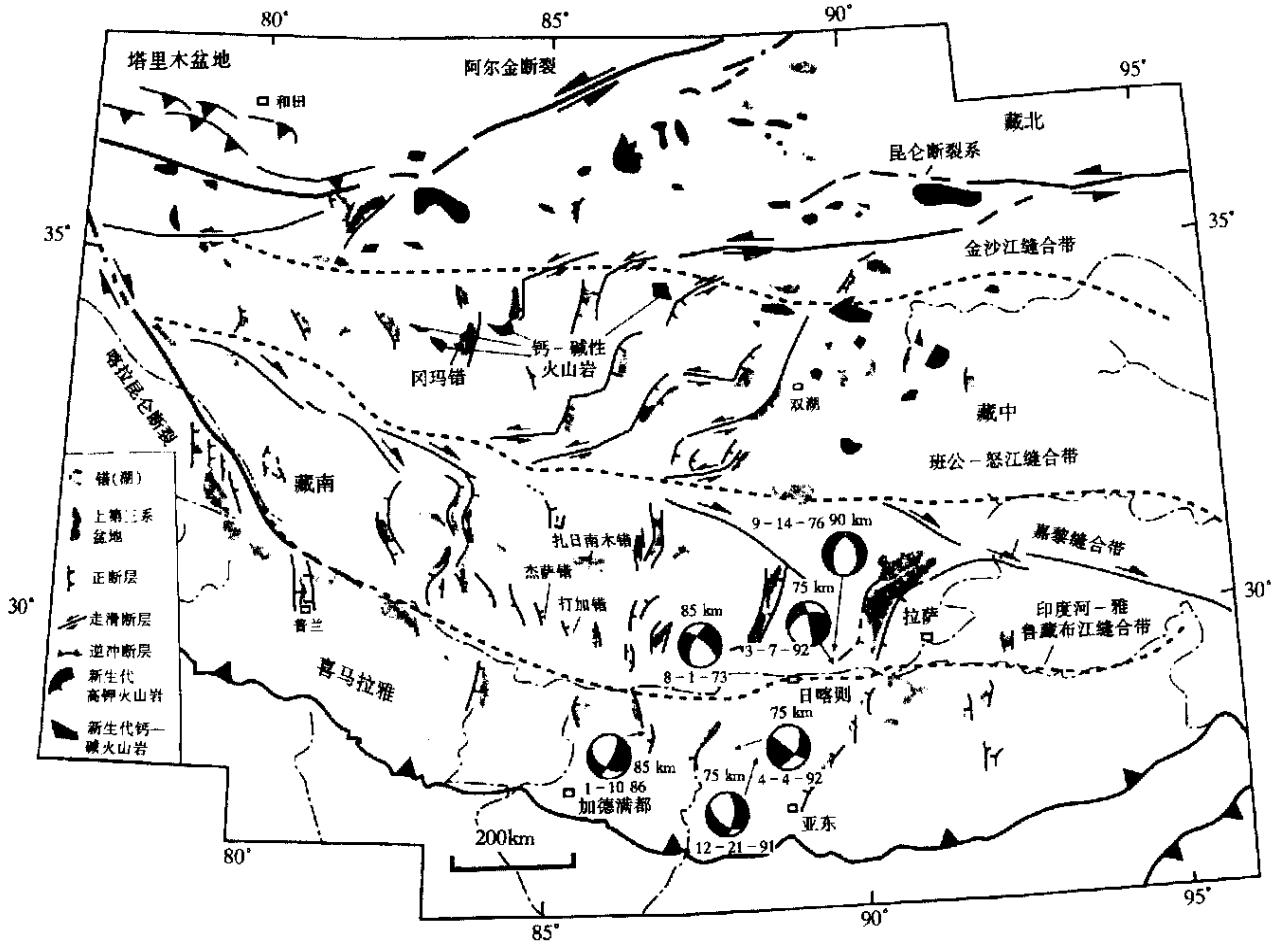


图7 喜马拉雅-青藏高原造山带主要晚新生代裂谷和新生代火山岩的分布(不包括早第三纪林子宗火山岩)

Fig.7 Major Late Cenozoic rifts in the Himalayan-Tibetan orogen and distribution of Cenozoic volcanic rocks

(excluding the Early Tertiary Linzizong volcanic rocks)

[根据 Armijo 等(1986), Yin 等(1999c)和 Yin(1999)修改]

岩石圈地幔明显与在青藏高原和喜马拉雅下面EW向扩张有关(Chen et al., 1996),然而,也意味着在上地壳和上地幔之间变形可能被耦合。这个变形模型相似于中亚贝加尔裂谷和山西地堑的形成和发展,二者都与岩石圈地幔有关,并展现局部引张(Deverchere et al., 1991;Ruppel et al., 1993;Gao et al., 1994; Van der Beek, 1997; Delvaux et al., 1997; Wang et al., 1996)。

青藏高原和亚洲北中部的裂谷不仅仅共享同一种引张模式,它们也普遍始于晚中新世和上新世早期(8~5 Ma)(Delvaux et al., 1997; Wang et al., 1996)。引张模式、扩张方向和初始引张时代的相似性有力地说明,青藏高原、华北和西伯利亚东南的裂谷具有同一个起源,特别是在东亚,整个晚中新世一早上新世EW向引张可能与亚洲板块之下大规模的地幔流引起的长期拖延的弧后扩张过程有关,由这一过程所引发并保持(Yin et al., 1997; Yin, 2000)。

5.3 裂谷与走滑断裂的关系

喀拉崑崙-嘉黎断裂带(图7)被反复不定地推测为青藏高原北部朝东挤出(Armijo et al., 1986, 1989),或印度板块和青藏高原间斜向会聚的结果(McCaffrey et al., 1998)。另一方面,喀拉崑崙-嘉黎断裂带可以被解释为一个调节带,将EW引张从南边较宽空间裂谷转换到北边更窄的空间裂谷。这种机制也可以应用于左行走滑的昆仑断裂与青藏高原中部SN向裂谷之间的关系。后一种解释意味着青藏高原中部主要的EW向走滑断裂是连接SN向引张系的转换带。这些转换构造的出现,不需要昆仑和喀拉崑崙断裂之间青藏高原北部离散的各个块体的朝东挤出(Armijo et al., 1986)。取而代之,走滑断裂也可以促使青藏高原朝东扩展。

6 同碰撞火成岩活动

6.1 喜马拉雅淡色花岗岩及其在碰撞构造中的意义

喜马拉雅山脉显著的、独一无二的特征是出现2个大致平行的花岗岩带——高喜马拉雅淡色花岗岩(HHL)和北喜马拉雅花岗岩带(NHG)(图2)。

高喜马拉雅淡色花岗岩的形成导致在藏南拆离系每一边不连续的岩床链和花岗岩小岩群的出露(图2)。岩浆的温度估计约为700~750 (Montel, 1993)。北喜马拉雅花岗岩带平行于南边约80 km的高喜马拉雅,大约由18个椭圆状深成岩组成(图2)。北带出露的深成岩以相对浅的深度侵入到特提斯盖层岩石中,并且覆于藏南拆离系之上(Le Fort, 1986)。

来自高喜马拉雅淡色花岗岩带的深成岩结晶年龄为24.0~17.2 Ma,组成淡色花岗岩主体的大花岗岩体,侵位时间为 23 ± 1 Ma和 19 ± 1 Ma(Harrison et al., 1998b)。北喜马拉雅带花岗岩的结晶年龄范围为17.6~9.5 Ma(Harrison et al., 1998b)。然而应注意到,喜马拉雅花岗岩在时间上连续的向北扩展熔融(Harrison et al., 1997b),却在空间上产生间断的2个离散带是令人费解的。

在喜马拉雅许多地方,穿过主中央逆冲断层的高喜马拉雅和低喜马拉雅并置,这与较高构造水平上的(也就是较浅的深度)变质级别增加有关。高喜马拉雅热年代测定研究表明,随着主中央逆冲断层上距离的增加,压力和温度普遍减小,在逆冲断层的附近得到0.007~0.008 MPa的压力值(蓝晶石级),而最高构造水平上的压力值为约0.003~0.004 MPa(夕线石级)(Harrison et al., 2000)。超过南北约20 km距离上,典型的低喜马拉雅变质作用从绿泥石向蓝晶石级增加。近似以低喜马拉雅石榴石等变线和高喜马拉雅上盘片麻岩为界的区域,具有高剪切的、顶部向南剪切指向的4~8 km厚的分布变形带,被称为主中央逆冲断裂带(MCT)。

在喜马拉雅内部,退变质序列和伴随大规模断裂的深熔作用的并置,导致提出许多假设部分熔融和退变质在空间和时间上相关的模型。模型包含了伴随俯冲下盘流体注入、随着推覆就位的热松弛产生的熔融作用(Le Fort, 1975)、在逆冲作用期间摩擦生热(Arita, 1983; Molnar et al., 1990; England et al., 1992; England et al., 1993)、单独或结合长期的深部地壳残余之下的其他源的放射性生热(Molnar et al., 1983)、高放射性地壳拼贴到与高剥蚀速率耦合的主中央逆冲断层上盘(Royden, 1993; Huerta et al., 1996)等。北喜马拉雅花岗岩的形成和喜马拉雅断裂的发育没有紧密的关系,因它们相对年轻,而被归属于穿过主中央逆冲断层低的流体渗透速率(Le Fort, 1986)和从低热导率的特提斯变质沉积热折射出的热聚焦作用(Pinet et al., 1987)。另一些模型(Bird, 1978; Nelson et al., 1996)提出:喜马拉雅内部逆冲作用由熔融引起,而不是相反(即熔融使热减弱的区域是导致大规模断裂作用的所在地);深熔作用是由于来自藏南拆离系(STDS)走滑的减压作用,而不是逆冲作用(Harris et al., 1994)。

正如England等(1992)提议,高喜马拉雅的重

熔作用不必限制在紧随主中央逆冲斜坡之下的区域,因为主中央逆冲斜坡下盘的重结晶作用事实上是晚中新世—上新世,因此,时间上与早—中中新世喜马拉雅淡色花岗岩的产生没有关系(Harrison et al., 1998b)。另一个解释是(Harrison et al., 1998b)花岗岩就位的时空变化是在切穿了已经变质的地壳浅倾斜拆离带上连续滑移的结果。后者形成于印度板块-亚洲板块碰撞的始新世—渐新世(Le Fort, 1996),在这一期间,高喜马拉雅的原岩经历了高级变质作用和深熔作用(Pecher, 1989; Hodges et al., 1994, 1996; Parrish et al., 1996; Edwards et al., 1997; Coleman, 1998; Vance et al., 1999)。脱水和部分熔融反应引起变质级别随深度有规律地增加,从而产生了层状的共生序列。Harrison等(1999)定量地提出了喜马拉雅深熔是否可能很大程度上反映了由于藏南拆离系滑动引起的减压熔融的问题(Harris et al., 1994)。他们发现构造减压是有疑问的,有如下几个理由:非常迅速和大幅度的剥蚀需要在可能的源岩组分中产生相对小的熔融;从一个共同源区被几百万年分隔的多次深熔波动,可产生的减压难以置信;缺乏联系正断层滑动与深熔作用的确切定年约束。

6.2 印度河-雅鲁藏布江缝合带的北边,青藏高原同碰撞期火成岩活动

如果印度板块-亚洲板块之间的碰撞是发生在约70~65 Ma的白垩纪晚期和第三纪早期,那么,在这个时间之后的喜马拉雅和青藏高原的火成岩活动应该被当作碰撞后的。这意味青藏高原南部,在印度河-雅鲁藏布江缝合带和班公-怒江缝合带之间,类似于古新世林子宗碰撞后火成岩的分布,应覆盖几乎整个喜马拉雅-青藏高原造山带(图1)。

在青藏高原南部,印度河-雅鲁藏布江缝合带和班公-怒江缝合带之间,老第三系林子宗火山岩和与它有联系的最年轻的冈底斯深成岩,沿着拉萨地体的南部边缘形成一个EW线状带(Liu, 1988; Yin et al., 1988; Pierce et al., 1988; Coulon et al., 1986)(图1)。林子宗火山岩主要为年龄在60~40 Ma的安山岩和熔结凝灰岩(Coulon et al., 1986; Pan, 1993)组成。它们的地球化学性质是钙碱性的,具有安第斯大陆边缘特征(Coulon et al., 1986; Pierce et al., 1988; Mei, 1988)。然而,在拉萨地体的南部,拉萨西侧约100 km,钾质的钙碱性熔岩为15~10 Ma之间的年轻年龄也已经有过报道(Coulon et al., 1986)。它们的出现表明,在碰撞初始和海洋岩石圈俯冲停止之后安第斯型岛弧岩浆岩作用也产生了。这个观察又启发了印度板块-亚洲板块开始发生碰撞时,岛弧岩岩浆岩作用年龄不是可靠指示的想法。

林子宗火成岩喷发的发生可能与海洋岩石圈从印度大陆岩石圈分离有关。另一方面,庞大的火山岩喷发和与之有关的深成岩的形成是由印度大陆地

盾的最初俯冲所引发,并带来大量的地幔沉积物。较年轻的钙-碱性火山作用阶段和深成作用事件(Harrison et al., 1999b)可能与沿着冈底斯逆冲断裂带和较年轻的主喜马拉雅逆冲断裂带的逆冲作用有关,逆冲作用携带印度大陆地盾的沉积地层向深处进入地幔。

在青藏高原中部,柴达木盆地南缘和班公-怒江缝合带之间,主要由火山岩和小的侵入体组成的碰撞后火山岩广泛分布(Deng, 1989, 1998; Xie et al., 1992; Arnaud et al., 1992; Turner et al., 1993; Chung et al., 1998; Zhang et al., 1994)(图7)。火山岩被分为高钾组和钙-碱组(Deng, 1998)。前者一般占据青藏高原中部的北部,而后者分布在更远的高原南部(Deng, 1998)。高钾火山岩的年龄从约为60 Ma至小于1 Ma之间变化(Turner et al., 1993; Chung et al., 1998; Deng, 1998)。由K-Ar法测定的钙-碱性火山岩年龄约为29~20 Ma(Deng, 1989)。

青藏高原中部高钾质火山作用开始于40~60 Ma,持续到晚第四纪(Chung et al., 1998; Deng, 1998)。对于这样一个宽的年龄范围,把火山作用成因同岩石圈地幔的对流等这样突然的构造过程相联系是困难的(Turner et al., 1993)。相反,大部分由三叠系混杂岩组成的藏北下地壳在风火山-囊谦褶皱逆冲带和祁曼塔格-北昆仑逆冲断裂系的逆冲作用发生期间被俯冲到地幔深处则是可能的(图3)。羌塘地体中部(20~40 Ma)钙-碱性火山岩可能与拉萨地体俯冲在羌塘地体之下有关(图3、图7)。

在20 Ma喷发的年轻的高钾火山岩沿着阿尔金断裂带和昆仑断裂带分布(图1)。这些岩体的形成可能与局部拉分盆地有关(Yin et al., 1996),推测岩石圈地幔小部分熔融可能与由松潘-甘孜-可可西里复理石杂岩和羌塘混杂岩基底的第三系下插所引起的富水矿物进入上地幔有关(图3)。在图3中显示的模型不同于Arnaud等(1992)、Willett等(1994)和Jin等(1996)的结论,他们推测塔里木盆地不属于青藏高原内部的构造块体在新生代俯冲到青藏高原之下。对这个推测有几点争议:在与青藏高原接触的塔里木盆地南缘,沿着整个阿尔金断裂带没有真正的前陆盆地沉积发育(Li et al., 1996);如果青藏高原北部高钾火山作用由塔里木的俯冲引起,那么,普鲁玄武岩(图2)应直接沿着俯冲的踪迹分布。而实际的几何形态和可能促成火山作用的塔里木俯冲不能比较。在青藏高原中部的北部地区,对老的(约35 Ma)和年轻的(20~0 Ma)火山作用的混合年龄的研究,使得提出与青藏高原隆升向北扩展有关的火山作用其年龄向北变年轻(Matte et al., 1996; Meyer et al., 1998)的论据不成立。然而,同碰撞火山作用宽的年龄分布范围,不排除在新生代喜马拉雅-青藏高原造山带发育期间上地幔粘滞生热的可能性(Kincaid et al., 1996)。

7 喜马拉雅-青藏高原造山带深部地壳和上地幔变形

建立地壳和岩石圈结构的三维几何模型是了解喜马拉雅-青藏高原造山带演化的关键。虽然,喜马拉雅和青藏高原地壳和上地幔地震波速度分布的显著特征得到许多使用在青藏高原外围的地震测站的区域研究的约束(Liu et al., 1990; Bourjot et al., 1992; Curtis et al., 1997; Curtis et al., 1998; Griot et al., 1998)。但是,这些研究的空间分辨率较低,影响了它们和区域内特殊构造的关联。90年代初期以来,穿过青藏高原中部和南部使用地震阵列做过几次试验,这些试验提供了对地壳和地幔区域震相传播(McNamara et al., 1994)、上地幔剪切波各向异性(McNamara et al., 1994, 1995; Herquell et al., 1995; Hirn et al., 1995; Guilbert et al., 1996; Lave et al., 1996; Sandvol et al., 1997)、穿过喜马拉雅和藏南的深地壳和岩石圈结构(Nelson et al., 1996; Owens et al., 1997; Yuan et al., 1997; Makovsky et al., 1996; Alsdorf et al., 1998; Hauck et al., 1998)的新约束。除穿过阿尔金断裂中段的层析成像研究(Wittlinger et al., 1998)之外,在青藏高原北部和西昆仑山也进行了反射地震和折射地震的调查(Gao et al., 1999a, 1999b)。

7.1 印度大陆岩石圈俯冲在青藏高原之下

印度地盾可能已经俯冲到亚洲板块之下一直是思考的问题(Argand, 1924; Powell et al., 1973; Ni et al., 1984; Beghoul et al., 1993; Jin et al., 1996)。这个假设与大规模岩石圈增厚的模型(Dewey et al., 1973; Dewey et al., 1988; Kincaid et al., 1996)和由下地壳流动地壳增厚作用模型相符(Zhao et al., 1987; Royden, 1996; Royden et al., 1997)。利用面波群速度反演,Curtis等(1997)推测,印度岩石圈可能已经俯冲到整个青藏高原之下(如果它的平均速度由于蚀变作用而减少或如果其厚度曾仅仅约85 km)。在青藏高原中部和南部,剪切波各向异性的研究中(McNamara et al., 1994, 1995; Herquell et al., 1995; Hirn et al., 1995; Guilbert et al., 1996; Sandvol et al., 1997)使用剪切波双折射测量方法,其结果一致地显示出羌塘地体内部的一个宽的边界(宽小于100 km),将南部区域(具有不可检测的弱各向异性)从北部区域(强的各向异性)划分出来。Chen等(1998)发现这条边界和一个表示深部质量过剩的局部高布格重力异常相关。他们解释这条边界标志了印度岩石圈地幔俯冲在青藏高原之下,到达羌塘地体中部(33°N)。

Owens 和 Zandt (1997) 推测,印度大陆岩石圈以低角度俯冲在青藏高原地壳之下,意味着青藏高原南部岩石圈地幔被向北推到青藏高原中部和北部之下。他们的推测是基于拉萨地体和印度河-雅鲁藏布江缝合带南边的喜马拉雅最北部下地壳 60~75 km 深度范围高的 P 波速度(7.2~7.5 km/s)的观测。他们解释这个速度反映了印度下地壳进入青藏高原地壳的构造底垫作用。然而,这个高速层,更可能是镁铁质或中性成分,直接位于青藏高原南部冈底斯岩基之下,从晚白垩世到早第三纪期间,由类似于在西部美国盆地山脉省观测到的晚新生代深成岩形成过程的底垫作用所产生(Gans et al., 1989)。

与 Owens 等(1997)的平的俯冲模型相比, Kosarev 等(1998)提出,印度岩石圈向北倾斜地插进青藏高原地幔。这个结论是基于由临时的宽频地震记录的 P 波到 S 波的远震转换波,也表明了柴达木盆地的岩石圈地幔可能向南俯冲在青藏高原中部之下。与其南边的代表印度岩石圈地幔俯冲的连贯底边界相比,假定的向南俯冲的岩石圈地幔(亚洲的)位于青藏高原中部岩石圈之下,展示出一个不同的形式——高的叠瓦状。

穿过喜马拉雅和青藏高原南部的反射地震研究指示出喜马拉雅主要的构造,例如主边界逆冲断裂带和主中央逆冲断裂带都分别进入主喜马拉雅逆冲断裂带(MHT),在喜马拉雅山脊约 20 km 和印度河-雅鲁藏布江缝合带以南大约 70~40 km 之间, MHT 以 7° 向北倾斜(Zhao et al., 1993)。按这个角度,将主喜马拉雅逆冲断裂向北线状的延伸投影,反映出印度地壳穿越印度河-雅鲁藏布江缝合带俯冲到青藏高原地壳内部。然而,在印度河-雅鲁藏布江缝合带以北俯冲的印度大陆地壳精确的几何形状没有受到很好地约束(Nelson et al., 1996; Makovsky et al., 1996)。穿过喜马拉雅,330 km 地壳缩短最小量意味着印度岩石圈地幔俯冲在青藏高原之下至少应到达 32°N (Hauck et al., 1998)。

7.2 剪切波各向异性

利用 30 km 和 100 km 之间不同台站间隔的剪切波各向异性的研究,显示出明显一致的结果(McNamara et al., 1994, 1995; Herquell et al., 1995; Hirn et al., 1995; Guilbert et al., 1996; Lave et al., 1996; Sandvol et al., 1997)。一般来说,在拉萨和格尔木之间,快速偏振的方向是近 EW 向、E—NE 向和 W—SW 向(图 2)。相对稳定的欧亚板块,在青藏高原之下快速偏振方向类似于青藏地壳现今的运动方向,Lave 等(1996)建议各向异性是由于青藏岩石圈块体向东挤出造成的软流圈内部剪切作用引起的。相反,McNamara 等(1994)和 Silver(1996)认为,地

震各向异性归因于与新生代南北缩短有关的青藏高原岩石圈地幔的变形。这就意味着,地震各向异性记录的组构是长期的地质时代间隔积累的有限应变的结果(Davis et al., 1997)。因为青藏高原岩石圈变形的应变路径没有被约束(例如,我们不知道印度板块-亚洲板块碰撞以前青藏高原岩石圈地幔有限应变的最初状态),把不同地质时代的各种因素与观测的整个应变关联在一起,总是表现出不唯一的解。

7.3 亮点

INDEPTH 项目反射地震测量期间,在青藏高原南部地壳 15 km 的深度上广泛地观测到地震亮点。它们已被解释为指示了青藏下地壳部分熔融的存在(Nelson et al., 1996; Brown et al., 1996; Kind et al., 1996)。这个解释受到 Makovsky 等(1999)的质疑,他们做了随水平错断反射振幅变化的系统模拟,指出,青藏高原地壳中的亮点可以代之以表达相对大量自由含水流体的存在。在青藏高原南部,靠近 INDEPTH 项目的地震反射剖面,深度 80~110 km 的上地幔深度的地震活动意味着上地幔是冷的,足以经历脆性变形。在青藏地壳中极高的地热梯度可能需要在青藏地壳中形成广泛的熔融——曾由 Makovsky 等(1999)考虑过的一个靠不住的立场。

7.4 青藏高原北部低速带

在松潘-甘孜-可可西里地体和羌塘地体北部的青藏高原北部地壳显示出低的 S 波速度和高泊松比(McNamara et al., 1994; Owens et al., 1997)。这些观测解释成青藏高原中部区域下地壳经受了部分熔融。这种解释与观测的 P_n 速度是低的和 S_n 速度缺失或青藏高原中部上地幔中的无效的传播(McNamara et al., 1994)一致。松潘-甘孜-可可西里地体由厚的复理石杂岩部分组成,主要为沉积在深海背景下的泥质岩(图 2)。因为这些岩石容易变形,可能大大地降低了地震波速,展示了高的泊松比。羌塘地体北部高的泊松比可能与松潘-甘孜-可可西里地体的俯冲有关(Yin et al., 1998a; Kapp et al., 2000)。由于中生代逆冲作用和沿着风火山-囊谦和祁曼塔格-北昆仑逆冲断裂系(图 2、图 3)等新生代逆冲断裂的逆冲作用,复理石杂岩可能已经俯冲到 60~80 km 的深度,复理石杂岩脱水反应在青藏高原中部地壳中可能产生大量的自由水。正如广泛的火山作用所表现的这些流体可能参与了在青藏高原北部的部分熔融(图 7)。

8 新生代和古生代变形之间的构造关系

解释由印度板块-亚洲板块碰撞造成的新生代

变形幅度,需要了解前新生代地质背景和构造框架。反之,前新生代地质的重建,需要了解新生代变形(Yin et al., 1996)。这种从属关系需要构建具有2个变量和2个构造模型的联立方程来解:一个模型适合新生代地质;另一个适合前新生代地质。古生代和新生代构造的澄清可以由最近来自阿尔金和祁连山地区的研究结果得到很好的解释(Yin et al., 2000a)。青藏高原北缘的阿尔金和祁连山地区古生代缝合带表现为典型混合岩带,已被许多研究者用作沿阿尔金断裂走滑运动幅度的位移标志。在东阿尔金山和祁连山最近的地质填图认为,这种作法是没有根据的,因为在这一地区,混杂岩的分布和相关的古生代弧会聚,一般被新生代逆冲断裂所控制(Yin et al., 2000a, 2000b)。因此,在解释古生代构造如何被新生代阿尔金断裂所位移时,除去新生代逆冲作用的影响是一个前提。解释华北-塔里木克拉通北缘古生代弧增生和新生代走滑及逆冲断裂作用之间复杂相互作用的线索来自于最近发现的阿尔金山地区北部以南倾为主的正断层(Yin et al., 2000b)。以前的填图把巴什考贡(90°E, 39°25'N)和拉配泉(92°15'E, 39°25'N)之间约240 km长的北阿尔金断裂当作是一个北倾的逆冲断裂,上盘的晚太古宙-中元古宙片麻岩和晚元古宙地盾序列叠置在下盘的古生代弧杂岩之上。Yin等(2000b)通过野外填图对这个解释提出了质疑,认为该构造是一个南倾的正断层。断层倾角从东部的小于25°至西部的约40°之间变化。断裂中段显示出糜棱组构,而断裂带东部和西部均具有复杂的碎裂变形特征。糜棱剪切带内运动学一致地表现为正剪切指向。韧性剪切带一般约30~40 m厚,由高剪切的变质沉积岩(泥质岩和大理岩)、花岗岩和花岗岩脉组成。

我们把研究区的北阿尔金断裂重新命名为拉配泉拆离带,以避免和研究区以西地区其它走向的新生代断裂混淆。拉配泉断裂的年龄下限是奥陶纪,因为断裂切割了其上盘的奥陶纪火山岩。由于奥陶纪火山岩和石炭纪大理岩以及侏罗纪沉积地层一起被褶皱,未褶皱的拉配泉拆离带正断裂作用可能晚于侏罗纪。拉配泉拆离带在西部被塔里木盆地第四纪沉积物覆盖,在东部的安南坝(93°E, 39°20'N),被新生代左滑阿尔金断裂带所截。这种关系限制了拉配泉拆离带先于新生代阿尔金断裂带,由于阿尔金断裂带左滑的结果,它的对应物质出现在阿尔金断裂带的南边。

阿尔金断裂带南边的野马南山的地质填图揭示出一个低角度糜棱剪切带断片,被解释为拆离断裂,因为它将低级变质泥质岩放置在高级糜棱石英岩之

上。在野马南山和安南坝,相关的拆离带沿阿尔金断裂产生了约210~250 km的左滑,使得分别出露于阿尔金断裂带北部和南部安南坝和托莱南山的被动边缘序列排列成行。穿过拉配泉拆离带重建正滑运动将使太古宙-中元古宙基底放置在古生代巴什考贡弧和晚古生代索尔库里-安南坝地盾序列之下。这种关系意味着索尔库里-安南坝被动边缘序列事实上是塔里木-华北克拉通盖层序列,它俯冲在早古生代的一个弧之下。将这个构造格架应用于祁连山和南山,我们推测出露在托莱南山的被动大陆边缘序列是华北克拉通的盖层序列。克拉通及其盖层序列都在早古生代以低角度向南俯冲在包括北祁连、中祁连和南祁连地体在内相连接的祁连弧之下。上面的古生代弧和俯冲在下面的地盾层序之间的接触带是缓南倾的混合岩带,目前揭露出一系列EW走向的缝合带,把祁连山和南山分成几个岛弧地体。这种缝合带的分布完全是新生代叠瓦状逆冲作用的结果,它形成了一个多缝合带和岛弧地体的景观型式。在祁连山和南山,由于新生代叠瓦状逆冲作用和运动学上耦合的沿阿尔金断裂的运动是同时代的,被错断的缝合带对穿过阿尔金断裂带滑动幅度造成不明确的解释。祁连山古生代增生杂岩和新生代逆冲作用之间可能的相互作用被表示在图8中。

在这个模型中,岛弧之下华北克拉通低角度的逆冲作用,使杂岩-增生杂岩形成,这导致了下列的构造地层层位:顶部弧杂岩和混杂岩,中部华北克拉通地盾序列和最下构造层的华北结晶基底。这种结构被塔里木盆地东部和河西走廊的侏罗纪晚期—早白垩世伸展作用(Huo et al., 1995)和随后的新生代逆冲作用所改造(Meyer et al., 1998)。虽然仅有一个岛弧系统和华北克拉通相互作用,但新生代叠瓦状逆冲作用已经导致目前由岛弧和混合杂岩两者的出现及由所定义的缝合带而分隔的多岛弧系统?这个解释和图4所示的祁连山多弧系统的传统解释及多岛海模型形成强烈对照(Hs et al., 1995)。

9 青藏高原隆升的定年代表

关于青藏高原演化一个经典的问题是新生代印度板块-亚洲板块碰撞期间高原隆升有多快?这样的问题意味着高原作为一个整体一致隆升。然而,前述的地质综合研究表明,这样简单的青藏高原演化图像明显是引人误解的。事实上,青藏高原的隆升可能不仅在新生代不是同时的,而且甚至如拉萨地体所示,在中生代就已经隆升变形(Murphy et al., 1997)。

在过去的10 a中,许多研究者把青藏高原SN

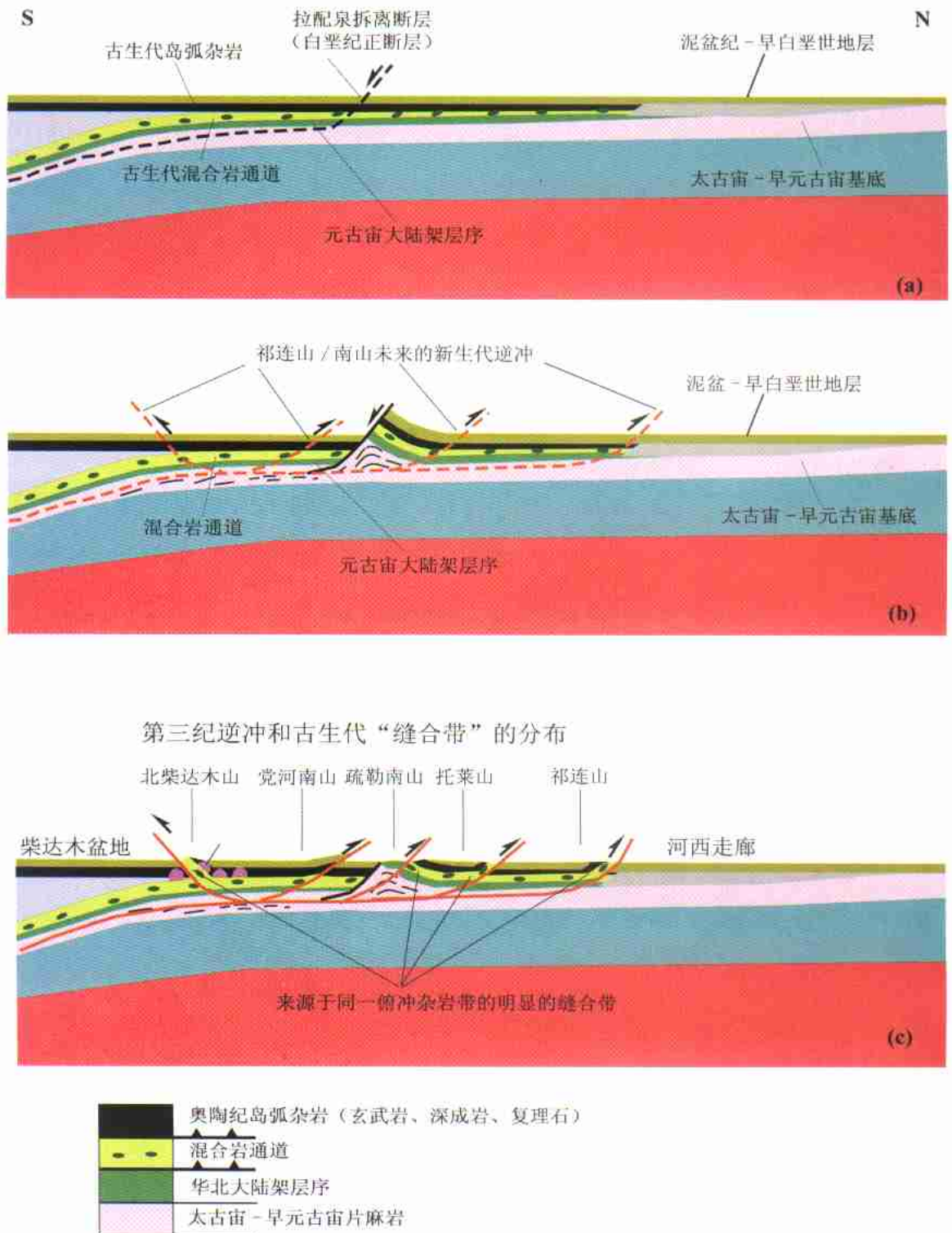


图 8 拉配泉和祁连山地体新生代变形前的构造地层断面

Fig. 8 Tectonostratigraphic section of the Lapeiquan and Qilian Shan terranes prior to Cenozoic deformation

a 白垩纪:祁连山地区由正断层作用局部带来一些前寒武纪基底岩石,它们在古生代被俯冲在祁连山增生杂岩之下;

b 早-中第三纪:祁连山和南山的逆冲作用使得华北克拉通地盾序列成叠瓦状和双重叠置;

c 现在:祁连山多条缝合带被标志出来,其为新生代逆冲作用的结果

向裂谷的出现和最初的火山喷发与青藏高原之下地幔中的对流事件相联系 (Molnar et al., 1993)。尤其是青藏高原裂谷被认为是高原达到它的机械强度允许支撑的最大高度的结果。因此,青藏高原的形成年龄可能标志着青藏高原达到它现今高度的时间。把青藏高原裂谷作用和火山作用与它的隆升历史联系起来是有根据的,如果仅仅对新生代青藏高原隆升来说,二者都是唯一的,从而排除了亚洲板块和太平洋板块之间的相互作用所施加的边界条件的影响 (England et al., 1989)。但无论裂谷和火山作用都不是这种情况。正如图 1 所示,活动的 SN 向裂谷在亚洲分布很广泛。类似的新生代火山作用也发生在亚洲广泛的区域,在高原内外具有相似的年龄。最近 Yin (2000) 指出,在青藏高原内部和外部的裂谷具有相同的变形模式和近似相同的 8~5 Ma 形成时间。在这些最新进展的回顾中,已将青藏高原裂谷作用和火山作用的起源放在印度板块、欧亚板块和太平洋板块 3 个主要板块相互作用引起亚洲广泛变形的构造背景下解释。

确定青藏高原最初隆升时间的最可靠方法是确定青藏高原及其周边的逆冲作用的年龄。这可以通过确定逆冲上盘岩石的冷却年龄,或与逆冲作用有关的沉积盆地的年龄来完成。然而,人们必须谨慎,这些方法常常提供的是逆冲作用形成的年龄上限,因为与逆冲发育早期阶段有关的较老记录可能已经被剥蚀掉或俯冲在主要的逆冲断裂之下 (Yin et al., 1998c; Rumelhart, 1998)。

10 结论

(1) 综合研究表明,自从印度板块和亚洲板块大约在 70 Ma 碰撞开始以来,至少有 1 360 km WN 向缩短被喜马拉雅-青藏高原造山带所吸收。这个缩短量分布如下:穿过喜马拉雅大于 360 km;穿过冈底斯逆冲断裂系大于 60 km;沿着狮泉河-改则-安多逆冲断裂系约 250 km;穿过风火山-囊谦褶皱和逆冲断裂带大于 60~80 km;穿过祁曼塔格-北昆仑逆冲断裂系约 270 km;穿过南山逆冲断裂带约 360 km。缩短作用在地表表现为 2 种形式:具有相对窄的收缩带或区域的滑脱带、离散的逆冲断裂带(主中央逆冲断裂带、祁曼塔格-北昆仑逆冲断裂带、风火山-囊谦褶皱和逆冲断裂系);涉及基底岩石的宽阔区域分布缩短(南山逆冲断裂带、西昆仑逆冲断裂系)。

(2) 在南部的特提斯喜马拉雅和北部的南山和祁连山,导致青藏高原最终构造格局的大约 1 360 km 地壳缩短,同时开始于早古新世(大于 50 Ma)。这说明高原在北祁连缝合带和印度大陆的北部边缘

之间同时形成,不存在从南向北的顺序扩展。

(3) 喜马拉雅-青藏高原造山带古生代和中生代构造历史强烈地控制着这个区域的新生代变形历史和应力分布:新生代逆冲断裂带一般沿着或靠近主缝合带发育;在松潘-甘孜-可可西里地体和羌塘地体三叠系复理石杂岩广泛出现,可能在空间上与青藏高原中部新生代火山作用和逆冲作用有关;

在南山和西昆仑山,基底卷入的逆冲断裂的分布紧随较早的由古生代和早中生代弧-陆碰撞构造产生的构造带;拉萨地体内广泛的中白垩纪地壳缩短可以解释为什么该地体在新生代印度板块-亚洲板块碰撞期间或多或少地表现为刚性块体。

(4) 喜马拉雅-青藏高原造山带的早新生代构造历史,引导了晚新生代应力分布和在喜马拉雅地区的岩石成因。由于在造山带别处会聚的调节,沿主喜马拉雅逆冲断裂的逆冲作用的起动力可能延迟到晚新生代。在始新世-渐新世期间,高喜马拉雅的增厚显然随着深度产生了成层的变质序列。缓倾斜的主喜马拉雅逆冲断裂上的晚新生代滑移产生了独特的喜马拉雅花岗岩侵位的时空变化。

(5) 喜马拉雅造山带的西部主走滑断裂是或与主逆冲断裂带(阿尔金断裂系)或与扩张系(喀拉昆仑断裂)相连的转换断裂。阿尔金断裂系至少由 2 个主要分支组成。虽然断裂的某些区段保持活动,但北支主要在渐新世前发育,左行走滑至少 60~80 km,可能位移 120 km。南支目前是活动的,其西段左行走滑位移大约 550 km,东段位移约 280 km。不同的滑移已经被柴达木盆地南缘的祁曼塔格-北昆仑逆冲断裂系所吸收。2 支一起考虑,沿着阿尔金断裂系的整个走滑在新生代超过 600 km。

在青藏高原西部和帕米尔的喀拉昆仑断裂帕米尔向北挤入亚洲的结果。挤入产生了帕米尔弧,在弧的东翼引起西昆仑顺时针方向旋转,在帕米尔西部弧的西翼引起逆时针方向旋转。由于帕米尔弧加长和扩展,右行走滑的喀拉昆仑断裂进一步向北和向南延伸。它目前的活动支在北部终止于公格尔山拆离断裂系,在南部终止于普兰-纳木那尼扩张系。喀拉昆仑断裂滑动不超过 200 km,在它的南端仅数十公里。青藏高原中部的昆仑断裂也作为转换构造,将青藏高原的向东扩展既转换成沿着龙门山褶皱和逆冲断裂带 EW 向收缩,向东又转换成在华北的 EW 引张。

喜马拉雅-青藏高原造山带的东部,沿着哀牢山和高黎贡剪切带的走滑断裂作用调节了中第三纪期间印支地体几百公里的向 ES 挤出。与区域和局部规模上块体的旋转比较,并与推挤出块体内部变形的幅度相比,挤出的相对重要性仍然不确定。

(6) 由海洋岩石圈的消失而定义的印度板块-亚洲板块碰撞的起始时间,可能开始在晚白垩世。这意味着,在印度板块和亚洲板块会聚的幅度可能比以前认为的要大得多。

(7) 虽然一些地球物理研究基于简单的几何论点已经推测出印度大陆地壳没有俯冲在整个青藏高原岩石圈之下,但在青藏高原南部和中部,同碰撞期钙-碱性火山作用的产生显然需要来自北和南的两个大陆地壳的某些部分,必须碰撞并俯冲到青藏高原之下的地幔中。

(8) 至少有 5 个不同机制是造成同碰撞期火山活动的主要原因: 随缓倾斜拆离层滑动的早期地壳增厚(喜马拉雅淡色花岗岩); 印度板块-亚洲板块碰撞的早期阶段大洋岩石圈板片向地幔深部的脱离(青藏高原林子宗火山序列); 青藏高原南部和中部的碰撞俯冲,产生钙-碱性岩浆作用; 作为产生降压熔融的可能机制和释放熔融管道(普鲁玄武岩和其他沿着阿尔金断裂和昆仑断裂第三纪晚期—第四纪火山流),弯曲和拉分构造的形成; 上地幔中的粘滞扩散和特提斯复理石杂岩俯冲到地幔深度可能是新生代喜马拉雅-青藏高原造山带广泛的和长时间的部分熔融的根本原因。

(9) 青藏高原中部和南部之间地壳和上地幔地震特性的明显差异既是中生代构造的结果,又是新生代构造的反映。然而,前者起了决定性的作用。青藏高原中部广泛出露的混杂岩和复理石杂岩的存在使第三纪收缩变形局部化,又导致了大量的自由水释放进入青藏高原中部的上地幔和下地壳,引起广泛的部分熔融。

(10) 由于 SN 向裂谷和晚新生代火山作用在青藏高原内外是广泛的,它们的起源不应该被认为仅仅与高原的演化有关,而应认为与整个亚洲的动力学条件有关,是印度板块、欧亚板块和太平洋板块之间相互作用的结果。

致谢 本文大部分取自 2000 年的“地球与行星科学年报杂志”中我和 M. Harrison 的文章。然而,我更新了全部参考文献并增添了对祁连山地质的讨论,重点阐述了前新生代与新生代变形之间的相互影响。

本文如果没有高锐教授的鼓励和技术上的支持是不可能完成的。他多年在青藏高原的研究和对青藏高原变形的地球物理过程的见识,发展了我对西昆仑地区发育过程的认识。我也十分感谢彭聪女士和李朋武博士,感谢他们出色地和非常专业的对冗长手稿的翻译。我过去 10 年对青藏高原的研究得到了美国自然科学基金会的资助。需要强调的是,如果没有许多来自中国和美国有才华的科学家的长

期合作,我的研究也不能深入。如在美国,我的同事和老朋友——加州大学洛杉矶分校的 Mark Harrison 教授及我现在和过去的学生 Mike Murphy、Eric Cowgill、Paul Kapp、Peter Rumelhart、Mike Taylor、Alex Robinson;在中国,中国地质科学院地质力学研究所的王小凤、陈正乐、陈宣华、张桂宏,中国科学院地质与地球物理所的丁林,中国科学院地球化学研究所的王江海等。然而,没有哪一位能像中国科学院地质与地球物理研究所的邓万明教授给我关于青藏高原地质更多的教诲。他的传奇经历和他对青藏高原科学考察长达 30 年的无畏努力,不仅提供出丰富的、有价值的地质信息源,而且更为重要的是为我及像我一样许多年轻的科学家树立了光辉的榜样。本文是对我亲爱的朋友老邓真诚的问候和奉献,他卓越的贡献加深了我们对青藏高原地质的理解。

参考文献

- Allè, C J and 34 others. 1984. Structure and evolution of the Himalayan-Tibet orogenic belt. *Nature*, 307:17~22.
- Allen CR, Gillespie AR, Han Y, Sieh KE, Zhang B, Zhu C. 1984. Red River and associated faults, Yunnan province, China: Quaternary geology, slip rates, and seismic hazard. *Geol. Soc.*, 95:686~700.
- Alsdorf D, Brown L, Nelson KD, Makovsky Y, Klemperer S, Zhao WJ. 1998. Crustal deformation of the Lhasa terrane, Tibet plateau from Project INDEPTH deep seismic reflection profiles. *Tectonics*, 17:501~519.
- Argand E. 1924. La Tectonique de L'Asie. *Proc. 13th Int. Geol. Congress*, 7:171~372.
- Arita K. 1982. Origin of the inverted metamorphism of the Lower Himalayas, Central Nepal. *Tectonophysics*, 95:43~60.
- Armijo R, Tapponnier P, Han T. 1989. Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting in southern Tibet. *J. Geophys. Res.*, 94:2 787~2 838.
- Armijo R, Tapponnier P, Mercier JL, Han TL. 1986. Quaternary extension in southern Tibet: Field observations and tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 91(13):803~13,872.
- Arnaud N, Vidal Ph. 1990. Geochronology and geochemistry of the magmatic rocks from the Kunlun Karakorum geotransverse. *Colloque Kunlun-Karakorum*, IGP, Paris. 52.
- Arnaud NO, Vidal Ph, Tapponnier P, Matte P, Deng WM. 1992. The high K₂O volcanism of northwestern Tibet: Geochemistry and tectonic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 111:351~367.
- Arne D, Worley B, Wilson C, Chen SF, Foster D, Luo ZL, Liu SG, Dirks P. 1997. Differential exhumation in response to episodic thrusting along the eastern margin of the Tibetan Plateau. *Tectonophysics*, 280:239~256.
- Avouac J.P. 1993. Analysis of scarp profiles, evaluation of errors in morphological dating. *J. Geophys. Res.*, 98: 6 745~6 754.
- Avouac J.P, Burov EB. 1996. Erosion as a driving mechanism of intra-continental mountain growth. *J. Geophys. Res.*, 101: 17 747~17 769.
- Avouac J.P, Peltzer G. 1993. Active tectonics of southern Xinjiang, China: Analysis of terrace risers and normal fault scarp degradation along the Hotan-Qira fault system. *J. Geophys. Res.*, 98:21 773~21 807.
- Avouac J.P, Tapponnier P. 1993. Kinematic model of active deformation in central Asia. *Geophys. Res. Lett.*, 20: 895~898.
- Bally AW, Chou F.M, Clayton R, Eugster HP, Kidwell S, Meckel

- LD, Ryder RT, Watts AB, Wilson AA. 1986. Notes on sedimentary basins in China Report of the American Sedimentary Basins delegation to the People's Republic of China. U. S. G. S Open File Report ,86 ~ 327.
- Bazhenov ML, Perroud H, Chauvin A, Burtman VS, Thomas JC. 1994. Paleomagnetism of Cretaceous red beds from Tadzhikistan and Cenozoic deformation due to India-Eurasia collision. *Earth Planet. Sci. Lett.* ,124: 1 ~ 18.
- Baumont C, Fullsack P, Hamilton J. 1992. Erosional control of active compressional orogens. In *Thrust Tectonics*, ed. KR McClay, 1 ~ 18.
- Beck RA, Burbank DW, Sercombe WJ, Riley GW, Barndt J K, Berry JR, Afzal J, Khan AM, Jurgen H, Metje J, Cheema A, Shafique NA, Lawrence RD, Khan MA. 1995. Stratigraphic evidence for an early collision between northwest India and Asia. *Nature* 373: 55 ~ 58.
- Beghoul N, Barzangi M, Isack B. 1993. Lithospheric structure of Tibet and western North America: mechanisms of uplift and a comparative study. *J. Geophys. Res.* , 98: 1997 ~ 2016.
- Bendick R, Bilham R, Yin G, Larson K, Peltzer G, Freymueller J. 1998. Slip rate of the Altyn Tagh Fault at 90 degree East. *EOS*,79: F207.
- Besse J, Courtillot V, Pôssi JP, Westphal M and Zhou YX. 1984. Paleomagnetic estimates of crustal shortening in the Himalayan thrusts and Zangbo suture. *Nature* ,311: 621 ~ 626.
- Bilham R, Larson K, Freymueller J. 1997. Project Idylhim members, GPS measurements of present-day convergence across the Nepal Himalaya. *Nature* ,386: 61 ~ 64.
- Bird P. 1978. Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. *J. Geophys. Res.* ,83: 4975 ~ 4987.
- Blisniuk PM, Siwen S, Kuchel O, Ratschbacher L. 1998. Late Neogene extension in the Shuang Hu graben, central Tibet. *EOS*,79, 794.
- Bouchez JL, Pêcher A. 1981. The Himalayan Main Central Thrustpile and its quartz-rich tectonites in central Nepal. *Tectonophysics*,78: 23 ~ 50.
- Bourjot L, Romanowicz B. 1992. Crust and upper mantle tomography in Tibet using surface waves. *Geophys. Res. Lett.* 19: 881 ~ 884.
- Briais A, Patriat P, Tapponnier P. 1993. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: Implications for the Tertiary tectonics of SE Asia. *J. Geophys. Res.* ,98: 6 299 ~ 6 328.
- Brookfield ME. 1993. The Himalayan passive margin from Precambrian to Cretaceous. *Sedimentary Geol.* ,84: 1 ~ 35.
- Brown LD, Zhao W, Nelson KD, Hauck M, Alsdorf D, Ross A, Cogan M, Clark M, Liu X, Che J. 1996. Bright spots, structure and magmatism in Southern Tibet from INDEPTH seismic reflection profiling. *Science* ,274: 1688 ~ 1691.
- Bruguier O, Lancelot JR, Malavielle J. 1997. U-Pb dating on single detrital zircon granites from the Triassic Songpar-Ganzi flysch (Central China); provenance and tectonic correlations. *Earth Planet. Sci. Lett.* ,152: 217 ~ 231.
- Burbank DW, Beck RA, Mulder T. 1996. The Himalayan foreland basin. In *The Tectonics of Asia*, ed A Yin, TM Harrison, Cambridge University Press, New York, 149 ~ 188.
- Burchfiel BC, Chen Z, Hodges KV, Liu Y, Royden LH, Deng C, Xu J. 1992. The South Tibetan Detachment System, Himalayan orogen: Extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* ,269: 1 ~ 41.
- Burchfiel BC, Chen Zhiliang, Liu Yuping, Royden LH. 1995. Tectonics of the Longmen Shan and adjacent regions, central China. *Int. Geol. Rev.* ,37: 661 ~ 735.
- Burchfiel BC, Chen Z, Royden LH, Liu Y, Deng C. 1991. Extensional development of Cabo valley, southern Tibet. *Tectonophysics* ,194: 187 ~ 193.
- Burchfiel BC, Deng Q, Molnar P, Royden LH, Wang Y, Zhang P, Zhang W. 1989b. Intracrustal detachment with zones of continental deformation. *Geology* ,17: 748 ~ 752.
- Burchfiel BC, Molnar P, Zhao Z, Linag K, Wang S, Huang M and Sutter J. 1989a. Geology of the Ulugh Muztagh area, northern Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.* ,94: 57 ~ 70.
- Burchfiel BC Royden L H. 1991. Tectonics of Asia 50 years after the death of Emile Argand. *Eclogae Geol. Helv.* ,84: 599 ~ 629.
- Burg JP, Brunel M, Gapais D, Chen GM, Liu GH. 1984. Deformation of leucogranites of the crystalline Main Central Sheet in southern Tibet (China). *J. Struct. Geol.* ,(6): 535 ~ 542.
- Burg JP, Chen GM. 1984. Tectonics and structural formation of southern Tibet, China. *Nature* ,311: 219 ~ 223.
- Burtman VS, Molnar P. 1993. Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir. *Geol. Soc. Am.* ,281: 1 ~ 76.
- Chang Cheng-Fa, Zheng Shi-Lang. 1973. Tectonic features of the Mount Jolmo Lungma region in southern Tibet, China. *Scientia Geologica Sinica* ,(1): 1 ~ 12.
- Chen H, Dobson J, Heller F, Hao J. 1995. Paleomagnetic evidence for clockwise rotation of the Simao region since the Cretaceous: A consequence of India-Asia collision. *Earth Planet. Sci. Lett.* ,134: 203 ~ 217.
- Chen SF, Wilson CJL, Deng QD, Zhao XL, Luo ZL. 1994. Active faulting and block movement associated with large earthquakes in the Min Shan and Longmen Moutnains, northeastern Tibetan plateau. *J. Geophys. Res.* ,99: 24 025 ~ 24 038.
- Chen WP, Kao H. 1996. Seismotectonics of Asia: Some recent progress. In *The Tectonic Evolution of Asia*, ed. A Yin, TM Harrison, Cambridge University Press, 37 ~ 52.
- Chen WP, Ozalaybey S. 1998. Correlation between seismic anisotropy and Bouguer gravity anomalies in Tibet and its implications for lithospheric structures. *Geophys. J. Int.* ,135: 93 ~ 101.
- Chen Y, Cogne JP, Coutillot V. 1992. New Cretaceous paleomagnetic results from the Tarim basin, northwestern China. *Earth Planet. Sci. Lett.* ,114: 17 ~ 38.
- Chen Y, Cogne JP, Courtillot V, Tapponnier P, Zhou XY. 1993. Cretaceous paleomagnetic results from western Tibet and tectonic implications. *J. Geophys. Res.* ,98: 17 981 ~ 18 000.
- Cheng J, Xu G. 1986. Unpublished geologic map of the Gaize region at a scale of 1:1000,000 and the geologic report, Xizang Bureau of Geology and Mineral Resources, 369 (in Chinese).
- Cheng J, Xu G. 1987a. Unpublished geologic map of the Gedake region at a scale of 1:1000,000 and the geologic report, Xizang Bureau of Geology and Mineral Resources, 363 (in Chinese).
- Cheng J, Xu G. 1987b. Unpublished geologic map of the Ritu region at a scale of 1:1000,000 and the geologic report, Xizang Bureau of Geology and Mineral Resources, 598 (in Chinese).
- Cheng YQ. 1994. Outline of Chinese Regional Geology. Geologic Publishing House, Beijing, 517 (in Chinese).
- Chung SL, Lo CC, Lee TY, Zhang Y, Xie Y, Li X, Wang KL, Wang PL. 1998. Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 Ma ago. *Nature* ,394: 769 ~ 773.
- Cogan MJ, Nelson KD, Kidd WSF, Wu CD. 1998. Shallow structure of the Yadong-Gulu rift, southern Tibet, from refraction analysis of Project INDEPTH common midpoint data. *Tectonics* 17: 46 ~ 61.
- Colchen M, Bassoullet JP, Mascle G. 1982. La paleogeographie des orogenes, l'exemple de l'Himalaya. *Mem. Geol. l'Univ. Dijon.* 7: 453 ~ 471.
- Colchen M, Le Fort P, Pêcher A. 1986. Annapurna-Manaslu Ganesh Himal notice de la carte geologique au 1:200,000. Bilingual edition:

- French English. Paris: Centre National de la Recherche Scientifique.
- Coleman ME, 1998. U-Pb constraints on Oligocene-Miocene deformation and anatexis within the central Himalaya, Marsyandi valley, Nepal. *Am. J. Sci.*, 298: 553 ~ 571.
- Coleman ME, Hodges KV. 1995. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Ma ago from a new minimum estimate for east-west extension. *Nature*, 374: 49 ~ 52.
- Coleman ME, Parrish RR. 1995. Constraints on Miocene high-temperature deformation and anatexis within the Greater Himalaya from U-Pb geochronology. *EOS*, 76:F708.
- Copeland P, Harrison TM, Hodges KV, Marín J, Le Fort P, Pêcher A. 1991. An Early Pliocene thermal perturbation of the Main Central Thrust, Central Nepal: Implications for Himalayan tectonic. *J. Geophys. Res.*, 96: 8 475 ~ 8 500.
- Coulon C, Maluski H, Bollinger C, Wang S. 1986. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating, petrological characteristics and geodynamical significance. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79: 281 ~ 302.
- Coward MP, and 9 others. 1988. Folding and imbrication of the Indian crust during Himalayan collision. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A326: 89 ~ 116.
- Cowgill E, Yin A, Rumelhart P, Wang XF, Zhang Q. 1997. Kinematics of the Central Altyn Tagh Fault System, NW China. *EOS*, 78: 173.
- Cowgill E, Yin A, Rumelhart P, Foster D, Chen Z, Wang XF. 1998. Magnitude and timing of Cenozoic Shortening in the W Kunlun Shan. *EOS*, 79:F816.
- Cowgill E, Yin A, Wang X F, Zhang Q. 2000. Late Cenozoic left-reverse slip movement along the Northern Altyn Tagh Fault and its possible development as the northern boundary of a transpressional strike-slip duplex. *Geology*, 28:255 ~ 258.
- Crowell JC. 1962. Displacement along the San Andreas fault, California. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 71:1 ~ 61.
- Crowell JC. 1982. The tectonics of ridge basin, southern California. In *Geologic History of Ridge Basin, Southern California* ed. JC Crowell, MH Link, Pacific Section, Soc. Econ. Paleont. Mineral., 25 ~ 42.
- CSBS (Chinese State Bureau of Seismology). 1992. *The Altyn Tagh Active Fault System*, Seismology Publishing House, Beijing.
- Curtis A, Trampert J, Snieder R, Dost B. 1998. Eurasian fundamental mode surface wave phase velocities and their relationship with tectonic structures. *J. Geophys. Res.*, 103: 26 919 ~ 26 947.
- Curtis A, Woodhouse JH. 1997. Crust and upper mantle shear velocity structure beneath the Tibetan plateau and surrounding regions from interevent surface wave phase velocity inversion. *J. Geophys. Res.*, 102: 11 789 ~ 11 813.
- D'Andrea J, Harrison TM, Grove M. 1999. The thermal and physical state of the South Tibetan middle crust Between 20 ~ 8 Ma: U-Th-Pb and Nd isotopic evidence from the Nyainqentanglha Massif. In: 14 th Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop, Abstract volume, Kloster Ettal, Germany, 29 ~ 30.
- Davis P, England P, Houseman G. 1997. Comparison of shear wave splitting and finite strain from the India ~ Asia collision zone. *J. Geophys. Res.*, 102: 27 511 ~ 27 522.
- Davy Ph, Cobbold P. 1988. Indentation tectonics in nature and experiment, 1. Experiments scaled for gravity. *Bulletin Geological Institute, University of Uppsala*, 14: 129 ~ 141.
- Delvaux D, Moeys R, Stapel G, Petit C, Levi K, Miroshnichenko A, Ruzhich V, Sandvol E. 1997. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics*, 282: 1 ~ 38.
- Deng W. 1989. Cenozoic volcanic rocks in the northern Ngari district of the Tibet-Discussion on the concurrent subduction. *Acta Petrologica Sinica*, 3: 1 ~ 11 (in Chinese).
- Deng W, Yin J, Guo Z. 1996a. Basic-ultramafic and volcanic rocks in Chagbur-Shuanghu area of northern Xizang (Tibet), China. *Science in China (Series D)* 39: 359 ~ 368.
- Deng W, Zheng X, Matsumoto Y. 1996b. Petrological characteristics and ages of Cenozoic volcanic rocks from the Hoh Xil Mountains, Qinghai. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 15: 289 ~ 298 (in Chinese with English abstract).
- Deng W. 1998. Cenozoic Intraplate Volcanic Rocks in the Northern Qinghai-Xizang Plateau. *Geologic Publishing House, Beijing* (in Chinese with English abstract).
- Deng W. 1996. The ophiolites of the geotraversers from Yecheng to Shiquanhe. In *Geological Evolution of the Karakorum and Kunlun Mountains*, ed. Pan Yusheng, Seismological Press, Beijing, 51 ~ 93.
- Deverchere J, Houdry F, Diament M. 1991. Evidence for seismogenic upper mantle and lower crust in the Baikal rift. *Geophys. Res. Lett.*, 18:1 099 ~ 1 102.
- Dewey JF, Burke K, Tibetan. 1973. Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision. *J. Geol.*, 81: 683 ~ 692.
- Dewey JF, Shackelton RM, Chang C, Sun Y. 1988. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A327: 379 ~ 413.
- Dewey JF, Cande S, Pitman WC. 1989. Tectonic evolution of the India-Eurasia collision zone. *Eclogae Geol. Helv.* 82: 717 ~ 734.
- Dickinson WR. 1996. Kinematics of transrotational tectonism in the California Transverse Ranges and its contribution to cumulative slip along the San Andreas transform fault system. *Geol. Soc. Am. special paper*, 305:1 ~ 46.
- Dickinson WR, Wernicke BP. 1997. Reconciliation of San Andreas slip discrepancy by a combination of interior Basin-Range extension and transrotation near the coast. *Geology*, 25:663 ~ 665.
- Ding D, Wang D, Liu W, Sun S. 1996. The western Kunlun orogenic belt and basin. *Geologic Publishing House, Beijing*. 230.
- Durr SB. 1996. Provenance of Xigaze fore-arc basin clastic rocks (Cretaceous, south Tibet). *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108: 669 ~ 684.
- Edwards MA, Harrison TM. 1997. When did the roof collapse? Late Miocene N-S extension in the High Himalaya revealed by Th-Pb monazite dating of the Khula Kangri granite. *Geology* 25: 543 ~ 546.
- Edwards MA, Kidd WSF, Li J, Yue Y, Clark M. 1996. Multi stage development of the southern Tibet detachment system near Khula Kangri. New data from Gnto La. *Tectonophysics*, 260: 1 ~ 20.
- England P, Houseman G. 1986. Finite strain calculations of continental deformation 2. Comparison with the India ~ Asia collision zone. *J. Geophys. Res.*, 91: 3 664 ~ 3 676.
- England P, Houseman G. 1989. Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau. *J. Geophys. Res.*, 94: 17 561 ~ 17 569.
- England P, Molnar P. 1993. The interpretation of inverted metamorphic isograds using simple physical calculations. *Tectonics*, 12: 145 ~ 157.
- England P, Le Fort P, Molnar P, Pêcher A. 1992. Heat sources for Tertiary metamorphism and anatexis in the Annapurna-Manaslu region, Central Nepal. *J. Geophys. Res.*, 97: 2 107 ~ 2 128.
- England P, Molnar P. 1998. The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults. *Geophys. J. Int.*, 130: 551 ~ 582.
- Fang A, Li J, Hou Q, Zhou H, Wan S, Li H. 1998. The first discovery of radiolarian fossils in Yixikegou flysch section of Kuda, west Kunlun China. *Scientia Geologica Sinica* 33: 300.

- Fletcher RC, Hallet B. 1983. Unstable extension of the continental lithosphere: a mechanical model for Basin and Range structure. *J. Geophys. Res.* ,88:7 457 ~ 7 466.
- Gaetani M, Garzanti E. 1991. Multicyclic history of the northern India continental margin (northwestern Himalaya). *Am Assoc. Pet. Geol. Bull.* ,75: 1 427 ~ 1 446.
- Gaetani M, Jadoul F, Erba E, Garzanti E. 1993. Jurassic and Cretaceous orogenic events in the North Karakorum: age constraints from sedimentary rocks. In *Himalayan Tectonics*, ed. PJ Treloar and MP Searle, Geological Society Special Publication, 74: 39 ~ 52.
- Gans P, Mahood GA, Schermer E. 1989. Synextensional magmatism in the Basin and Range Province; a case study from the eastern Great Basin. *Geol. Soc. Am. special paper* ,233: 1 ~ 53.
- Gansser A. 1964. *The geology of the Himalayas*. Wiley Interscience, New York, 289.
- Gao S, Davis PM, Liu H, Slack PD, Zorin YA, Logatchev NA, Kogan M, Burkholder PD, Meyer RP. 1994. Asymmetric upward of the asthenosphere beneath the Baikal rift zone, Siberia. *J. Geophys. Res.* ,99: 15 319 ~ 15 330.
- Gao R, Li D, Lu D, Li Y, Huang D, Feng R, Qian G, Tang C. 1999a. Deep seismic reflection profiles across contact zone of Western Kunlun and Tarim along the Xinjiang geotranssect in NW China. In: 14th Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop, Abstract volume, Kloster Ettal, Germany, 49 ~ 50.
- Gao R, Cheng X, Wu G. 1999b. Lithospheric structure and geodynamic model of the Golmud-Ejin transect in northern Tibet. In *Himalaya and Tibet: Mountain Roots to Mountain Tops*, ed. A Macfarlane, RB Sorkhabi, J Quade. *Geol. Soc. Am. Special Paper* ,328: 9 ~ 17.
- Garreau J, Marcoux J, Allegre CJ, Bassoulet JP, Tang Y, Xiao X, Cao Y, Wang S. 1984. Tectonic environment and geodynamic significance of the Neo-Cimmerian Dongqiao ophiolite. Bangong-Nujiang suture zone, Tibet. *Nature* ,307: 27 ~ 31.
- Grasemann B, Vannay JC. 1999. Flow controlled inverted metamorphism in shear zones. *J. Struct. Geol.* 21: 743 ~ 750.
- Griot DA, Mantagner JP, Tapponnier P. 1998. Phase velocity structure from Rayleigh and Love waves in Tibet and its neighboring regions. *J. Geophys. Res.* ,103:21 215 ~ 21 232.
- Guilbert J, Poupinet G, Jiang M. 1996. A study of azimuthal P wave residuals and shear wave splitting across the Kunlun range (Northern Tibetan Plateau). *Phys. Earth Planet. Inter.* 95: 167 ~ 174.
- Gu X X. 1994. Geochemical characteristics of the Triassic Tethys-turbidites in northwestern Sichuan, China: Implications for provenance and interpretation of the tectonic setting. *Geochim. Cosmochim. Acta.* ,58: 4 615 ~ 4 631.
- Hacker BR, Wang X, Eide EA, Ratschbacher L. 1996. The Qinling-Dabie ultra-high pressure collisional orogen. In *The Tectonic Evolution of Asia*, ed. A Yin, TM Harrison, Cambridge University Press, 345 ~ 370.
- Harris N and Massey J. 1994. Decompression and anatexis of Himalayan metapelites. *Tectonics* 13: 1 537 ~ 1 546.
- Harris NBW, Xu R, Lewis CL, Hawkeworth CJ, Zhang Y. 1988. Isotope geochemistry of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud. *Phil Trans. Roy. Soc. Lond.* A327: 263 ~ 285.
- Harrison TM, Grove M, McKeegan KD, Coath CD, Lovera OM, Le Fort P. 1999. Origin and episodic emplacement of the Manaslu intrusive complex, Central Himalaya. *J. Petrol.* 40: 3 ~ 19.
- Harrison TM, Yin A, Grove M, Lovera OM, Ryerson FJ. 2000. Displacement History of the Gangdese Thrust, Southeastern Tibet. *J. Geophys. Res.* 105, 19 211 ~ 19 230.
- Harrison TM, Yin A, Ryerson FJ. 1998a. Orographic evolution of the Himalaya and Tibet. In: Crowley, T. J., Burke K. (Eds.), *Tectonic Boundary Conditions for Climate Reconstructions*. Oxford University Press, New York, 39 ~ 72.
- Harrison TM, Grove M, Lovera OM, Catlos EJ. 1998b. A model for the origin of Himalayan anatexis and inverted metamorphism. *J. Geophys. Res.* 103: 27 017 ~ 27 032.
- Harrison TM, Ryerson FJ, Le Fort P, Yin A, Lovera OM, Catlos EJ. 1997a. A Late Miocene-Pliocene origin for the Central Himalayan inverted metamorphism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 146:1 ~ 8.
- Harrison TM, Lovera OM, Grove M. 1997b. New insights into the origin of two contrasting Himalayan granite belts. *Geology* 25: 899 ~ 902.
- Harrison TM, Leloup PH, Ryerson FJ, Tapponnier P, Lacassin R, Chen W. 1996. Diachronous initiation of transtension along the Ailao Shan ~ Red River shear zone, Yunnan and Vietnam. In *The Tectonic Evolution of Asia* ed. A Yin, TM Harrison, New York: Cambridge University Press, 208 ~ 226.
- Harrison TM, McKeegan KD, Le Fort P. 1995a. Detection of inherited monazite in the Manaslu leucogranite by $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ion microprobe dating: Crystallization age and tectonic significance. *Earth Planet. Sci. Lett.* 133: 271 ~ 282.
- Harrison TM, Copeland P, Kidd WSF, Lovera OM. 1995b. Activation of the Nyainqentanghla shear zone: implications for uplift of the southern Tibetan Plateau. *Tectonics* ,14: 658 ~ 676.
- Harrison TM, Copeland P, Kidd WSF, Yin A. 1992. Raising Tibet. *Science* 255: 1663 ~ 1670.
- Hauck ML, Nelson KD, Brown LD, Zhao WJ, Ross AR. 1998. Crustal structure of the Himalayan orogen at similar to 90 degrees east longitude from Project INDEPTH deep reflection profiles. *Tectonics* ,17: 481 ~ 500.
- Heim A, Gansser A. 1939. *Central Himalaya Geological Observations of the Swiss Expedition*, 1 ~ 246.
- Helmeke D. 1985. The Permian-Triassic "Paleotethys" in mainland South-east-Asia and adjacent parts of China. *Geol. Rund.* ,74: 215 ~ 228.
- Hennig A. 1915. *Zur petrographie und geologie von sudwest Tibet*. In *Southern Tibet 5*. Kung Boktryckeriet, P. A. Stockholm, Norstedt, 220.
- Herquell G, Wittlinger G, Guilbert J. 1995. Anisotropy and crustal thickness of Northern Tibet. New constraints for tectonic modeling. *Geophys. Res. Lett.* ,22: 1 925 ~ 1 928.
- Herren E. 1987. Zanskar shear zone: Northeast-southwest extension within the Higher Himalaya. *Geology* , 15: 409 ~ 413.
- Hirn and 10 others. 1995. Seismic anisotropy as an indicator of mantle flow beneath the Himalayas and Tibet. *Nature* ,375: 571 ~ 574.
- Hodges KV, Parrish RR, Searle MP. 1996. Tectonic evolution of the central Annapurna Range, Nepalese Himalayas. *Tectonics* , 15: 1 264 ~ 1 291.
- Hodges KV, Hames WE, Olszewski WJ, Burchfiel BC, Royden LH, Chen Z. 1994. Thermobarometric and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronologic constraints on Eohimalayan metamorphism in the Dinggy area, southern Tibet. *Contrib. Mineral. Petrol.* 117: 151 ~ 163.
- Hodges KV, Bowring S, Davidek K, Hawkins D, Krol M. 1998. Evidence for rapid displacement on Himalayan normal faults and the importance of tectonic denudation in the evolution of mountain ranges. *Geology* ,26: 483 ~ 486.
- Holt WE, Li M, Haines A. 1995. Earthquake strain rates and instantaneous relative motion within central and east Asia. *Geophys. J. Int.* ,122:569 ~ 593.
- Honegger K, Dietrich V, Frank W, Gansser A, Thoeni M, Trommsdorff V. 1982. Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalaya (the Indus-Tsangpo suture zone). *Earth Planet. Sci. Lett.* , 60: 253 ~ 292.
- Hou L, Luo D, Fu D, Hu S, Li K. 1991. *Triassic Sedimentary-Tectonic Evolution in Western Sichuan and Eastern Xizang Region*. Geologic Publishing House, Beijing (in Chinese with English summary).

- ry).
- Hou Y X and Tan S D. 1995. Geologic characteristics and petroleum exploration of the terrestrial Jiuquan basin, Chinese Petroleum Publishing House, 210.
- Houseman G, England P. 1996. A lithospheric thickening model for the Indo-Asian collision. In *The Tectonic Evolution of Asia*, ed. A Yin, TM Harrison, Cambridge University Press, New York, 3 ~ 17.
- Hs ÜK. and 15 others. 1995. Tectonic evolution of the Tibetan Plateau: A working hypothesis based on the archipelago model of orogenesis. *Int. Geol. Rev.*, 37: 473 ~ 508.
- Hubbard MS. 1996. Ductile shear as a cause of inverted metamorphism: example from the Nepal Himalaya. *J. Geol.*, 104: 493 ~ 499.
- Huang H, Huang Q, Ma Y. 1996. *Geology of Qaidam Basin and its Petroleum Prediction*, Geological Publishing House, Beijing.
- Huang K, Opdyke ND. 1993. Paleomagnetic results from Cretaceous and Jurassic rocks of south and southwest Yunnan: Evidence for large clockwise rotations in the Indochina and Shan-Thai-Malay terranes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 117: 507 ~ 524.
- Huang K, Opdyke ND, Li J, Peng X. 1992. Paleomagnetism of Cretaceous rocks from eastern Qiangtang terrane. *J. Geophys. Res.* 97: 1 789 ~ 1 799.
- Hubbard MS, Harrison TM. 1989. ⁴⁰Ar/ ³⁹Ar age constraints on deformation and metamorphism in the MCT Zone and Tibetan Slab, eastern Nepal Himalaya. *Tectonics*, (8): 865 ~ 880.
- Huerta AD, Royden LH, Hodges KV. 1996. The interdependence of deformational and thermal processes in mountain belts. *Science*, 273: 637 ~ 639.
- Hughes NC, Jell PA. 1999. Biostratigraphy and biogeography of Himalayan Cambrian trilobites. In *Himalaya and Tibet: Mountain Roots to Mountain Tops*, ed. A. Macfarlane, RB Sorkhabi, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 328: 109 ~ 116.
- Jacobson CE, Oyarzabal FR, Haxel GB. 1996. Subduction and exhumation of the Pelona-Orocopia-Rand schists, southern California. *Geology*, 24: 547 ~ 550.
- Jaeger JJ, Courtillot V, Tapponnier P. 1989. Paleontological view of the ages of the Deccan traps, the Cretaceous/Tertiary boundary and the India-Asia collision. *Geology*, 17: 316 ~ 319.
- Jia C, Yao H, Wi G, Li L. 1991. Plate tectonic evolution and characteristics of major tectonic units of the Tarim basin. In *The Tarim Basin*, ed. X Tong, D Liang, Xinjiang Scientific Publishing House, Urumqi, 207 ~ 225 (in Chinese).
- Jia Chengzao. 1997. *Tectonic Characteristics and Petroleum: Tarim Basin, China*, Petroleum Industry Press, Beijing.
- Jiang C, Yang J, Feng B, Zhu Z, Zhao M, Chai Y, Shi X, Wang H, Hu J. 1992. *Opening-Closing Tectonics of Kunlun Mountains*. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese with English abstract).
- Jin Y, McNutt MK, Zhu YS. 1996. Mapping the descent of Indian and Eurasian plates beneath the Tibetan Plateau from gravity anomalies. *J. Geophys. Res.*, 101: 11 275 ~ 11 290.
- Johnson NM, Opdyke ND, Johnson GD, Lindsay EH, Tahirkheli RAK. 1982. Magnetic polarity stratigraphy and ages of Siwalik Group rocks of the Potwar Plateau, Pakistan. *Paleogeog. Paleoclimat. Paleoecol.*, 37: 17 ~ 42.
- Johnson NM, Stix J, Tauxe L, Cervený PF, Tahirkheli RAK. 1985. Paleomagnetic chronology, fluvial processes, and tectonic implications of the Siwalik deposits near Chinji Village, Pakistan. *J. Geol.*, 93: 27 ~ 40.
- Kapp P, Yin A, Murphy M, Harrison TH, Ryerson FJ. 1997. Discovery of a major blue schist bearing detachment fault system in the Shuang Hu region of the Qiangtang block, northern Tibet. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, 29: 144.
- Kapp P, Yin A, Manning CE, Murphy M, Harrison TM, Spurlin M, Din Ling, Deng Xiguang. 1998. Post-mid-Cretaceous shortening along the Banggong-Nujiang suture and in west-central Qiangtang, Tibet. *EOS*, 79: 794.
- Kapp P, Murphy MA, Yin A, Ding Lin. 1999. Cenozoic shortening along the Banggong-Nujiang suture zone, central Tibet. In: 14th Himalaya Karakorum-Tibet Workshop, Abstract volume, Kloster Ettal, Germany.
- Kapp P, Yin A, Manning C E, Murphy M, Harrison T M, Spurlin M, Ding L, Deng X and Wu CM. 2000. Blueschist-bearing metamorphic core complexes in the Qiangtang block reveal deep crustal structure of northern Tibet. *Geology*, 28: 19 ~ 22.
- Khan MA, Jan Q, Weaver BL. 1993. Evolution of the lower crust in Kohistan, N. Pakistan: temporal arc magmatism through early, mature and intra-arc rift stages. In *Himalayan Tectonics*, eds. P.J. Treloar and M. P. Searle, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 74: 123 ~ 138.
- Kidd WSF, Molnar P. 1988. Quaternary and active faulting observed on the 1985 Academia Sinica/Royal Society Geotraverse of Tibet. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A327: 337 ~ 363.
- Kincaid C, Silver P. 1996. The role of viscous dissipation in the orogenic process. *Earth Planet. Sci. Lett.* 142: 271 ~ 288.
- Kind R, Ni J, Zhao W, Wu J, Yuan X, Zhao L, Sandvol, Reese C, Nabelek, Hearn T. 1996. Evidence from earthquake data for a partially molten crustal layer in southern Tibet. *Nature*, 274: 1 692 ~ 1 694.
- King RW, Shen F, Burchfiel BC, Chen Z, Li Y, Liu Y, Royden LH, Wang E, Zhang X, Zhao J. 1997. Geodetic measurement of crustal motion in southwest China. *Geology*, 25: 1 279 ~ 1 282.
- Klootwijk CT, Gee FS, Peirce JW, Smith GM, McFadden PL. 1992. An early India contact: Paleomagnetic constraints from ninetyeast Ridge, ODP Leg 121. *Geology*, 20: 395 ~ 398.
- Klootwijk CT, Conaghan PJ, Nazirullah R, de Jong KA. 1994. Further palaeomagnetic data from Chitral (Eastern Hindukush): evidence for an early India ~ Asia contact. *Tectonophysics*, 237: 1 ~ 25.
- Kong X, Bird P. 1996. Neotectonics of Asia: thin-shell, finite-element models with faults. In: Yin, A. and Harrison, T. M. (Eds.), *The Tectonics of Asia*, Cambridge University Press, New York, 18 ~ 35.
- Kong X, Yin A, Harrison TM. 1997. Evaluating the role of pre-existing weakness and topographic distributions in the Indo-Asian collision by use of a thin-shell numerical model. *Geology*, 25: 527 ~ 530.
- Kosarev G, Kind R, Sobolev SV, Yuan X, Hanka W, Oreshin S. 1998. Seismic evidence for a detached Indian lithospheric mantle beneath Tibet. *Science*, 283: 1 306 ~ 1 309.
- Lacassin R, Replumaz A, Leloup PH. 1998. Hairpin river loops and slip-sense inversion on southeast Asian strike ~ slip faults. *Geology*, 26: 703 ~ 706.
- Larson K, Burgmann R, Bilham R, Freymueller JT. 1999. Kinematics of the India-Eurasia collision zone from GPS measurements. *J. Geophys. Res.*, 104: 1 077 ~ 1 093.
- Lave J, Avouac JP, Laccassin R, Tapponnier P, Montagner JP. 1996. Seismic anisotropy beneath Tibet: Evidence for eastward extrusion of the Tibetan lithosphere? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 140: 83 ~ 96.
- Leeder MR, Smith AB, Yin J. 1988. Sedimentology, palaeoecology and palaeoenvironmental evolution of the 1985 Lhasa to Golmud Geotraverse. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A327: 107 ~ 143.
- Le Fort P. 1986. Metamorphism and magmatism during the Himalayan collision. In *Collision Tectonics*, ed. MP Coward, AC Ries, *Geol. Soc. Spec. Publ.* 19: 159 ~ 172.
- Le Fort P. 1996. Evolution of the Himalaya. In *The Tectonics of Asia*, ed. A Yin, TM Harrison, Cambridge University Press, New York, 95 ~ 106.
- Le Fort P. 1975. Himalayas, the collided range. Present knowledge of

- the continental arc. *Am. J. Sci.*, 275A:1~44.
- Le Fort P, Debon F, Sonet J. 1983. The lower Palaeozoic "Lesser Himalaya" granitic belt: emphasis on the Simchar pluton of Central Nepal. In *Granites of Himalayas, Karakorum and Hindu Kush*, ed. FA Shams, Punjab University, Lahore, 235~253.
- Le Fort P. 1989. The Himalayan orogenic segment. In *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*, ed. AMC Sengor, Kluwer Academic Publ., Berlin, 289~386.
- LeLoup PH, Harrison TM, Ryerson FJ, Chen W, Li Q, Tapponnier P, Lacassin R. 1993. Structural, petrological and thermal evolution of a Tertiary ductile strike-slip shear zone, Diancang Shan (Yunnan, PRC). *J. Geophys. Res.*, 98: 6715~6743.
- LeLoup PH, Lacassin R, Tapponnier R, Zhong D, Lui X, Zhang L, Ji S. 1995. Kinematics of Tertiary left-lateral shearing at the lithospheric-scale in the Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China). *Tectonophysics*, 251: 3~84.
- Le Pichon X, Fournier M, Jolivet L. 1992. Kinematics, topography, shortening, and extrusion in the India-Eurasia collision. *Tectonics*, 11: 1085~1098.
- Li Cai. 1987. The Longmu Co-Shuanghu-Lancangjiang Suture as the northern boundary of the Gondwanaland in the Carboniferous and Permian. *Bulletin of Changcun College of Geological Sciences*, 17: 155~166 (in Chinese).
- Li CY, Liu Y, Zhu BC, Feng YM, Wu HC. 1978. Structural evolution of Qinling and Qilian Shan. In *Scientific Papers in Geology and International Exchange*, Geologic Publishing House, Beijing, 174~197 (in Chinese).
- Li CY, Wang Q, Liu X, Tang Y. 1982. Explanatory Notes to the Tectonic Map of Asia, Catalographic Publishing House, Beijing.
- Li C, Zheng A. 1993. Paleozoic stratigraphy in the Qiangtang region of Tibet: relations of the Gondwana and Yangtze continents and ocean closure near the end of the Carboniferous. *Int. Geol. Rev.*, 35: 797~804.
- Li C, Liren C, Ke H, Zengrong Y, Yurong H. 1995. Study on the paleo-Tethys suture zone of Lungmu Co-Shuanghu, Tibet. *Geological Publishing House, Beijing* (in Chinese with English abstract).
- Li D, Liang D, Jia C, Wang G, Wu Q, He D. 1996. Hydrocarbon accumulations in the Tarim basin, China. *Am Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 80: 1587~1603.
- Liou JG, Zhang RY, Wang X, Eide EA, Ernst WG, Maruyama S. 1996. Metamorphism and tectonics of high-pressure and ultra-high pressure belts in the Dabie-Sulu region, China. In *The Tectonic Evolution of Asia*, ed. A Yin, TM Harrison, Cambridge University Press, 300~344.
- Liu ZQ. 1988. *Geologic Map of the Qinghai-Xizang Plateau and its Neighboring Regions* (scale at 1:1,500,000). Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Geologic Publishing House, Beijing.
- Liu FT, Wa H, Liu J-H, Hu G, Li Q, Qu K. 1990. 3-D velocity images beneath the Chinese continent and adjacent regions. *Geophys. J. Int.*, 101: 379~394.
- Luyendyk BP. 1989. Crustal rotation and fault slip in the continental transform zone in southern California. In *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation*, ed. C Kissel, C Laj, Dordrecht, Holland, Kluwer Academic Publisher, 229~246.
- Luyendyk BP, Kamerling MJ, Terres RR, Hornafius JS. 1985. Simple shear of southern California during Neogene time suggested by paleomagnetic declinations. *J. Geophys. Res.*, 90: 12454~12466.
- Lyon-Caen H, Molnar P. 1984. Gravity anomalies and the structure of western Tibet and the southern Tarim Basin. *Geophys. Res. Lett.*, 11: 1251~1254.
- Lyon-Caen H, Molnar P. 1985. Gravity anomalies, flexure of the Indian plate, and the structure, support and evolution of the Himalaya and the Ganga Basin. *Tectonics*, (4): 513~538.
- Makovsky Y, Klemperer SL. 1999. Measuring the seismic properties of Tibetan bright spots. Evidence for free aqueous fluids in the Tibetan middle crust. *J. Geophys. Res.*, 104: 10795~10825.
- Makovsky Y, Klemperer SL, Huang L, Lu D. 1996. Project IN-DEPTH Team, Structural elements of the southern Tethyan Himalaya crust from wide-angle seismic data. *Tectonics*, 15: 997~1005.
- Manning CE, Kapp P, Yin A, Murphy M, Harrison TM, Spulin M, Din L, Deng X. 1998. Metamorphism and exhumation of Mesozoic melange in north-central Tibet. *EOS*, 79: 815.
- Masek JG, Isacks BL, Gubbels TL, Fielding EJ. 1994. Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. *J. Geophys. Res.*, 99: 13941~13956.
- Mattauer M. 1986. Intracontinental subduction, crustal stacking wedge and crust-mantle decollement. In *Collision Tectonics*, M. P. Coward and A. C. Ries (eds.), 35~60; *Geol. Soc. Lond Spec. Publ.*, 19: 37~50.
- Matte P, Tapponnier P, Arnaud N, Bourjot L, Avouac JP, Vidal Ph, Liu Q, Pan Y, Wang Y. 1996. Tectonics of Western Tibet, between the Tarim and the Indus. *Earth Planet. Sci. Lett.* 142: 311~330.
- Matte P, Mattauer M, Olivet JM, Griot DA. 1997. Continental subduction beneath Tibet and the Himalayan orogen: a review. *Terra Nova*, 9: 264~270.
- McCaffrey R, Nabelek J. 1998. Role of oblique convergence in the active deformation of the Himalayas and southern Tibet plateau. *Geology*, 26: 691~694.
- McNamara DE, Owens TJ, Silver PG, Wu FT. 1994. Shear wave anisotropy beneath the Tibetan Plateau. *J. Geophys. Res.*, 99: 13655~13665.
- McNamara DE, Owens TJ, Walter WR. 1995. Observations of the regional phase propagation in the Tibetan plateau. *J. Geophys. Res.*, 100: 22215~22229.
- Meert JG, Van der Voo R. 1997. The assembly of Gondwana 800~550 Ma. *J. Geodynamics*, 23: 223~235.
- Mercier J-L, Armijo R, Tapponnier P. 1987. Carey-Gailhardis E, Han TL, Change from Tertiary compression to Quaternary extension in southern Tibet during the India~Asia collision. *Tectonics*, (6): 275~304.
- Meyer B, Tapponnier P, Gaudemer Y, Peltzer G, Guo S, Chen Z. 1996. Rates of left-lateral movement along the easternmost segment of the Altyn Tagh fault, east of 96°E (China). *Geophys. J. Int.*, 124: 29~44.
- Meyer B, Tapponnier P, Bourjot L, Metivier F, Gaudemer Y, Peltzer G, Shunmin G, Zhitai C. 1998. Crustal thickening in Gansu-Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of the Tibet plateau. *Geophys. J. Int.*, 135: 1~47.
- Molnar P. 1984. Structure and tectonics of the Himalaya: Constraints and implications of geophysical data. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 12: 489~518.
- Molnar P, Lyon-Caen H. 1989. Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the northern and eastern parts of the Tibetan Plateau. *Geophys. J. Int.*, 99: 123~153.
- Molnar P, Tapponnier P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia; effects of a continental collision. *Science*, 189: 419~426.
- Molnar P, Tapponnier P. 1978. Active tectonics of Tibet. *J. Geophys. Res.*, 85: 5361~5375.
- Molnar P, Chen W-P, Padovani E. 1983. Calculated temperatures in overthrust terrains and possible combinations of heat sources responsible for the Tertiary granites in the Greater Himalaya. *J. Geophys. Res.*, 88: 6415~6429.
- Molnar P, Burchfiel BC, Zhao Z, Lian K, Wang S, Huang M. 1995.

- Geologic Evolution of Northern Tibet: Results of an expedition to Ulugh Muztagh. *Science*, 23: 299 ~ 305.
- Molnar P, England P, Martinod J. 1987. Mantle dynamics, the uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon. *Rev. Geophys.*, 31: 357 ~ 396
- Montel J.-M. 1993. A model for monazite-melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. *Chem. Geol.*, 119: 127 ~ 146.
- Murphy MA, Yin A, Harrison TM, Durr SB, Chen Z, Ryerson FJ, Kidd WSF, Wang X, Zhou X. 1997. Significant crustal shortening in south-central Tibet prior to the Indo-Asian collision. *Geology*, 25: 719 ~ 722.
- Murphy MA, Yin A, Kapp P, Harrison TM, Din Ling, Guo Jinghui. 2000. Southward propagation of the Karakoram fault system into southwest Tibet: Timing and magnitude of slip. *Geology*, 28: 451 ~ 454.
- Murphy M. A, Harrison TM. 1999. The relationship between leucogranites and the South Tibetan detachment system, Rongbuk Valley, southern Tibet. *Geology*, 27: 831 ~ 834.
- Murphy JB, Nance RD. 1991. Supercontinent model for the contrasting character of Late Proterozoic orogenic belts. *Geology*, 19: 469 ~ 472.
- Najman Y, Clift P, Johnson MRW, Roberson AHF. 1993. Early stages of foreland basin evolution in the Lesser Himalaya, N India. In *Himalayan Tectonics*, ed. PJ Treloar, MP Searle. Geological Society Special Publication, 74: 541 ~ 558.
- Najman YMR, Enkin RJ, Johnson MRW, Robertson AHF, Baker J. 1994. Paleomagnetic dating of the earliest continental Himalayan foredeep sediments: Implications for Himalayan evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 128: 713 ~ 718.
- Nakata T. 1989. Active faults of the Himalaya in India and Nepal. In *Tectonics of the Western Himalaya*, L. L. Malinconico and R. J. Lillie (eds.), 243 ~ 264, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 232.
- Nelson KD and 27 others. 1996. Partially molten middle crust beneath Southern Tibet: Synthesis of Project INDEPTH results. *Science*, 274: 1 684 ~ 1 696.
- Ni J, Barazangi M. 1984. Seismotectonics of the Himalayan collision zone: geometry of the underthrusting Indian plate beneath the Himalaya. *J. Geophys. Res.*, 89: 1 147 ~ 1 163.
- Ni J, York J. 1978. Late Cenozoic tectonics of the Tibetan plateau. *J. Geophys. Res.*, 83: 5 377 ~ 5 384.
- Nie S, Yin A, Rowley D, Jin Y. 1994. Exhumation of the Dabie shan ultrahigh pressure rocks and accumulation of the Songpan-Ganzi flysch sequence, central China. *Geology*, 22: 999 ~ 1 002.
- Noble SR, Searle MP. 1995. Age of crustal melting and leucogranite formation from U-Pb zircon and monazite dating in the western Himalaya, Zaskar, India. *Geology*, 23: 1 135 ~ 1 138.
- Owens TJ, Zandt G. 1997. Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution. *Nature*, 387: 37 ~ 43.
- Pan Y. 1990. Tectonic features and evolution of the western Kunlun Mountain region. *Scientia Geologica Sinica*, 3: 224 ~ 232 (in Chinese with English abstract).
- Pan Y. 1993. Unroofing history and structural evolution of the southern Lhasa terrane, Tibetan Plateau: Implications for the continental collision between India and Asia. Ph. D. dissertation, State University of New York, Albany, NY.
- Pan Y. 1996. Regional geologic evolution and conclusion. In *Geologic Evolution of the Karakoram and Kunlun Mountains*, ed. Pan Yunsheng, Seismological Press, Beijing, 263 ~ 288.
- Parrish RR, Hodges KV. 1993. Miocene (22 Ma) metamorphism and two stage thrusting in the Greater Himalayan sequence, Annapurna Sanctuary, Nepal. *Geol. Soc. Am. Abs. w. Progs.*, 25: A174.
- Parrish RR, Hodges KV. 1996. Isotopic constraints on the age and provenance of the Lesser and Greater Himalayan sequences, Nepalese Himalaya. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 108: 904 ~ 911.
- Patriat P, Achache J. 1984. India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature*, 311: 615 ~ 621.
- Pêcher A. 1989. Metamorphism in the central Himalaya. *J. Metamorphic Petrol.*, (7): 31 ~ 41.
- Peltzer G, Saucier F. 1996. Present day kinematics of Asia derived from geologic fault rates. *J. Geophys. Res.*, 101: 27 943 ~ 27 956.
- Peltzer G, Tapponnier P. 1988. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: An experimental approach. *J. Geophys. Res.*, 93: 15 085 ~ 15 117.
- Peltzer G, Tapponnier P, Amijio R. 1988. Magnitude of late Quaternary left-lateral displacement along the north edge of Tibet. *Science*, 246: 1 285 ~ 1 289.
- Pierce JA, Deng W. 1987. The ophiolites of the Tibetan geotraverse, Lhasa-Golmud (1985) and Lhasa to Kathmandu (1986). *Phil Trans. Roy. Soc. Lond.*, A327: 215 ~ 238.
- Pierce JA, Mei H. 1988. Volcanic rocks of the 1985 Tibet Geotraverse-Lhasa to Golmud. *Phil Trans. Roy. Soc. Lond.*, A327: 203 ~ 213.
- Pinet C, Jaupt C. 1987. A thermal model for the distribution in space and time of the Himalayan granites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 84: 87 ~ 99.
- Powell CM, Conaghan PG. 1973. Plate tectonics and the Himalayas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 20: 1 ~ 12.
- Powerll RE. 1993. Balanced palinspastic reconstruction of pre-Late Cenozoic paleogeology, southern California: Geologic and kinematic constraints on evolution of the San Andreas fault system. In *The San Andreas Fault System: Displacement, Palinspastic Reconstruction, and Geologic Evolution*, ed. RE Powerll, RJ Weldon II, JC Matti, *Geol Soc. Am. Memoir*, 178: 1 ~ 106.
- Price RA. 1981. The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains. In *Thrust and Nappe Tectonics*, ed. MP Coward, KR McClay, *Geol. Soc. Lond. Special Publication*, 9: 427 ~ 448.
- Qinghai BGMR (Qinghai Bureau of Geology and Mineral Resources). 1991. *Regional Geology of Qinghai Province*, Geological Publishing House, Beijing.
- Quade J, Cater JLM, Ojha TP, Adam J, Harrison TM. 1995. Late Miocene environmental change in Nepal and the northern Indian subcontinent: stable isotope evidence from paleosols. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 107: 1 381 ~ 1 397.
- Quidelleur X, Grove M, Lovera OM, Harrison TM, Yin A, Ryerson. 1995. The thermal evolution and slip history of the Renbu Zedong Thrust, southeastern Tibet. *J. Geophys. Res.*, 102: 2 659 ~ 2 679.
- Ramstein G, Fluteau FF, Besse J, Jousaume S. 1997. Effect of orogeny, plate motion, and land-sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years. *Nature*, 286: 788 ~ 795.
- Rao R, Xu J, Chen Y, Zou D. 1987. *The Triassic System of the Qianghai-Xiang Plateau*. Geological Publishing House, Beijing.
- Ratschbacher L, Frisch W, Lui G, Chen C. 1994. Distributed deformation in southern and western Tibet during and after the India-Asia collision. *J. Geophys. Res.*, 99: 19 817 ~ 19 945.
- Ratschbacher L, Frisch W, Chen C, Pan G. 1996. Cenozoic deformation, rotation, and stress patterns in eastern Tibet and western Sichuan, China. In *The Tectonic Evolution of Asia*, ed. TM Harrison, Cambridge University Press, 227 ~ 249.
- Rowley DB. 1996. Age of collision between India and Asia: A review of the stratigraphic data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 145: 1 ~ 13.
- Rowley DB. 1998. Minimum age of initiation of collision between India and Asia north of Everest based on the subsidence history of the Zhepure Mountain section. *J. Geol.*, 106: 229 ~ 235.

- Richter FM, Lovera OM, Harrison TM, Copeland P. 1991. Tibetan tectonics from a single feldspar sample: An application of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 105: 266 ~ 276.
- Rothery DA, Drury SA. 1993. The neotectonics of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 3: 19 ~ 26.
- Royden LH. 1984. The steady state thermal structure of eroding orogenic belts and accretionary prisms. *J. Geophys. Res.*, 89: 4 487 ~ 4 507.
- Royden L. 1996. Coupling and decoupling of crust and mantle in convergent orogens: Implications for strain partitioning in the crust, *J. Geophys. Res.*, 101: 17 679 ~ 17 705.
- Royden LH, Burchfiel BC, King RW, Wang E, Chen Z, Shen F, Liu Yuping. 1997. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *Science*, 276: 788 ~ 790.
- Ruddiman WF, Kutzbach JE. 1989. Forcing of Late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in southern Asia and the American west. *J. Geophys. Res.*, 94: 18 409 ~ 18 427.
- Rumelhart PA. 1998. Cenozoic basin evolution of southern Tarim, northwestern China: Implications for the uplift history of the Tibetan Plateau. Ph.D thesis, University of California, Los Angeles.
- Rumelhart P, Yin A, Butler R, Cowgill E, Zhang Q, Wang X. 1999. Cenozoic vertical-axis rotation of southern Tiarim: Constraints on the tectonic evolution of the Altyn Tagh fault system. *Geology*, 27: 819 ~ 822.
- Ruppel C, Kogan MG, McNutt MK. 1993. Implications of new gravity data for Baikal rift zone structure. *Geophys. Res. Lett.*, 20: 1 635 ~ 1 638.
- Ryerson FJ, Peltzer G, Taponnier P, Finkel RC, Meriaux A, Caffee MW. 1999. Slip-rates on the Karakax valley segment of the Altyn Tagh fault: constraints from surface dating. In 14th Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop, Abstract volume, 185 ~ 186. Germany: Kloster Ettal.
- Sandvol E, Ni J, Kind R, Zhao W. 1997. Seismic anisotropy beneath the southern Himalayas ~ Tibet collision zone. *J. Geophys. Res.*, 102: 17 813 ~ 17 823.
- Schärer U, R H Xu, C J Allè. 1984. U-Pb geochronology of the Gangdese (Transhimalaya) plutonism in the Lhasa-Xigaze region, Tibet, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69: 311 ~ 320.
- Schärer U, Xu RH, Allegre C J. 1986. U-(Th)-Pb systematics and ages of Himalayan leucogranites, South Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 77: 35 ~ 48.
- Schelling D. 1992. The tectonostratigraphy and structure of the eastern Nepal Himalaya. *Tectonics*, 11: 925 ~ 943.
- Schelling D, Arita K. 1991. Thrust tectonics, crustal shortening, and the structure of the far-eastern Nepal, Himalaya. *Tectonics*, 10: 851 ~ 862.
- Searle MP, Parrish RR, Hodges KV, Hurford A, Ayres MW, Whitehouse MJ. 1997. Shisha Pangma leucogranite, south Tibetan Himalaya: Field relations, geochemistry, age, origin, and emplacement. *J. Geol.*, 105: 295 ~ 317.
- Searle MP, Weinberg RF, Dunlap WJ. 1998. Transpressional tectonics along the Karakoram fault zone, northern Ladakh: constraints on Tibetan extrusion. In *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*, ed. R. E Holdsworth, RA Strachan, JF Dewey. *Geol. Soc. London Special Publ.*, 135: 307 ~ 326.
- Searle MP, Cooper DJW, Rex AJ. 1991. Collision tectonics of the Ladakh-Zaskar Himalaya. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A326: 117 ~ 150.
- Searle MP. 1991. *Geology and Tectonics of the Karakoram Mountains*. Wiley, New York.
- Searle MP. 1996. Cooling history, erosion, exhumation, and kinematics of the Himalaya-Karakoram ~ Tibet orogenic belt. In *The Tectonic Evolution of Asia*, ed. A Yin, TM Harrison, Cambridge University Press, 110 ~ 137.
- Searle MP, Cooper DJW, Rex AJ. 1988. Collision tectonics of the Ladakh-Zaskar Himalaya. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A326: 117 ~ 150.
- Sengor AMC. 1984. The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. *Geol. Soc. Am. Special Paper*, 195: 1 ~ 82.
- Sengor AMC. 1990. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: A Tethyan perspective. *Earth Sci. Rev.*, 27: 1 ~ 201.
- Sengor AMC, Natalin BA. 1996. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis. In *The Tectonics of Asia*, ed A Yin, TM Harrison, Cambridge University Press, New York, 486 ~ 640.
- Sengor AMC, Okurogullari AH. 1991. The role of accretionary wedge in the growth of continents: Asiatic examples from Argand to plate tectonics. *Eclogae Geol. Helv.*, 84: 535 ~ 597.
- Shen Z, Zhao C, Yin A, Li C, Jackson DD, Fang P, Dong D. 1999. Contemporary crustal deformation in east Asia constrained by Global Positioning Measurements. *J. Geophys. Res.*, 105: 5 721 ~ 5 734.
- Shi X, Yin J, Jia C. 1996. Mesozoic to Cenozoic sequence stratigraphy and sea-level changes in the Northern Himalayas, southern Tibet, China. *Newsl. Stratigr.*, 33: 15 ~ 61.
- Silver PG. 1996. Seismic anisotropy beneath the continents: probing the depths of geology. *Ann. Rev. planet. Sci.*, 24: 385 ~ 432.
- Smith AB, Xu J. 1988. Palaeontology of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud. *Phil Trans. Roy. Soc. Lond.*, A327: 53 ~ 105.
- Song T, Wang X. 1993. Structural styles and stratigraphic patterns of syndepositional faults in a contractional setting: Example from Qaidam basin, northwestern China. *Am Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 77: 102 ~ 117.
- Srivastava P, Mitra G. 1994. Thrust geometries and deep structure of the outer and lesser Himalaya, Kumaon and Garwal (India): Implications for evolution of the Himalayan fold ~ and ~ thrust belt. *Tectonics*, 13: 89 ~ 109.
- Strecker MR, Frisch W, Hamburger MW, Ratschbacher L, Semiletkin S, Zamoruyev A, Sturchio N. 1995. Quaternary deformation in the eastern Pamirs, Tadzhikistan and Kyrgyzstan, *Tectonics*, 14: 1 061 ~ 1 079.
- Sullivan MA, Windley BF, Saunders AD, Haynes JR, Rex DC. 1993. A palaeogeographic reconstruction of the Dir Group: evidence for magmatic arc migration within Kohistan, N. Pakistan. In *Himalayan Tectonics*, eds. P. J. Treloar and M. P. Searle, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 74: 139 ~ 160.
- Sylvester AG. 1988. Strike-slip fault. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100: 1 666 ~ 1 703.
- Taponnier P, Molnar PJ. 1976. Slip-line field theory and large ~ scale continental tectonics. *Nature*, 264: 319 ~ 324.
- Taponnier P, Molnar PJ. 1977. Active faulting and tectonics of China. *J. Geophys. Res.*, 82: 2 905 ~ 2 930.
- Taponnier P, Molnar P. 1979. Active faulting and Cenozoic tectonics of Tien Shan, Mongolia, and Baikal regions. *J. Geophys. Res.*, 84: 3 425 ~ 3 459.
- Taponnier P, Mercier JL, Armijo R, Han T, Zhao TJ. 1981. Field evidence for active normal faulting in Tibet. *Nature*, 294: 410 ~ 414.
- Taponnier P, Peltzer G, Le Dain AY, Armijo R, Cobbold P. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10: 611 ~ 616.
- Taponnier P, Peltzer G, Armijo R. 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia. In *Collision Tectonics*, eds. M. P. Coward and A. C. Ries, 115 ~ 157. *Geol. Soc. Lond Spec. Publ.*, 19: 115 ~ 157.
- Taponnier P, Lacassin R, Leloup PH, Schärer U, Zhong D, Ji S, Wu H, Zhong J, Zhang L, Liu X. 1990. The Ailao Shan/ Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China. *Nature*, 343: 431 ~ 437.

- Tonarini S, Villa I, Oberli F, Meier M, Spencer DA, Pognante U, Ramsay J G. 1993. Eocene age of eclogite metamorphism in Pakistan Himalaya: implications for India-Eurasia collision. *Terra Nova*, (5): 13 ~ 20.
- Turner S, Hawkesworth CJ, Liu J, Rogers N, Kelley S, van Calsteren P. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. *Nature*, 364: 50 ~ 53.
- Turner S, Arnaud N, Liu J, Rogers N, Hawkesworth CJ, Harris N, Kelley S, van Calsteren P, Deng W. 1996. Post-collision, shoeshornitic volcanism on the Tibetan plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *J. Petrol.*, 37: 45 ~ 71.
- Vance D, Harris N. 1999. The timing of prograde metamorphism in the Zaskar Himalaya. *Geology*, 27: 395 ~ 398.
- Van der Beek P. 1997. Flank uplift and topography at the central Baikal Rift (SE Siberia): A test of kinematic models for continental extension. *Tectonics*, 16: 122 ~ 136.
- Van der Woerd J, Ryerson FJ, Tapponnier P, Gaudemer Y, Finkel R, Meriaux AS, Caffee M, Zhao G, He Q. 1998. Holocene left-slip rate determined by cosmogenic surface dating on the Xidatan segment of the Kunlun fault (Qinghai, China). *Geology*, 26: 695 ~ 698.
- Wang Tongan. 1996. Characteristics of sedimentary rocks and their environmental evolution, In *Geological evolution of the Karakorum and Kunlun Mountains*, ed. Pan Yusheng, Seismological Press, Beijing, 22 ~ 50.
- Wang E. 1997. Displacement and timing along the northern strand of the Altyn Tagh fault zone, northern Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150: 55 ~ 64.
- Wang S, Li Z, Qiangba X. 1983. Geologic map (1:1 000 000) and geologic report of the Xigaze area, Xizang Bureau of Geology and Mineral Resources, 568.
- Wang C, Hu C, Wu R. 1987. Discovery and geologic significance of the Casang-Cabu rift in northern Xizang. *Bulletin of Chengdu College of Geological Sciences*, 14: 33 ~ 46.
- Wang N, J Yang, Z Xia, D Me, Y Li, M Pan. 1996. Cenozoic Sedimentation and Tectonic Geomorphology of the Shanxi Graben, Chinese Science Publishing House, Beijing.
- Wang E, Buechfiel BC. 1997. Interpretation of Cenozoic tectonics in the right-lateral accommodation zone between the Ailao Shan shear zone and the eastern Himalayan syntaxis. *Int. Geol. Rev.*, 39: 191 ~ 219.
- Wang E, Burchfiel BC, Royden LH, Chen Zhiangshong, Chen Jishan, Li Wenxin, Chen Zhiliang. 1998. Late Cenozoic Xiangshuihe-Xiaojiang, Red River, and Dali fault systems of southwestern Sichuan and central Yunnan, China. *Geol. Soc. Am. Special Paper*, 327: 1 ~ 108.
- Willems H, Zhou Z, Zhang B, Grafe K-U. 1996. Stratigraphy of the Upper Cretaceous and Lower Tertiary strata in the Tethyan Himalayas of Tibet (Tingri area, China). *Geol. Rundsch.*, 85: 723 ~ 754.
- Willett S D, Beaumont C. 1994. Subduction of Asian lithospheric mantle beneath Tibet inferred from models of continental collision. *Nature*, 369: 642 ~ 645.
- Wittlinger G, Tapponnier P, Ooupinet G, Jiang M, Shi D, Herquel G, Masson F. 1998. Tomographic evidence for localized lithospheric shear along the Altyn Tagh fault. *Science*, 282: 74 ~ 76.
- Worley BA, Wilson CJL. 1996. Deformation partitioning and foliation reactivation during transpressional orogenesis, an example from the Central Longmen Shan, China. *J. Struct. Geol.*, 18: 395 ~ 411.
- Worley B, Powell R, Wilson CJL. 1997. Crenulation cleavage formation: Evolving diffusion, deformation and equilibration mechanisms with increasing metamorphic grade. *J. Struct. Geol.*, 19: 121 ~ 135.
- Wu C, Nelson KD, Wortman G, Samson S, Yue Y, Li J, Kidd WSF, Edward MA. 1998. Yadong cross structure and South Tibetan Detachment in the east central Himalaya (89° ~ 90°E). *Tectonics*, 17: 28 ~ 45.
- Xia L, Xia Z, Xu X. 1996. Origin of the Oceanic Island Arc System in the Northern Qilian Shan. *Geological Publishing House, Beijing*, 153.
- Xiao X, Chen G, Zhu Z. 1978. Geological and tectonic significance of paleo-ophiolite zone of the Qilian Mountains. *Acta Geologica Sinica*, 52: 281 ~ 295.
- Xie G, Liu C, Zheng T. 1992. Geochemical characteristics of Cenozoic volcanic rocks along the rim of the Tibetan plateau—Evidence for ancient enriched mantle. In *Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks and their Geochemical Characteristics*, ed. Liu Rouxing. Seismological Press, Beijing, 400 ~ 427.
- Xinjiang BGM (Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources). 1992. *Regional Geology of the Xinjiang Uygur Autonomous Region*. Geological Publishing House, Beijing.
- Xizang BGM (Xizang Bureau of Geology and Mineral Resources). 1992. *Regional Geology of the Xizang Autonomous Region*. Geological Publishing House, Beijing.
- Xu RH. 1990. Age and geochemistry of granites and metamorphic rocks in south-central Xizang (Tibet). In *Igneous and Metamorphic Rocks of the Tibetan Plateau*, ed. Chinese Academy of Geological Sciences. Science Press, 287 ~ 302.
- Xu RH, Schärer U, Allègre C J. 1985. Magmatism and metamorphism in the Lhasa block (Tibet): a geochronological study. *J. Geol.*, 93: 41 ~ 57.
- Xu R, Zhang Y, Xie Y, Vidal Ph, Arnaud N, Zhang Q, Zhao D. 1996. Isotopic geochemistry of plutonic rocks. In *Geological Evolution of the Karakorum and Kunlun Mountains*, ed. Pan Yusheng, Seismological Press, Beijing, 137 ~ 186.
- Xu Z, Mei J, Yang J, Zhao G, Cui J, Li H, Lu Q, Xue G. 1998. Mantle diapir and inward intracontinental subduction: A discussion on the mechanism of uplift of the Qinghai-Tibet Plateau. In *Himalaya and Tibet: Mountain Roots to Mountain Tops*, ed. A. Macfarlane, RB Sorkhabi, J Quade. *Geol. Soc. Am. Special Paper*, 328: 19 ~ 31.
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic Evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *J. Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28: 211 ~ 280.
- Yin A, Gehrels G, Chen Xunhua, Wang Xiaofeng, Harrison T M. 2000a. Detachment Faulting along the Northern Altyn Tagh Fault: Implications for Cenozoic Left-Slip Motion along the Altyn Tagh Fault and the Style of Paleozoic Arc Accretion between North China and the Qilian Terrane, In *International Symposium on Geoscience of the Northern Qinghai-Tibet Plateau*, October 5 ~ 8, Beijing, Abstract Volume, 137.
- Yin A, Gehrels G, Chen Xunhua, Wang Xiaofeng and T M Harrison. 2000b. Normal-slip motion along the Northern Altyn Tagh fault, EOS, in press.
- Yin A. 2000. Mode of Cenozoic East-West Extension in Tibet suggests a Common Origin of Rifts in Asia during the Indo-Asian Collision. *J. Geophys. Res.*, 105: 21 745 ~ 21 759.
- Yin A, Harrison TM, Murphy MA, Grove M, Nie S, Ryerson FJ, Wang X, Chen Z. 1999a. Tertiary deformation history of southeastern and southwestern Tibet during the Indo-Asian collision. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, 111: 1 644 ~ 1 664.
- Yin A, Wang X, Harrison TM, Cowgill E, Rumelhart P, Shen Z, Jackson D, Gehrels G, Butler R, Robinson D, Dupont-Nivet G, Arrowsmith R, Ryerson FJ. 1996b. Preliminary Results from a Collaborative Geologic Investigation of the Altyn Tagh Fault, North Tibet. In: *14th Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop*, Abstract volume, Kloster Ettal, Germany, 185 ~ 186.

- Yin A, Kapp PA, Murphy MA, Manning CE, Harrison TM, Grove M, Ding L, Deng XG, Wu CM. 1999c. Evidence for Significant Late Cenozoic E-W Extension in North Tibet: *Geology*, 27: 819 ~ 822.
- Yin A, Kapp P, Manning CE, Harrison TM, Din L, Deng X. 1998a. Extensive exposure of Mesozoic melange in Qiangtang and its role in the Cenozoic development of the Tibetan plateau. *Eos*, 79: 816.
- Yin A, Kapp PA, Murphy M, Manning C, Harrison TM. 1998b. Evidence for large scale underthrusting (> 250 km) of Lhasa beneath Qiangtang during the Indo-Asian collision: Implications for the deep-crustal structures in Tibet and uplift mechanisms. *Geol. Soc. Am. Abs. Prog.*, 30: A353.
- Yin A, S Nie, Craig P, Harrison T M, Ryerson, Xianglin Qian, Geng Young. 1998c. Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tian Shan. *Tectonics*, 17: 1 ~ 27.
- Yin A, Kong X. 1997. Spacing of N-S rifts in Tibet implies lithospheric extension. *EOS*, 78: F173.
- Yin A, Nie S. 1996. A Phanerozoic palinspastic reconstruction of China and its neighboring regions. In *The Tectonics of Asia*, and T. M. Harrison (eds.), Cambridge University Press, New York, 442 ~ 485.
- Yin A, Murphy MA, Harrison TM, Ryerson FJ, Chen Z, Wang X, Zhou X. 1996. Miocene evolution of the Kailas thrust and Gurla Mandhata detachment fault, western Tibet: Implications for the displacement history of the Karakorum fault. In: 11th Himalaya-Karakorum Tibet Workshop, Abstract volume, Flagstaff, Arizona (USA), 173 ~ 174.
- Yin A, Harrison TM, Ryerson FJ, Chen W, Kidd WSF, Copeland P. 1994. Tertiary structural evolution of the Gangdese thrust system, southeastern Tibet. *J. Geophys. Res.*, 99: 18 175 ~ 18 201.
- Yin A, Nie S. 1993. An indentation model for North and South China collision and the development of the Tanlu and Honam fault systems, eastern Asia. *Tectonics*, 12: 801 ~ 813.
- Yin J, Xu J, Liu C, Li H. 1988. The Tibetan plateau: regional stratigraphic context and previous work. *Phil Trans. Roy. Soc. Lond.*, A327: 5 ~ 52.
- Yin J, Bian Q. 1992. Geologic Map of the Karakorum-Western Kunlun and Adjacent Regions (1:2M). Science Press, Beijing.
- Yin J. 1997. Stratigraphic geology of Gandwanan facies of Qinghai-Xiang (Tibet) Plateau and adjacent areas. Geologic Publishing House, Beijing, 206.
- Yu Z, Zheng AZ. 1979. Geologic Map of the Lhasa Region at a Scale of 1:1 000 000, Geologic Publishing House, Beijing.
- Yuan X, Ni J, Kind R, Mechie, J, Shndvol E. 1997. Lithospheric and upper mantle structure of southern Tibet from a seismological passive source experiment. *J. Geophys. Res.*, 102: 27 491 ~ 27 500.
- Zhang M, Hu C, Wu R. 1985. Geochemical characteristics and tectonic setting of the Xiangqiong-Casang mafic volcanic belt. Geologic Research on the Qinghai-Xiang Plateau Publication no. 9, Geological Publishing House, Beijing, 57 ~ 68.
- Zhang G, Li J. 1998. Triassic flysch trace fossils and their geological significance from east Karakorum mountains, China. *Scientia Geologica Sinica*, 33: 257 ~ 266.
- Zhang Y, Zheng J. 1994. Geologic Overview in Kokshili, Qinghai and Adjacent Areas. Seismological Publishing House, Beijing, 177.
- Zhang J, Xu Z, Xu H, Li H. 1998. Framework of North Qilian Caledonian subduction-accretionary wedge and its deformation dynamics. *Scientia Geologica Sinica*, 33: 290 ~ 299.
- Zhao W, Nelson KD. 1993. Project INDEPTH, Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet. *Nature*, 366: 557 ~ 559.
- Zhao W, Morgan WJ. 1987. Injection of Indian crust into Tibetan lower crust: a two-dimensional finite element model study. *Tectonics*, 6: 489 ~ 504.
- Zhong D. 1998. Paleotethyan orogenic belts in Yunan and western Sichuan. Science Publishing House, Beijing, 230.
- Zhou D, Graham SA. 1993. Songpan-Ganzi Triassic flysch complex as a remnant-ocean-basin along diachronous collision orogen, central China. *Geol. Soc. Am. Abst. Prog.*, 25: A118.
- Zhou D, Graham SA. 1996. The Songpan-Ganzi complex of the western Qinling Shan as a Triassic remnant ocean basin. In *The Tectonic Evolution of Asia*, ed. A Yin, TM Harrison. Cambridge University Press, 281 ~ 299.

喜马拉雅 - 青藏高原地质研究动向 ——第 16 届喜马拉雅-喀拉昆仑-西藏国际讨论会——瞥

高 锐

(中国地质科学院地质研究所, 北京)

倍受瞩目的每年一届的喜马拉雅-喀拉昆仑-西藏国际讨论会 (Himalaya-Karakorum Tibet Workshop, 简称 HKTW) 至 2001 年已举办了 16 届。这个研究喜马拉雅-青藏高原地质演化的国际舞台, 每年都有许多新“演员”和老“演员”出演新的“节目”: 报告新的发现、交流新的思想。由于喜马拉雅-青藏高原是研究全球大陆巨型造山带形成过程与动力学的野外实验室, 故这个研讨会每年的进展倍受各国地质界关注。

会议概况 2001 年的 HKTW 于 4 月 3 ~ 5 日在奥地利南部美丽的莱布尼茨市的 Schloss Seggau 城堡举行。来自 18 个国家和地区的 107 名学者出席了会议。中国地质科学

院地质研究所、中国地质科学院地质力学研究所、成都理工大学、中国科学院地质与地球物理研究所、香港大学等十余位中国学者参加了会议。会议由奥地利 3 所大学共同承办。组织委员会人员精干, 由 K. St üve (格拉兹大学)、B. Grasmann (维也纳大学) 和 C. Miller (茵斯布鲁克大学) 组成。组委会使用国际互联网征集会议的论文和发布信息。国际岩石圈委员会、欧洲自然科学联合会、奥地利地质调查所等 13 个国家与地区的学术机构资助了此次会议。“亚洲地球科学杂志”为此次会议出版了论文专集, 发表了全部的学术论文摘要 (Grasmann)。

(下转 236 页)