

文章编号: 1009-3850(2003)02-0107-06

印-亚碰撞时代的重新厘定: 藏东南雅鲁藏布结合带下中新统冈仁波齐砾岩

王承书, 惠 兰 摘译

(成都地质矿产研究所, 四川 成都 610082)

1 引 言

雅鲁藏布结合带是印度与亚洲之间的一条构造界线, 除了大洋地块残余之外, 还出露有各种砾岩质的“磨拉石”单元。这些砾岩记录了印-亚碰撞和西藏高原形成历史的各个阶段。以前曾将这些岩石单元划归始新世, 但化石和构造分析表明其是在早中新世时期沉积的。鉴于砾岩的发育与碰撞造山作用有关, 据此推测碰撞作用发生的时代为始新世。

笔者曾先后 5 次进行野外工作, 研究该结合带的各砾岩单元。其成果表明, 该带不止发生了一期磨拉石沉积作用, 可识别出两个时空结构不同的砾岩相单元。第一个砾岩相单元是“柳区砾岩”, 其发育于老第三纪(Davis 等, 1999, 2002), 出露于该结合带两侧, 全都位于日喀则以南, 即从拉萨附近至日喀则东南约 150km 的范围内。砾岩成分复杂, 含大量红色燧石砾块, 但却不含日喀则或拉萨地块的碎屑。可能是洋内岛弧与印度陆缘碰撞期间形成的(Davis 等, 1999, 2002)。另一重要砾岩相即为“冈仁波齐砾岩”, 其断断续续出露于整个结合带, 至少西至卡拉斯山(81°E), 东抵喜马拉雅构造结东部的南迦巴瓦峰(95°E)。该砾岩相自西向东由几个地层单元组成, 包括卡拉斯组、秋乌组、大竹曲组和罗布莎组(Badengzhu, 1979, 1981; Gansser, 1964; Wei 和 Peng, 1984; Zhang 和 Fu, 1982), 它们相互关联, 具有相似的沉积史。

冈仁波齐是卡拉斯山的藏文名称, 笔者建议将这些砾岩单元统一命名为“冈仁波齐砾岩”。冈仁波齐砾岩所包括的地层单元较柳区组砾岩时代更新, 是较晚的早中新世构造事件的产物(Aitchison 和 Davis, 2001; Harrison 等, 1993; Miller 等, 2000)。

本文首次对冈仁波齐砾岩的岩石地层学加以详尽的叙述, 并探讨用于建立这些地层单元的方法对于区域构造模式的意义。

2 雅鲁藏布结合带地质概况

雅鲁藏布结合带以不连续分布的蛇绿岩带为特征(Girardeau 等, 1984), 其地理位置在雅鲁藏布江沿岸及以南, 将北面的拉萨地块与南面的印度地块分隔开来。雅鲁藏布结合带可识别出大洋地体的残余(Aitchison 等, 2000), 这为恢复该区特提斯洋的历史提供了证据。特提斯洋岩石圈沿结合带俯冲, 导致印度与亚洲大陆的碰撞和喜马拉雅山脉及西藏高原的形成。从间接的证据来看, 普遍认为印度与亚洲大陆的碰撞始于始新世(Chang 等, 1986; Dewey 和 Bird, 1970; Molnar 和 Tapponnier, 1975)。特提斯洋岩石圈俯冲到拉萨地块之下, 产生了大量的岩浆, 即现在拉萨地块南缘的冈底斯岩基及其喷出物(Alfègre 等, 1984; Searle 等, 1987)。拉萨地块南缘与俯冲作用有关的花岗岩的放射性年龄数据表明, 俯冲作用从侏罗纪开始, 至少一直延续到渐新世(30Ma)(Harrison 等, 2000; Yin 和 Harrison, 2000)。

在晚白垩世, 拉萨地块以南的大陆边缘弧前盆地(日喀则地块)以深水沉积为主(Aitchison 等, 2000)。从阿尔布晚期到科尼亚克期, 日喀则地块以浊积岩沉积为主(Dürr, 1996; Einsele 等, 1994; Wang 等, 1999)。侵蚀作用已将该地块上所有比较时代更新的岩石侵蚀掉。日喀则地块上的碎屑沉积主要来自拉萨地块上的同期火山岩。

日喀则附近雅鲁藏布结合带内的蛇绿岩与该结合带内其它的蛇绿岩均划归大竹曲地块(Aitchison

等, 2000)。由于构造作用沿低角度正断层逐渐减弱, 以及后期的走滑断裂作用, 致使大部分剖面缺失, 但该地块仍含有蛇绿岩组合的各种单元(Wang 等, 1987)。尽管以前曾将其解释为洋中脊岩类(Nicolas 等, 1981), 然而新近的研究表明, 其化学成分具超俯冲带的特征(Hébert 等, 2000; Zhou 等, 1996)。详细的放射虫生物地层学研究(Zhabrev 等, 1999) 表明, 该带蛇绿岩形成于巴列姆期。

白朗地块(Aitchison 等, 2000) 内部以具大量向南推覆的冲掩岩片的叠瓦状冲断层带为特征, 其位于上述蛇绿岩带以南, 保存着洋底地层, 放射虫燧石及局部玄武岩的构造岩片主要位于该地块北部。燧石的数量向南逐渐减少, 以细粒薄层状深海沉积物为主。从构造上看, 该单元的俯冲带杂岩与环太平洋地区的似乎很相似。但主要发育于活动陆缘两侧的那些地块内的粗粒火山碎屑岩在该单元内并不常见。白朗地块主要由从俯冲板块剥落的物质组成(Zhabrev 等, 2001)。该地块系统采样研究的初步成果表明, 三叠纪—早白垩世的燧石及其它大洋沉积物是在早白垩世晚期加积增生到这一杂岩带内的(Zhabrev 等, 2001; Zhabrev 等, 2000)。

柳区砾岩为一上白垩统一老第三系磨拉石单元, 其断断续续出露于雅鲁藏布结合带的白朗—拉孜一带。该单元含来自印度、特提斯和洋内地块的碎屑, 而不含来自日喀则和拉萨地块的碎屑。这些快速沉积的厚层碎屑岩层是在洋内岛弧与印度碰撞期间形成的, 比印—亚最后碰撞的时代更早(Davis 等, 2002)。

白朗地块以南为宽阔无垠的硅质碎屑沉积岩和碳酸盐岩带, 碎屑主要来源于被动陆缘(Jadoul 等, 1998; Liu, 1992; Liu 和 Einsele, 1994)。这些岩石构成了印度地块边缘的主要部分, 时代为早古生代—老第三纪。这些岩带在该地体北缘遭到破坏, 形成灰泥杂基混杂岩带(Liu 和 Einsele, 1996)。亚姆卓混杂岩内的放射虫表明, 其形成于古新世末—始新世初(Liu 等, 2002)。

大竹曲组蛇绿岩地块的南界为白朗地块俯冲带杂岩, 其北的泽当地块——一套晚侏罗世—白垩纪岛弧地层(McDermid 等, 2000, 2001) 的分布则与走向一致。同时, 这些同期地块的排列表明, 以前曾存在一个向南俯冲的洋内俯冲体系, 推测其在白垩纪末—老三纪期间曾与印度北缘碰撞, 并已逆冲其上(Aitchison 等, 2000)。重要的地层单元如亚姆卓混杂岩和柳区砾岩, 看来也与这次碰撞同期形成。

3 冈仁波齐砾岩

3.1 岩石地层

以当地地名命名的 4 个砾岩单元(罗布莎组、大竹曲组、秋乌组和卡拉斯组) 出露于雅鲁藏布缝合带 2000km 长的范围内。每一地层单元均为中新世甚至始新世的粗粒碎屑沉积, 地层的演化过程颇为相似。冈仁波齐砾岩是在该区特提斯洋闭合时形成的, 使得该区地形跌宕起伏。在拉萨地块岩石的基底上普遍见有一层底部沉积。往上首先出现的是来自南面的碎屑, 并逐渐以此为主。源岩的主要变化揭示了向北推覆的逆冲断层活动的历史。许多局部的变化可能与源区各种岩石类型距源区最近有关。在许多地方, 岩石已经褶皱陡倾, 说明其已进一步受到现今西藏造山作用的影响。

3.2 罗布莎组

罗布莎组在拉萨东南沿雅鲁藏布结合带出露, 为一厚层粗粒碎屑地层, 在罗布莎厚 1270m。向东从泽当经罗布莎铬矿过金东, 长约 100km。在接近南迦巴瓦构造结时, 该组逐渐变形。剖面自下而上可见沉积物来源的各种变化。在以晚白垩世—渐新世岩基侵入体或晚侏罗世—早白垩世桑日群变沉积、变火山岩单元为代表的拉萨地块表面的许多地方, 沉积接触面清晰可见(Badengzhu, 1979, 1981)。在该组底部, 粗(巨砾) 砾岩主要为来自拉萨地块的碎屑岩, 如冈底斯花岗岩、斑状火山岩、灰岩(大理岩)、绿泥石化沉积岩和变火山岩(下段 R1, 在罗布莎厚达 360m)。沿剖面往上, 上覆砾岩(R2, 在罗布莎厚达 270m) 显示大量的碎屑(红色燧石、超镁铁质辉绿岩) 来自大竹曲地块和白朗地块。来自拉萨地块的长石斑状火山岩出现于剖面上部, 但不普遍。在中段(R2) 的顶部, 砾质砾岩——其碎屑(> 75% 的碎屑) 主要为来自拉萨地块的斑状火山岩——与较细的粉砂岩和砂岩相间产出。其次为来自白朗地块和大竹曲地块的红色燧石和辉长岩。剖面最上部(R3, 在罗布莎厚达 640m) 再现粗砾岩。该段成分复杂, 似乎有来自印度地块的石英岩屑。碎屑来自包括泽当地块在内的附近所有地块。砾岩的上部层段已被向北推覆的仁布—泽当逆冲断层削平(Yin 等, 1994, 1999)。罗布莎组位于断层的下盘, 局部呈现与向北的逆冲推覆作用相伴产出的不对称褶皱。罗布莎组在某些地方, 被雅鲁藏布结合带内部单元(如泽当或大竹曲地块) 的岩石逆冲推覆(例如在罗布莎, Zhou 等, 1996), 而在另一些地方则大大压缩, 并

被印度地块逆冲推覆。

3.3 大竹曲组

大竹曲组出露于拉萨西南,在仁布附近(厚度超过1500m)的雅鲁藏布大峡谷地区最为典型。从达嘎以南沿走向踏勘(Wei 和 Peng, 1984),在雅鲁藏布流经的江旦山口追索到非常细小的砾岩露头(数平方米)。拉萨地块岩石(桑日群变质岩)上的不整合沉积接触面在一巨大的冰峰之巅(6126m高)以东尤为显著(Burg, 1983)。由于雅鲁藏布结合带主要被雅鲁藏布江谷底的第四纪冲积物所遮盖,在拉萨机场和泽当之间几乎未见到冈仁波齐砾岩或该结合带的任何其它岩石的露头。

大竹曲组以粗碎屑地层为主,直接沉积于拉萨地块的岩石如冈底斯岩基的侵入岩或桑日群变质岩的侵蚀面之上。该组下部常见来自于拉萨地块的巨砾级碎屑,而剖面上部则大量出现来自于雅鲁藏布结合带的俯冲带复合体的蛇绿岩屑。显然属近源沉积。在靠近剖面顶部,大竹曲组向上过渡为红色、褐色砾质泥岩。虽然北面那条接触面沉积于拉萨地块之上,但以南所有的接触面均已断裂。

3.4 秋乌组

秋乌组的出露范围从日喀则以东约 15km 处向西延伸至萨嘎以西,全长数百公里(Zhang 和 Fu, 1982)。该组最东部的露头与大竹曲组最西部的露头基本连续。这两个地层单元之间的地区被雅鲁藏布江河谷的第四纪冲积物所遮蔽。秋乌组的底部位于拉萨地块岩石的沉积接触面之上。该组最上部的层位位于一个向北推覆的逆冲断层的下盘;位于上盘的日喀则地块的白垩纪浊积岩向北逆冲推覆到秋乌组之上。在日喀则以西,最大厚度达4000m。

秋乌组也可分为三段。剖面上部可观察到沉积物源的变化(Wang 等, 2000)。在日喀则以西的恰布林地区,下段厚约650m。砂岩和砾岩的长石砂岩质基质内均含蛇纹岩屑和镁铁质砾屑。该组中段厚2800m,含一系列向上变细的层序,其砾岩和细粒岩类的比例大致相同。来源于大竹曲、日喀则、白朗和拉萨等地块的各种碎屑类型均有产出,包括辉长岩、蛇纹岩、辉绿岩、火山碎屑砂岩、凝灰质泥岩、绿色凝灰质燧石、红色燧石和斑状火山岩。上段厚约600m,由向上变细的层序组成。这些层序以砂岩和红色页岩为主,亦见少量砾岩。砾岩岩屑主要来源于白朗地块,为典型的凝灰质燧石和红色燧石,亦见少量来源于拉萨、大竹曲、日喀则和印度地块的斑状火山岩、蛇纹岩、砂岩、泥岩、灰岩、石英岩和脉状石

英。

3.5 卡拉斯组

与秋乌组类似的砾岩可追索至日喀则以西的冈仁波齐峰(卡拉斯山)。在这一地带,砾岩呈厚层状,平卧于山坡的上部。卡拉斯组为又一套厚层碎屑地层,位于冈底斯岩基之上的底部沉积接触面在卡拉斯喀喇清晰可见。该组厚度为4000m(Gansser, 1964)。剖面自下而上也可见到沉积物源的各种变化,虽然最下部的沉积物来源于北面,但南面来源的碎屑在上部越来越多。

卡拉斯组也可进一步划分为三段(Yin 等, 1999)。底部为当地来源的卡拉斯花岗岩砾,直接覆于不整合面之上。下段以侧向连续的厚板状砂岩和砾岩层为主,局部可见内部不整合面。碎屑岩的成分以来源于北面的拉萨地块的斑状火山岩为主。中段由叠置于向上变粗的旋回内的块状砾岩组成。剖面上部以来源于南面的印度地块的石英砂岩岩屑为主,拉萨地块的斑状火山岩次之。中段向上段有一过渡层,来源于卡拉斯组以南的地块并距源区极近的角砾岩层向上逐渐增加。角砾岩中的一些碎屑大于1m,直至上段顶部则以角砾岩为主。大部分碎屑岩为特提斯来源,含大量来源于印度地块的巨砾,其次为玄武岩、远洋灰岩、红色硅质泥岩。上段缺失来源于拉萨地块的物质。该组顶部已断掉或侵蚀掉。局部可见这些砾岩被向北推覆的 Great Counter 逆冲断层所逆冲推覆(Gansser, 1964; Heim 和 Gansser, 1939)。该断层即为南卡拉斯逆冲断层(Yin 等, 1999)。

4 时代的确定

雅鲁藏布结合带冈仁波齐砾岩单元形成的时代对于区域构造模式意义重大。以前将这些磨拉石单元的存在作为与印-亚碰撞和大量粗粒沉积物的块体坡移有着的地形发育的证据,并认为这些岩石形成于始新世,将其沉积的这一地质时代作为证明碰撞作用发生于早始新世的主要证据之一(Searle 等, 1997)。因此,能较好地确定这些岩石形成时代的任何资料对于验证地球物理模式中推断的碰撞发生的时代都很重要(Klootwijk 等, 1992; Molnar 和 Tapponnier, 1975; Searle 等, 1987)。

罗布莎组的时代根据非海相化石而确定。这些化石(Badengzhu, 1979, 1981)包括:双壳类 *Sphaerum* aff. *S. rivicolum* Lamarck, *Acuticosta* sp., *Sphaerum* sp., *Lepidodesma* sp.;腹足类

Planorbis cf. *P. rotundata* Brong, *Micro laminatus* sp., *Bitynia* sp., *Planorbarius* sp., *Binyia* ? sp. cf. *limbata* (Deshayes), *Gyraulus* sp., *Flumicola* sp., *Amnicola* sp., *Lymnaea* sp.; 藻类 *Charophyta* gen. et sp. indet., *Crofiella* sp., *Rhabdochara* ? sp., *Ambnychara* sp., *Tectachara* sp., *Plantae* *Quecus* cf. *tofina*, *Colutea* sp., *Salix* sp., *Viburnum* spp., *Palmocarpon* ? sp. 和 *Rhododendron* ? sp., 都产于罗布莎附近的 R2 段岩石中, 表明沉积时代为渐新世—中新世 (Badengzhu, 1981)。

还可利用地层关系进一步确定砾岩的形成时代。该组底部清晰可见一沉积接触面, 砾岩直接沉积于拉萨地体内高度成层的变沉积岩中, 以及冈底斯岩基的单元 (如亚嘎花岗闪长岩) 内。根据 30.4 ± 0.4 Ma 这一放射性年龄值, 亚嘎花岗闪长岩的侵位深度估计为 13 km (Harrison 等, 2000)。罗布莎组底部层位直接沉积于这一中新世花岗闪长岩之上, 清楚地表明在沉积物沉积之前, 其表层就已暴露。Harrison 等 (1992) 和 Copeland 等 (1995) 认为, 随着 23 Ma 时该区隆起结束, 拉萨地块的深成岩体于 29 ~ 24 Ma 间迅速冷却。磷灰石的裂变径迹年龄数据显示, 22 Ma 时, 附近的达格则深成岩体通过了磷灰石冷却窗 (110°C) (Pan, 1993; Pan 等, 1993)。因此, 罗布莎组应是在这一冷却事件之后, 很可能在早中新世开始沉积的。此外, 对削平罗布莎组顶部的仁布-泽当逆冲断层位移的放射性年龄测定表明, 该区在 18 ~ 10 Ma 时曾发生过向北的逆冲推覆 (Yin 等, 1999)。由此看来, 化石的时代和放射性年龄值相互吻合, 罗布莎组沉积时代的最佳估计应为早中新世。

迄今为止, 大竹曲组的化石仍未见报道, 但其与拉萨地块关系的性质及其沉积序列可与罗布莎、秋乌和卡拉斯这些地层单元很好地进行对比。如果不是由于雅鲁藏布江河谷大量的冲积物所致, 大竹曲组与其东西两侧的罗布莎组和秋乌组就可能会是连续的。

秋乌组的地层学和沉积学研究较为详细 (Wang 等, 1999, 2000)。根据古生物资料, Wang 等 (1999, 2000) 将许多岩类从秋乌组剔除, 划入另类, 即推测为白垩纪的恰布林组。他们还报道过靠近含 *Turbocapsula costata* 带 (中白垩世—阿普第期) 放射虫动物群的恰布林组底部 (秋乌组下部) 的燧石砾石层, 以及这一砾石层之上 3000 多米厚的该组上部的

早白垩世腹足类化石。鉴于该组的上部层段不可能比下部砾岩更老, 笔者认为, 较老的化石产出的地层层位较高这一现象可用这些腹足类化石是衍生的来加以解释。整个秋乌组普遍含红色燧石碎屑, 而该组的时代并不比这些碎屑的时代老。燧石碎屑为深海生物成因的硅质沉积物, 在其上升、剥蚀和进入河流沉积地层之前不可避免地要遭受石化作用、低级变质作用和蚀变作用。最近对雅鲁藏布结合带内各地块及其岩类形成的时代重新进行了划定 (Ziabrev 等, 2001; Zyabrev 等, 1999, 2000), 表明燧石砾石中放射虫动物群的时代与作为碎屑的可能源区的白朗地块或大竹曲地块一致。从岩性来看, 这些碎屑与红色条带状一层状放射虫燧石大量产出的白朗地块最有亲缘性。砾级蛇纹岩屑出现于秋乌组 (恰布林组), 说明搬运距离极短。大竹曲地块很可能为当地来源。在研究了恰布林以西至日喀则以东的剖面之后, 无论从地层学还是从沉积学来看, 都没有理由不认为所谓的恰布林组是秋乌组的一部分。因此没有必要去争论什么“古蛇绿岩”来源 (Wang 等, 1999, 2000)。

根据产出的化石推测秋乌组沉积的时代而不是其中碎屑的年龄并不确切, 最佳估计值是晚始新世—早中新世。该组的非海相化石包括植物 *Ficeus*, *Palaeocycas*, *Yuceites*, *Rhamnites emines*, *Viburnum esperum* sp., 产于薄层碳质层位中, 对其时代争议颇大。根据既侵入秋乌组又侵入日喀则地块的长英质岩墙可以界定出年龄底线。这些岩墙的放射性 ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) 年龄测定值为 18.3 ± 0.5 Ma (Yin 等, 1994), 其横穿秋乌组的褶皱并削平该组顶部向北推覆的主逆冲断层, 表明变形作用早于其早中新世晚期的侵入作用。因此, 根据与其它地方的冈仁波齐砾岩的对比, 笔者认为秋乌组也属下中新统。根据古生物和放射性年龄测定确定了卡拉斯组沉积的时代。该组上段含中始新世有孔虫 *Fasciolites* Sheng et Zhang, *F. tibeticus* Sheng et Zhang, *F. mutalli* Davies, *Nummulites rotularius* Deshayes (西藏地质调查院未刊资料), 产于灰岩碎屑内, 因而指示的是源区岩石的年龄, 而不是卡拉斯组沉积的时代。这一误解可能是造成以前错误地将卡拉斯组的时代划为始新世的一个原因。原地化石以植物化石的形式产于该组下部, 包括 *Populus balsamoicles*, *P. latior*, *P. glanulifera*, *P. sp.*, *Allbizzia* sp., *Lequminosites* sp. (西藏地质调查院未刊资料)。该组中部的非海相双壳类化石表明其沉积于中新世

(Miller 等, 2000)。

卡拉斯组砾岩直接沉积于 Rb-Sr 放射性年龄为 38 ± 1.3 Ma 的卡拉斯火成杂岩之上 (Honegger 等, 1982)。其底部的火成碎屑岩主要由该组下部的砾岩构成。放射性年龄测定结果 (Harrison 等, 1993) 显示这些火成岩在晚渐新世以前未曾上升到地表, 未被暴露和侵蚀。因此上述化石产出的时代与放射性年龄测定值确定的沉积作用的时代相吻合。南卡拉斯逆冲断层截卡拉斯组上部砾岩层段的时间至少为 20 ~ 4 Ma (Yin 等, 1999), 据此推断卡拉斯组沉积的时代为中新世。

各地的化石、放射性测定或构造分析资料均表明, 冈仁波齐砾岩沉积的时代为渐新世末—早中新世。

5 讨 论

罗布莎组、大竹曲组、秋乌组和卡拉斯组的下中新统冈仁波齐相砾岩可与出露于雅鲁藏布结合带这一狭长地带的磨拉石单元进行对比, 并记录了印-亚碰撞的全部历史。这些剖面内的沉积岩的特点与其沉积于冲积扇和辫状平原这一环境解释相吻合 (Wang 等, 1999, 2000; Yin 等, 1999)。许多沉积物均距源区很近, 碎屑的岩石学特征严重地受到附近源区岩石性质的影响。在 1500 多公里长的范围内, 其地层史均相似。每个组都可细分为三段, 其剖面演化的总的型式均可进行对比。拉萨地块岩石侵蚀面之上的沉积接触面随处可见。最底部的沉积岩屑均来源于该结合带以北。往上为来自结合带内各地块和印度北缘——这些地方均位于冈仁波齐砾岩以南——的碎屑。继而来自南面或结合带以南的碎屑逐渐增多, 在上部的砾岩层中已占优势。每一单元的顶部现已为侵蚀面, 或被向北推覆的逆冲断层削平。这种剖面结构区域分布广泛, 构成了 Great Counter 逆冲断层系的一部分。上述剖面结构也见于雅鲁藏布结合带再往东的地方, 即仁布-泽当逆冲断层带内。

拉萨地块在晚渐新世时的区域抬升 (Harrison 等, 1992) 造成了跌宕起伏的地形, 使上述砾岩开始沉积于沿着或平行于科迪勒拉式山脉的南峰发育的冲积扇和辫状河流内。沿被称为冈底斯逆冲断层带的一条构造带发生的向南推覆的逆掩断裂作用是造成拉萨地块抬升的机理 (Yin 等, 1994)。这一假定对于有关冈仁波齐砾岩形成时代的任何推断均具有重要意义, 因为其不仅提出了拉萨地块抬升的机理,

而且还认为冈底斯逆冲断层将拉萨地块的岩石向南推覆到第三系砾岩之上 (Harrison 等, 2000; Yin 等, 1994, 1999)。而笔者的研究 (Aitchison 等, 2001) 表明, 这些有争议的砾岩不属于第三纪。其普遍呈层状, 并已变质。主要由安山岩岩屑和灰岩 (大理岩) 岩屑组成, 为拉萨地块南部基底的上侏罗统一白垩统变沉积岩和变火山岩带 (桑日群) 的一部分 (Burg, 1983)。对 1500 km 长的冈仁波齐砾岩的观测结果表明, 所到之处均见其位于拉萨地块岩石的沉积接触面之上。在泽当—罗布莎一带的详细研究显示, 这一沉积接触面可沿冈底斯逆冲断层带绘。笔者在任何地方均未发现拉萨地块岩石推覆到冈仁波齐砾岩之上。这一结果与该结合带内的其它许多区域研究成果 (Badengzhu, 1979, 1981; 西藏地矿局, 1993; Burg, 1983; Gansser, 1964; Wei 和 Peng, 1984; Zhang 和 Fu, 1982) 均相吻合。因此, 尽管当冈仁波齐砾岩堆积时拉萨地块南部跌宕起伏的地形业已存在, 但其抬升的机理仍是一个谜。

来源于冈仁波齐砾岩现今出露位置以南的那些地块的碎屑大量注入, 为结合带以南地形的形成提供了证据, 这些证据见诸于各个剖面。笔者未见向南推覆的冈底斯逆冲断层存在的证据, 故而赞同 Yin 等 (1999) 的看法, 即这些砾岩, 以及某些地方如卡拉斯山等地的粗粒角砾岩可能反映出向北推覆的逆冲断层系如 Great Counter 或仁布-泽当逆冲断层系等的发育。据推测, 冈仁波齐砾岩的上部层位可能沉积于拉萨以南向北推进的山前带的前陆地区。冈仁波齐砾岩沿这一狭长地带分布, 反映出其最初沉积于两条与轴近于平行的活跃的山脉河谷体系内。

目前广为流传且尚无争议的假说是, 印-亚之间的碰撞作用发生于古新世末—早始新世。主要证据 (Searle 等, 1987) 是: (1) 印度与亚洲的会聚速率放慢; (2) 印度河-雅鲁藏布结合带沿线及其以南开始形成挤压构造; (3) 缺乏显示印度与亚洲之间的这条结合带以北存在与俯冲有关的岩浆活动的资料; (4) 沿上述结合带存在“始新世”磨拉石沉积。根据对出露于雅鲁藏布结合带的“磨拉石型”砾岩单元的详细研究 (Aitchison 和 Davis, 2001; Davis 等, 1999, 2002; 本文), 笔者识别出两期沉积作用脉动, 一期发生于老第三纪, 另一期发生于晚渐新世—早中新世, 无一在始新世。显而易见, 并非所有的砾岩都应该或者能够进行对比。虽然位于拉达克岩基花岗岩之上的印度河磨拉石的沉积接触面在巴基斯坦也能观

测到(Clift 等, 2001; Garzanti 和 Van Haver, 1988), 但该区的砾岩也沉积于印度河结合带及其以南的其它地块上。因此, 有关印度河砾岩与冈仁波齐砾岩之间的任何直接对比, 笔者认为需要进一步详细的研究。

笔者还发现了晚白垩世—古新世期间一个洋内岛弧与印度北缘碰撞的证据(Aitchison 等, 2000)。认为, 如果印度与亚洲之间只存在一条板块边界, 那么与特提斯洋内的这一洋内岛弧有关的俯冲带的消失将会提供一种有效的机制, 以使异常高的会聚速率(20cm/y)放慢。柳区组的老第三系砾岩(Aitchison 等, 2000; Davis 等, 1999, 2002)的发育与这一碰撞作用有关, 这也为雅鲁藏布结合带及其以南挤压构造的形成提供了合理的解释。

如果正如 Searle 等(1987)所认为的那样, 冈仁波齐砾岩提供了印度与亚洲碰撞的证据, 那么以前认为上述碰撞发生于始新世等一些不正确的假设以及可能还有其它资料引起的误解, 均可导致在推测印度与欧亚大陆之间碰撞的时代时发生重大失误。

上述砾岩沉积的时代定在渐新世末—早中新世较为恰当。最近出版的拉萨地块南部花岗闪长岩的放射性年龄资料(Harrison 等, 2000)表明, 与俯冲有关的岩浆作用发生的时代晚至 $30.4 \pm 0.4\text{Ma}$ (早渐新世末), 大大晚于以前的年龄值。冈仁波齐砾岩并不一定能确定碰撞作用开始的年代, 但肯定可以提供碰撞作用发生的确切证据。这些砾岩的最大年龄值比以前所认为的小得多(如拉萨地块内与碰撞有关的时代最新的岩浆岩和珠穆朗玛峰以北特提斯喜马拉雅内时代最新的海相沉积物所揭示的)。因此, 碰撞作用本身发生的时代有可能比现在所认为的更晚。如果两个大陆在这一地区发生碰撞, 那么鉴于附近缺失与碰撞有关的任何地层, 始新世和渐新世的大部分时期显然都处于沉积静止期。而且, 对任何有关印-亚碰撞的模式均应进行重新评价, 没有哪个模式比新资料更重要。

摘译自《Journal of Asian Earth Sciences》, 2002, 21(3): 251—263.

原作者: J. C. Aitchison 等

(紧接第 106 页)

1999), 一次大的向南的逆冲是晚渐新世—中新世西藏高原隆升的机制。称为“冈底斯逆冲断层”的这一断层位于雅鲁藏布结合带边缘的拉萨地块南缘。采用“冈底斯逆冲断层”这一假设已成了西藏高原形成演化模式必不可少的内容之一。

笔者对这一特殊的向南推覆的逆冲断层在藏南的存在产生了质疑(Aitchison 等, 2001)。经踏勘泽当附近及其以东地区的许多剖面, 均未见到任何向南推覆的逆冲断层的踪迹, 而是发现了一条沉积接触面, 其位于冈底斯岩基的长英质侵入岩和拉萨地块南部的层状变质岩及上覆的上渐新统—中新统罗布莎砾岩之间。这一不整合接触面从泽当至朗县长达200km。以前曾错误地将该逆冲断层下盘的砾岩划归第三纪。这些岩石是拉萨地块南部桑日群上侏罗统—下白垩统比马组的一部分。

还有人认为, 日喀则浊积岩与其南面的蛇绿岩之间的接触面也是向南推覆的冈底斯式逆冲断层(Yin 等, 1994)。但笔者在日喀则和拉孜附近的填图结果表明, 存在一条上盘具蛇绿岩的高角度向北

推覆的逆断层。

8 结 论

(1) 雅鲁藏布结合带内至少保存了一个洋内岛弧的弧、弧前和俯冲复合体单元, 其曾位于特提斯洋内, 并在与亚洲碰撞之前已拼合到印度地块上;

(2) 与碰撞有关的构造混杂岩分布广泛;

(3) 不同时空的砾岩质磨拉石单元均有发育, 并与不同阶段的碰撞事件有关;

(4) 提供了更准确的放射虫化石的资料以确定洋内地块和混杂岩形成的时代;

(5) 在上渐新统—中新统砾岩与拉萨地块南部之间只有一条不整合接触面; 所谓的向南推覆的“冈底斯逆冲断层”并不存在。最新成果表明, 特提斯洋并不是在亚洲南缘沿着一条单一的板块会聚边缘俯冲的简单的洋区。

摘译自《Episodes》, 2002, 25(2): 90—94.

原作者: J. C. Aitchison 等