青藏高原中段渐新世逆冲推覆构造

吴珍汉[1]　赵立国[2]　叶培盛[3]　胡道功[3]　周春景[3]

(1.中国地质科学院,北京 100037;2.黑龙江地质调查研究总院齐齐哈尔分院,黑龙江 齐齐哈尔 161005;
3.中国地质科学院地质力学研究所,北京 100081)

提要:青藏高原中段渐新世发育大规模逆冲推覆构造,在地块边界与汇聚部位形成大型逆冲推覆构造体系,典型实例如东昆仑南部逆冲推覆构造系统、羌塘地块北侧逆冲推覆构造系统、伦坡拉—安多—索县逆冲推覆构造系统、冈底斯逆冲推覆构造系统、喜马拉雅山脉主中央逆冲系。大部分逆冲断层呈现叠瓦状排列,指示自北向南逆冲推覆构造运动方向,与印度大陆北向俯冲存在动力学成因联系。高精度同位素测年资料显示,喜马拉雅山脉主中央逆冲系与羌塘地块北侧风火山逆冲推覆构造初始发育时代均早于 35 Ma,东昆仑南部逆冲推覆构造运动与风火山相关岩浆侵位年龄为 28.8~26.5 Ma。青藏高原腹地强烈逆冲推覆构造运动结束于早中新世五道梁群湖相沉积之前。青藏高原渐新世逆冲推覆构造运动对地壳缩短增厚与均衡隆升具有重要贡献。

关　键　词:逆冲推覆构造;地壳增厚;古构造;渐新世;青藏高原

中图分类号:P546　　**文献标志码**:A　　**文章编号**:1000-3657(2011)03-0522-14

青藏高原隆升-地壳缩短增厚-区域构造变形存在密切关系[1],挤压缩短导致地壳增厚,增厚地壳发生重力均衡导致青藏高原快速隆升[2-3],因此观测地壳运动与构造变形成为研究青藏高原隆升过程和机理的重要途径[4-5]。但青藏高原经历了多期构造运动,不同时期发育不同构造变形,多期构造变形叠加产生复杂的区域构造格局[6-8]。兹选择青藏高原中段地区(东经 88°~96°、北纬 27°~37°),在区域地质调查和典型构造观测基础上,进行古构造鉴别与筛分,编制渐新世古构造图, 分析渐新世古构造格局和逆冲推覆构造运动规律, 为认识青藏高原形成演化过程和隆升机理提供古构造证据。

1　区域地质背景与新生代沉积建造

白垩纪晚期,新特提斯古大洋快速向北俯冲[9],形成古沟-弧-盆构造体系[2];喜马拉雅地块位于新特提斯古大洋南侧, 处于印度大陆板块北缘浅海陆棚沉积环境;拉萨地块位于新特提斯古大洋北侧,属欧亚大陆板块南缘; 冈底斯处于新特提斯古大洋板块俯冲消减带北侧的古岛弧环境[3,8]。由于构造环境的差异性,导致古沉积环境的空间分异性,不同构造单元发育不同的地层系统(图 1)。晚白垩世,喜马拉雅地块北部沉积了宗卓组浅海相灰岩与砂岩, 其呈角度不整合或平行不整合覆盖于甲不拉组砂页岩之上;拉萨地块处于岩浆岛弧与弧后陆相沉积环境,在拉萨地块南部林周盆地沉积了设兴组砂岩、泥岩与砾岩; 在拉萨地块北部盆地沉积了拉江山组紫红色陆相砂砾岩;伦坡拉盆地、羌塘地区、东昆仑南部与柴北缘均沉积了厚达数百至数千米的暗红色与紫红色陆相砾岩与含砾砂岩(图 1)。

古新世—始新世早期, 喜马拉雅地块总体处于剥蚀环境,普遍缺失沉积,仅在江孜—萨嘎—桑麦地区局部发育残留古洋盆, 形成深海—半深海放射虫硅质岩和混杂岩建造[10],而拉萨地块尤其南部冈底斯地区处于残留古岩浆岛弧环境, 形成了林子宗群中酸性火山-沉积岩系,包括典中组(E_1d)、年波组

收稿日期:2010-11-08;**改回日期**:2011-04-28

基金项目:深部探测专项 Sinoprobe-02 地质课题与科技部国际科技合作重点项目(2006DFB211330)联合资助。

作者简介:吴珍汉,男, 1965 年生,博士,研究员,长期从事青藏高原区域地质调查与大陆动力学研究;E-mail:wuzhenhan@yahoo.com.cn。

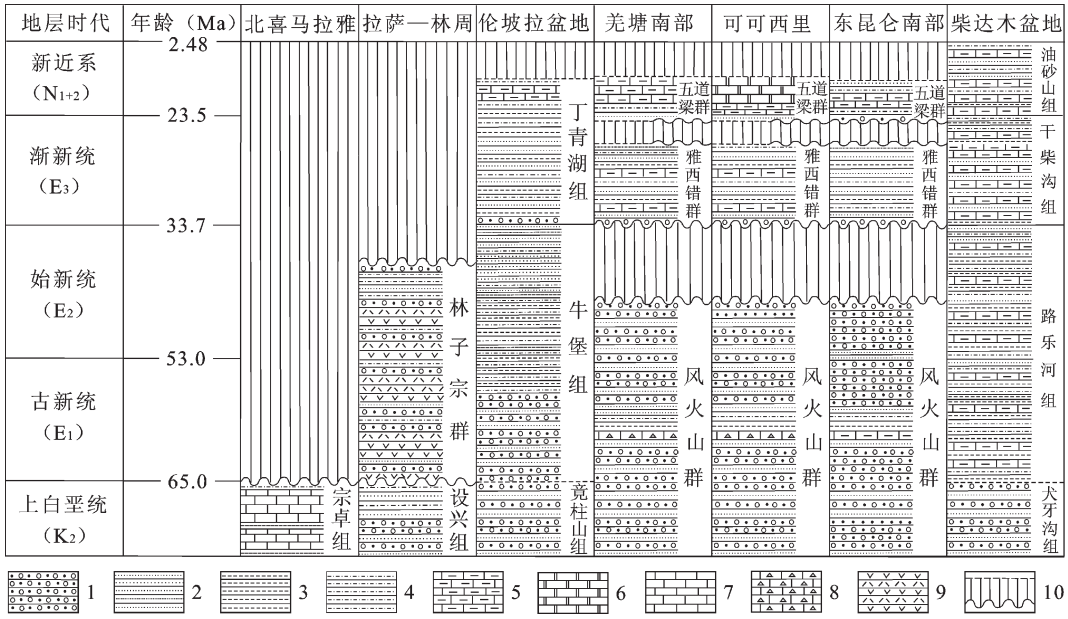


图 1　青藏高原中段新生代早中期地层对比图

1—砾岩与含砾砂岩;2—砂岩;3—页岩;4—泥岩与粉砂质泥岩;5—泥灰岩;6—白云岩与白云质灰岩;7—灰岩;8—角砾状灰岩;9—中酸性火山岩;10—沉积间断与不整合关系;宗卓组为浅海沉积,其他地层单元形成于陆相环境

Fig.1 Correlation of Paleocene-Miocene strata in the middle section of the Tibetan Plateau

1—Conglomerate and sandstone;2—Sandstone;3—Shale;4—Mudstone and muddy siltstone;5—Marl;6—Dolomite and dolomitic limestone;7—Limestone; 8—Bracciated limestone;9—Acid volcanic rocks;10—Unconformity, with Zuozong Formation dominated by marine deposits and the other Formations being terrestrial deposits

(E_2n)和帕那组(E_2p)3 个地层单元,早期局部残留海相沉积环境[3]。伦坡拉盆地沉积了牛堡组砾岩、砂岩与页岩(图 1),羌塘地块、可可西里地块、东昆仑南部发育规模较大的陆相红层盆地[11],形成厚达数千米的风火山群紫红色、暗红色砾岩与含砾砂岩,柴达木盆地沉积了路乐河组湖相泥岩、泥灰岩和砂岩(图 1)。

自渐新世开始, 青藏高原不同地区的盆地沉积环境逐渐趋同。渐新世,喜马拉雅地块与拉萨地块普遍缺失沉积; 伦坡拉盆地沉积了厚达近千米的丁青湖组泥岩和砂岩,羌塘地块、可可西里地块、东昆仑南部沉积了雅西错群砖红色砂岩, 柴达木盆地沉积了干柴沟组泥灰岩和泥砂岩(图 1)。中新世早中期,拉萨地块北部、羌塘地块、可可西里地块与东昆仑南部发育巨大的湖相沉积盆地, 形成五道梁群湖相沉积地层[12-13],以白云质灰岩或泥灰岩、泥岩、粉砂岩、砂岩为主(图 1),局部沉积了厚达数百米的砾岩与含砾砂岩,柴达木盆地沉积了油砂山组泥灰岩、泥岩、砂岩。中新世晚期,青藏高原(包括喜马拉雅山和东昆仑地区)普遍缺失沉积,总体处于大面积隆起剥蚀环境,但柴达木盆地仍然处于陆内湖相沉积环境,沉积了厚度较大的湖相地层(图 1)。第四纪发育残坡积、冰碛与冰水沉积、湖相沉积及风成砂土堆积[3]。

2　渐新世逆冲推覆构造系统

渐新世由于印度大陆向北俯冲产生的强烈构造挤压作用,青藏高原广泛发育逆冲断层与褶皱构造,形成逆冲推覆构造体系, 如东昆仑南部逆冲推覆构造系统(South Kunlun Thrust 或 SKT)、羌塘地块北侧逆冲推覆构造系统 (North Qiangtang Thrust 或 NQT)、伦坡拉—安多—索县逆冲推覆构造系统(Lunpola-Suoxian Thrust 或 LST)、冈底斯逆冲推覆构造系统(Gangdese Thrust System 或 GTS)、喜马拉雅山脉主中央逆冲系 (Main Central Thrust 或 MCT)(图 2)。渐新世大型逆冲推覆构造系统大部分都发育于地块边界或汇聚部位,如 SKT 发育于东昆仑地块与可可西里地块的汇聚部位,NQT 发育于羌塘地块与可可西里地块的边界部位,LST 发育于羌塘地块与拉萨地块的汇聚部位,GTS 发育于拉萨地块与喜马拉雅地块的边界部位,MCT 发育于喜马拉雅地块与印度大陆板块的汇聚部位 (图 2)。

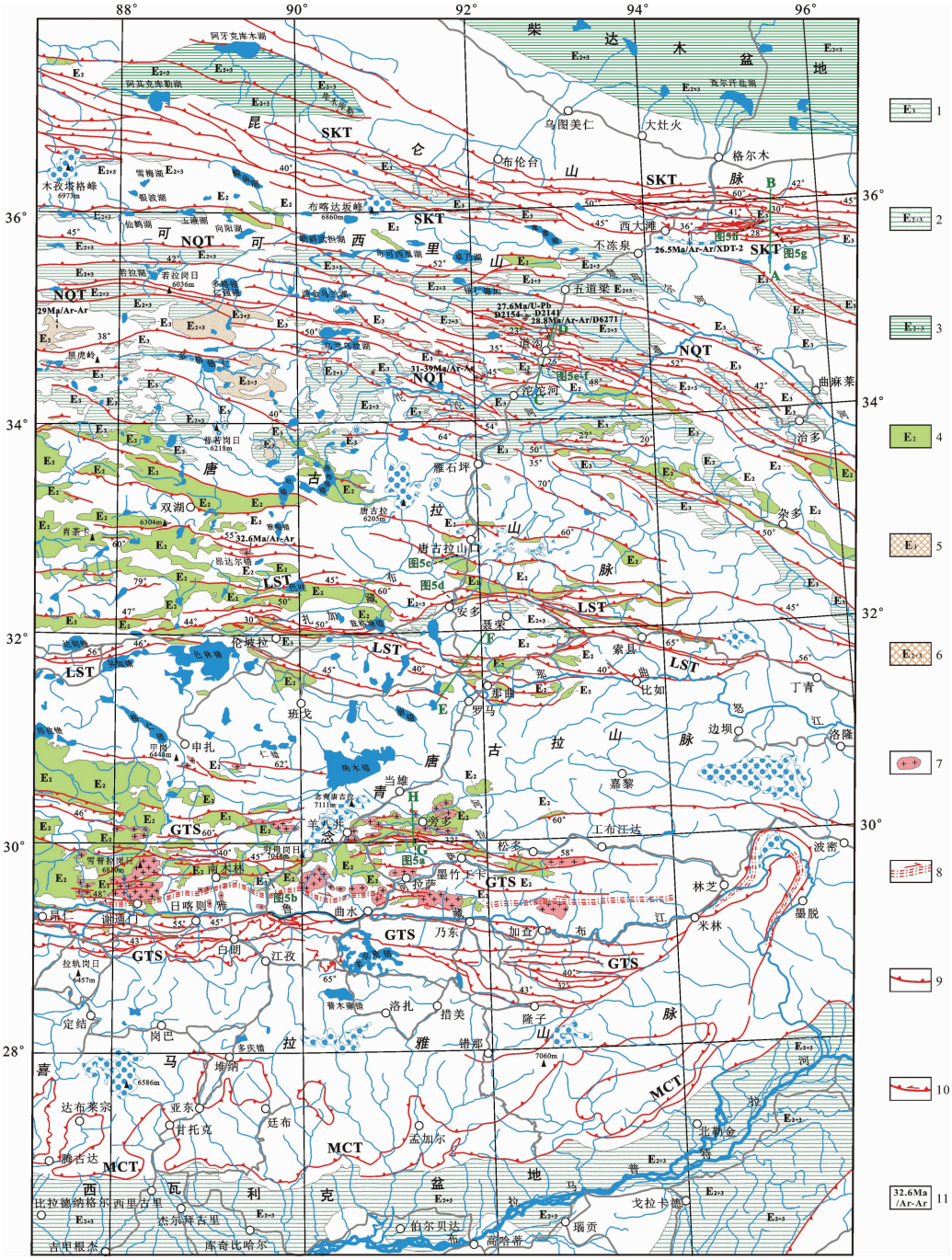


图 2 青藏高原中段渐新世古构造图

1—渐新统砂岩;2—始新统—渐新统砂砾岩;3—始新统—渐新统湖相沉积泥岩、泥灰岩与砂岩;4—始新统火山岩与砂砾岩;5—始新世火山岩;6—始新世—渐新世火山岩;7—渐新世中酸性侵入岩;8—韧性剪切带;9—逆冲断层;10—斜冲断层;11—同位素年龄及测年方法;MCT—主中央逆冲断裂系;GTS—冈底斯逆冲推覆构造系统;LST—伦坡拉—索县逆冲断裂系;NQT—羌塘北侧逆冲推覆构造系统;SKT—东昆仑南部逆冲推覆构造系统。D2141、D2154、D6271、XDT-2 为同位素测年样品,A—B、C—D、E—F、G—H 表示剖面位置, 图 5a~h 表示野外照相位置

Fig.2 Oligocene tectonics in the middle section of the Tibetan Plateau

1—Oligocene sandstone; 2—Eocene—Oligocene sandstone and conglomerate; 3—Eocene—Oligocene lacustrine mudstone, marl and sandstone; 4—Eocene volcanic rocks and conglomerate; 5—Eocene volcanic rocks; 6—Eocene—Oligocene volcanic rocks; 7—Oligocene granite; 8—Ductile shear zone; 9—Thrust fault; 10—Oblique thrust fault; 11—Isotopic age and dating method. MCT—Main Central Thrust; GTS—Gangdise Thrust System; LST—Lunpola—Suoxian Thrust System; NQT—North of Qiangtang Thrust System; SKT—Southern Kunlun Thrust. D2141, D2154, D6271 and XDT-2 refer to sampling locations for isotopic dating; A—B, C—D, E—F, G—H refer to position of cross sections; and Fig.5a~h marks location of field photos

在地块内部渐新世发育大量褶皱构造，导致渐新统雅西错群及相当层位发生褶皱变形。渐新世区域性逆冲推覆构造运动和强烈挤压构造变形导致地壳缩短和显著增厚[14]。

(1)喜马拉雅山脉主中央逆冲系(MCT)

渐新世印度大陆板块继续沿主中央逆冲系(MCT)向北俯冲[15],产生近南北向强烈构造挤压作用(图 3)。沿喜马拉雅山脉主峰,深埋于地壳深部的印度克拉通结晶基底岩系(中新元古代中深变质岩)沿 MCT 自北向南逆冲于古生代地层之上，形成大量规模巨大的逆冲岩席和飞来峰构造 (图 2~3),包括高喜马拉雅高压变质岩(GH)、低喜马拉雅山变质岩(LLH/ULH)沿 MCT 自北向南逆冲推覆形成的巨大逆冲岩席和大型飞来峰构造(图 3),逆冲推覆距离长达近百千米,伴有角闪岩相区域变质、高压动力变质,导致地壳巨量缩短和显著增厚[4]。沿横穿喜马拉雅山脉的亚东峡谷，出露不同类型的强变形构造岩和深变质岩，沿 MCT 逆冲断裂发育强烈的逆冲型韧性剪切变形和固态塑性流变，在喜马拉雅地块产生广泛的褶皱变形，缓向北倾斜的构造片理广泛置换沉积层理,形成似层状岩石地貌[14]。构造热事件测年资料表明,MCT 北部断层逆冲推覆构造运动时代早于 35 Ma(始新世晚期),南部断层逆冲推覆构造运动晚于~10 Ma (中新世晚期),MCT 逆冲推覆构造运动的持续时间超过 25 Ma[16]。

(2)冈底斯逆冲系(GTS)

在雅鲁藏布江缝合带(YZS)南北两侧,渐新世发育大量近东西走向的逆冲断层,包括喜马拉雅地块北部逆冲推覆构造、冈底斯逆冲推覆构造[17]、旁多逆冲推覆构造 [3,18]，构成渐新世区域大型逆冲推覆构造体系,统称为冈底斯逆冲推覆构造系统(GTS)(图 2)。

在喜马拉雅地块北部昂仁—白朗—隆子一带雅鲁藏布江缝合带南侧，发育大量逆冲断层，包括仁布—泽当逆冲断层[17],总体呈近东西走向;大部分断层向北倾斜，部分断层如仁布—泽当逆冲断层(RZT)向南倾斜;断层倾角一般为 40°~45°,部分倾角为 30°~35°或 55°~65°(图 2)；伴有大量轴向东西的褶皱构造,包括背斜构造与向斜构造,共同组成喜马拉雅地块北部逆冲推覆构造。在冈底斯山脉和拉萨地块南部,发育大量逆冲断层,总体走向东西,大部分断层向北倾斜,部分断层向南倾斜;北部断层倾角较大,达 60°~65°,南部断层倾角较小,一般为 40°~45°,部分断层倾角为 30°~35°(图 4-d)。在乌郁盆地北侧,始新世英安岩与流纹岩自北向南逆冲于渐新统砂页岩互层之上,在断层下盘形成紧闭倒转褶皱构造,褶皱轴面向北倾斜,与乌郁盆北断裂自北向南逆冲推覆运动存在成因联系(图 5-b)。在旁多山地,旁多逆冲推覆构造断层倾角自北向南呈现规律性变化,

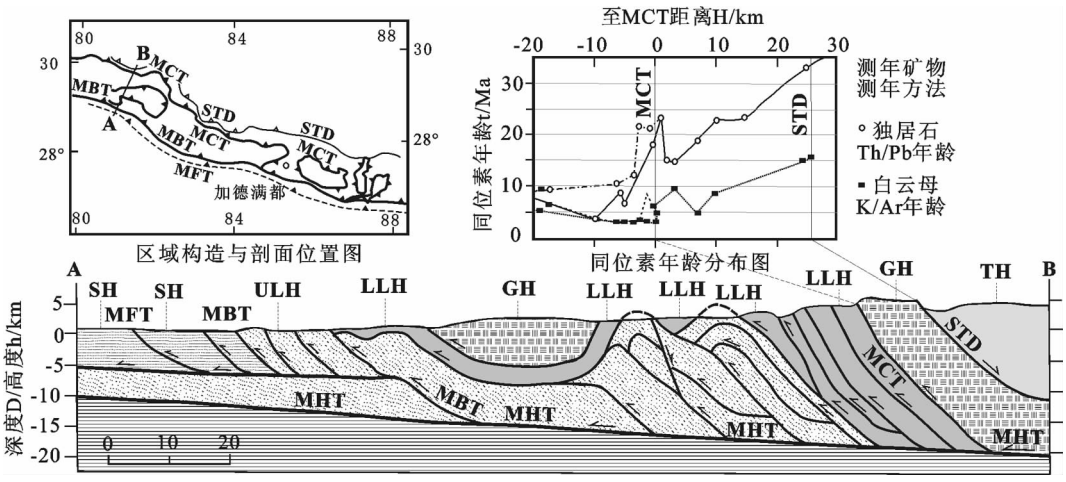


图 3　横切喜马拉雅山的构造剖面图[16]

STD—藏南拆离系;MHT—主喜马拉雅逆冲系;MCT—主中央逆冲断裂;MBT—主边界逆冲断裂;MFT—主前缘逆冲断裂;逆冲岩席:SH—Sub-Himalaya; ULH—Upper Lesser Himalaya; LLH—Lower Lesser Himalaya; GH—Greater Himalayas; TH—Tibetan Himalayas

Fig.3　Cross section across the Himalayas[16]

STD-South Tibet Detachment; MHT-Main Himalaya Thrust; MCT- Main Central Thrust; MBT- Main Boundary Thrust; MFT- Main Frontal Thrust; SH, ULH, LLH, GH and TH refer to thrust sheets in Himalayas

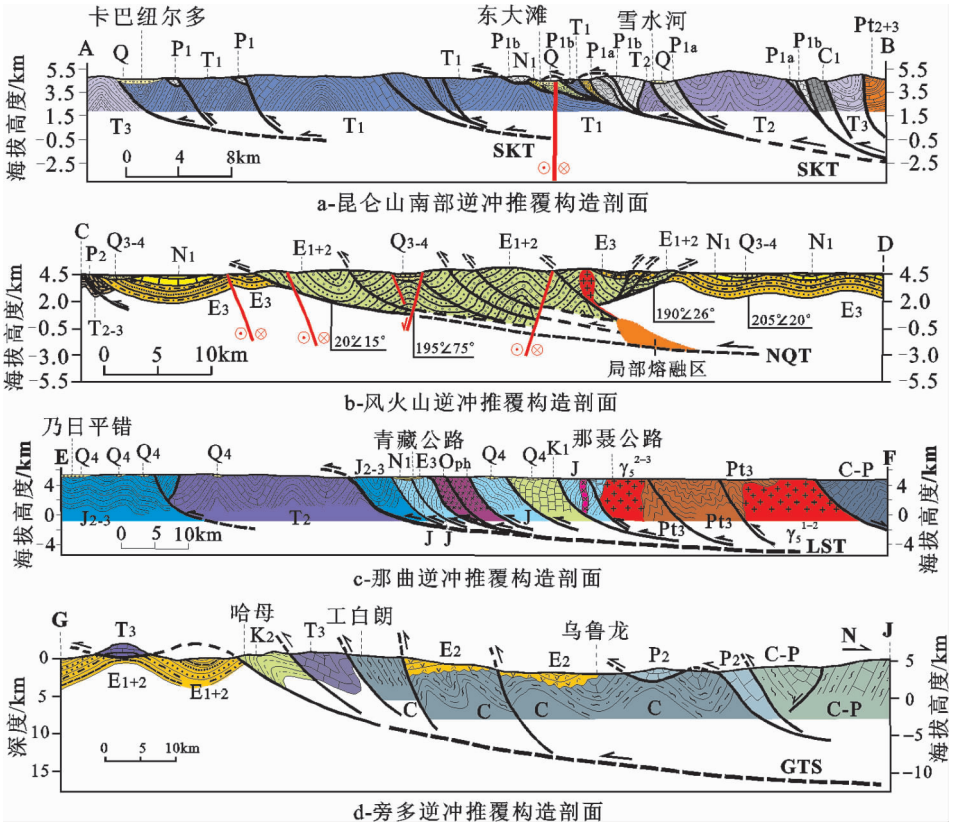


图 4 青藏高原中段渐新世典型逆冲推覆构造剖面图

黑色粗线表示渐新世逆冲断层,红色粗线表示第四纪活动断层;SKT-东昆仑南部逆冲推覆构造系统;NQT-羌塘地块北侧逆冲推覆构造系统;GTS-冈底斯逆冲推覆构造系统;剖面 A-B、C-D、E-F、G-H 位置如图 2

Fig.4 Cross sections across Oligocene thrust system in central Tibetan Plateau

The coarse line refers to Oligocene thrust fault, whereas the red coarse line refers to Quaternary fault. SKT-Southern Kunlun Thrust; NQT-North of Qiangtang Thrust; GTS-Gangdise Thrust System. Positions of A-B, C-D, E-F and G-H are marked in Fig.2

后缘逆冲断层倾角达 40°~60°, 前锋逆冲断层倾角为 20°~30°(图 5-a),叠瓦状逆冲断层指示拉萨地块南部自北向南逆冲推覆构造运动方向(图 4-d)。

在冈底斯山脉和拉萨地块南部,渐新世逆冲断层切割错断古新世—始新世火山岩(图 4-d)与侵入岩,穿切早期断层与褶皱构造,并控制渐新世花岗岩侵入体的空间分布(图 2),部分逆冲断层被中新世念青唐古拉花岗岩吞噬[3],反映 GTS 逆冲推覆构造运动时代为始新世晚期—渐新世早中期。

在冈底斯山中部谢通门—曲水北侧,还发育一条东西方向断续延伸长达 600 km 的右旋斜冲型韧性剪切带(图 2);沿韧性剪切带发育不同类型的糜棱岩,糜棱岩片理总体向北倾斜,倾角 60°~70°,糜棱岩组构包括 S-C 组构、矿物线理、不对称残斑与伴生构造、派生构造均指示右旋斜冲运动方向,并且右旋走滑分量大于沿倾向的逆冲分量[19]。由于谢通门—曲水韧性剪切带穿切古近纪早中期岩石地层,控制并局部穿切渐新世中酸性侵入岩(图 2),运动方式和形成环境与冈底斯逆冲断层相似,应属冈底斯逆冲推覆构造系统(GTS)的组成部分或伴生构造。

(3) 伦坡拉—安多—索县逆冲推覆构造系统(LST)

在拉萨地块北部和羌塘地块南部, 大致沿班公—怒江缝合带, 渐新世发育伦坡拉—安多—索县逆冲推覆构造系统(LST),由大量逆冲断层和大量褶皱构造组成(图 4-c),包括伦坡拉逆冲断裂、东巧逆冲断裂、安多北山逆冲断裂、那曲—比如逆冲断裂、索县—丁青逆冲断裂等构造;大部分断层向北倾斜,倾角 40°~45°,部分断层倾角为 30°~35°或 55°~65°(图 4-c)。在伦坡拉与安多,逆冲断裂前锋部位



图 5　青藏高原中段渐新世典型逆冲推覆构造照片

a—旁多南侧上三叠统麦隆岗组灰岩低角度逆冲推覆于上白垩统紫红色泥砂岩之上(镜头向北);b—乌郁盆地东北侧逆冲断层下盘倒转褶皱构造(镜头向北);c—唐古拉山南侏罗系灰岩逆冲于古新统—始新统红层之上(镜向北西);d—安多北山侏罗系灰岩与古新统—始新统红层逆冲断层接触关系(镜头向西);e—风火山南麓古新统—始新统风火山群红层逆冲推覆于渐新统雅西错群砖红色砂岩之上(镜头向北);f—风火山南麓古新统—始新统风火山群红层与渐新统雅西错群逆冲断层接触关系近景(镜头向北);g—东温泉盆地南侧下二叠统板岩与渐新统雅西错群砖红色砂岩逆冲推覆构造接触关系(镜头向北);h—东温泉水库北岸印支期闪长岩逆冲推覆于古新统—始新统风火山群红层之上(镜头向北);各照片的照相位置如图 2

Fig.5　Photos of Oligocene thrusting in central Tibetan Plateau

Explanation: a−Triassic limestone thrusted over Upper Cretaceous reddish mudstone and sandstone in the south of Pangduo , viewed northward; b−Overturned folding structure beneath thrust fault in the northeast of Wuyu basin, viewed northward; c−Jurassic limestone thrusted over Paleocene−Eocene red−beds in southern Tanggula Range; d−Jurassic limestone thrusted over Paleocene−Eocene red−beds in the north of Ando, viewed westward; e− Paleocene−Eocene red−beds of Fenghuoshan Group thrusted over Oligocene brownish red sandstone of Yaxicuo Group in southern Fenghuo Mountain, viewed northwestward; f− Paleocene−Eocene red−beds of Fenghuoshan Group thrusted over Oligocene brownish red sandstone of Yaxicuo Group in southern Fenghuo Mountain, viewed nearly northward; g−Lower Permian slate thrusted over Oligocene brownish red sandstone in the south of East Wenquan basin, viewed northward; h−Triassic diorite thrusted over Paleocene−Eocene red−beds of Fenghuoshan Group in the north of East Wenquan basin, viewed northward. Locations of photos are marked in Fig.2

发育始新世—渐新世沉积盆地如伦坡拉盆地，逆冲断层控制了盆地形成演化并穿切渐新统沉积地层(图 4-c)。沿伦坡拉—索县逆冲断裂系(LST),还发育多个弱变形的透镜状微地块,长轴走向东西,周缘被逆冲断裂围限，规模较大的微地块包括聂荣微地块、伦坡拉微地块、兹格塘错微地块、达则错微地块及索县南—比如北微地块，在部分微地块边缘发育渐新世沉积盆地(图 2)。伦坡拉—安多—索县逆冲推覆构造系统还对南羌塘盆地具有强烈改造作用,形成南羌塘逆冲推覆构造；对班公—怒江缝合带蛇绿混杂岩具有穿切、错断和肢解作用,蛇绿混杂岩沿断层发生自北向南的逆冲运动，在拉萨地块北部形成大量蛇绿岩片[18]。

(4)羌塘地块北侧逆冲推覆构造系统(NQT)

位于唐古拉山北和可可西里山南之间的羌塘地块北部，渐新世发育大量近东西—北西西走向的逆冲断层,组成延伸长超过 900 km、宽约 150 km 的巨型逆冲断裂系，称为北羌塘逆冲推覆构造系统(NQT)(图 2)。唐古拉山北逆冲推覆构造[20]、开心岭逆冲系、风火山逆冲推覆构造(图 4-b)都属于其组成部分。NQT 控制始新世—渐新世红层盆地,并穿切风火山群紫红色砾岩和雅西错群砖红色砂岩（图 4-b),大部分断层在渐新世晚期—中新世早期遭剥蚀,部分或全部被中新统五道梁群角度不整合覆盖,部分断层在第四纪重新活动。风火山多数逆冲断层向北或北东倾斜,倾角 40°~52°,部分断层倾角小于 30°,伴有宽缓褶皱变形,指示渐新世自北向南区域逆冲构造运动方向(图 4-b);沿风火山中部和风火山北麓逆冲断层发育同构造期正长斑岩或花岗斑岩(图 4-b)，渐新世逆冲推覆构造运动与浅成中酸性侵入存在成因联系[21]。在唐古拉山北侧,部分构造岩片沿木乃山断裂自南向北逆冲于渐新世沉积盆地之上,构成向南倾斜的唐古拉山北逆冲推覆构造,其顶部夷平面上覆弱变形中新统五道梁群湖相沉积,因此逆冲推覆构造发育时代晚于渐新统雅西错群沉积、早于中新统五道梁群湖相沉积[20]。

(5)东昆仑南部逆冲推覆构造系统(SKT)

在东昆仑南部，渐新世晚期发育大型逆冲推覆构造系统(SKT)(图 2),由大量近东西—北西西向逆冲断层和飞来峰、构造岩片、逆冲岩席组成(图 4-a),沿前锋逆冲断层局部形成糜棱岩,包括碳酸盐岩糜棱岩和绿泥石糜棱片岩[22];沿逆冲断层,印支期闪长岩、二叠系碳酸盐岩与三叠系板岩自北向南逆冲推覆于古新统—始新统风火山群红层(图 5-h)与渐新统雅西错群砖红色砂岩之上(图 5-g)。根据下二叠统碳酸盐岩飞来峰露头分布范围，估算东昆仑南部逆冲推覆构造在近南北方向的最小推覆距离为 35~42 km，平均水平运动速率为 5.4~6.5 mm/a,渐新世 SKT 与东昆仑山脉快速隆升存在动力学上的成因联系[22]。东昆仑逆冲推覆构造向北西西方向延伸,逆冲断层分别在布喀达坂峰北侧、木孜塔格峰东侧和阿牙克库木湖东西两侧穿切渐新世盆地，古生界变质岩沿前锋断层自北向南逆冲于渐新统雅西错群砖红色砂岩之上(图 2),大部分逆冲断层被中新世湖相沉积角度不整合覆盖。

3 同位素年代学证据

通过野外观测逆冲断层与岩石地层的接触关系,可以大致判别逆冲推覆构造的形成时期[23];对逆冲断层带发育的构造岩和岩浆岩进行高精度的同位素测年，能够为逆冲推覆构造运动时代提供更加有效的年代学约束[24]。笔者对风火山逆冲断层带岩浆岩和东昆仑南部逆冲断层糜棱片岩，进行单颗粒锆石 SHRIMP U-Pb 测年以及黑云母和绿泥石 ^{39}Ar-^{40}Ar 测年，为分析青藏高原北部逆冲推覆构造运动时代提供同位素年代学依据。

(1)风火山北麓逆冲断层带花岗岩锆石 U-Pb 同位素测年

在风火山北麓秀水河源头地区沿逆冲推覆构造发育近南北向斜列分布的花岗斑岩脉（图 2, 图 4-b),其侵位于雅西错群砂砾岩层内,岩体内部发育大量暗色包体[24]。选择花岗斑岩样品 D2141 和暗色包体样品 D2154,取样位置为北纬 34°58′25″、东经 92°6′21″(图 2)。按照常规程序进行碎样、磁选和浮选,再在双目镜下人工挑选锆石单矿物。对花岗斑岩样品 D2141,选取具有清晰环带的岩浆结晶锆石;暗色包体样品 D2154 中的锆石粒径明显小于花岗斑岩样品,既包括具有清晰环带结构的结晶锆石,也包括内部结构复杂的复合锆石，复合锆石核部为浑圆状碎屑锆石,周边发育晚期岩浆锆石的生长环带。选取不同类型的锆石颗粒，在北京离子探针中心，按照标准程序进行锆石的 SHRIMP U-Pb 同位素测年[24];样品 D2141 早期锆石与暗色包体单颗粒锆石 U-Pb 同位素测试数据如表 1，所列单个数据点的误差均

表 1　暗色包体 D2154 继承锆石与样品 D2141 岩浆早期结晶锆石离子探针 U–Pb 同位素测年数据

Table 1　SHRIMP U–Pb isotopic dating of early zircons from samples D2141 and D2154

Grain	Pb_{comm} /%	U /10^{-6}	Th /10^{-6}	$^{232}Th/^{238}U$	$^{206}Pb_{rad}$ /10^{-6}	Isotopic Ratios						Error corrected	Age/Ma	Discordant /%
						$^{207}Pb/^{206}Pb$	?%	$^{207}Pb/^{235}U$	?%	$^{206}Pb/^{238}U$	?%		$^{206}Pb/^{238}U$	
a-early zircons of sample D2141														
1	2.00	999	306	0.32	4.7	.0493	9.7	0.04	10.1	.0054	2.6	.259	34.7± 0.9	79
2	1.75	2523	1582	0.65	12.0	.0441	7.9	0.03	8.2	.0055	2.2	.270	35.1± 0.8	133
3	0.42	4750	2268	0.49	23.4	.0478	3.0	0.04	3.6	.0057	2.0	.559	36.7± 0.7	58
b-magmatic zircons of sample D2154														
1	4.80	602	304	0.52	2.6	.0620	16.4	0.04	17.5	.0048	6.3	.359	30.7± 1.9	95
2	1.61	2185	872	0.41	9.8	.0416	8.7	0.03	12.4	.0052	8.9	.713	33.1± 2.9	113
3	8.46	5761	6034	1.08	28.3	.0351	17.3	0.03	17.4	.0052	2.1	.123	33.6± 0.7	105
4	4.32	1559	836	0.55	7.3	.0377	20.6	0.03	20.7	.0052	2.2	.106	33.5± 0.7	107
c-captured zircons of sample D2154 from old rocks														
5	0.98	156	160	1.06	8.9	.0539	5.0	0.49	5.4	.0659	2.1	.391	411.4± 8.4	107
6	0.90	235	148	0.65	21.5	.0638	2.8	0.93	3.5	.1058	2.1	.595	648.6± 12.8	62
7	0.32	1262	523	0.43	34.5	.1297	1.0	0.57	2.3	.0318	2.0	.906	201.5± 4.1	103
8	2.01	366	153	0.43	10.0	.0486	8.4	0.21	5.4	.0313	2.1	.242	198.6± 4.1	79

为 1σ,加权平均年龄具有 95%的置信度。

花岗斑岩样品 D2141 的 10 颗晚期岩浆锆石的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄比较接近, 变化于 (26.9±0.7)~(30.5± 3.3)Ma,其加权平均年龄值为(27.6±0.5)Ma,代表花岗斑岩晚期岩浆锆石的结晶年龄及晚期岩浆侵入雅西错群的时代(图 6-a),同时反映风火山逆冲推覆构造晚期逆冲断层活动时代。样品 D2141 的 3 颗早期岩浆锆石的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄分别为(34.7± 0.9)Ma、(35.1±0.8)Ma、(36.7±0.7) Ma(表 1),其加权平均年龄为(35.6±0.9)Ma,明显大于晚期岩浆锆石的平均年龄(27.6±0.5) Ma,与暗色包体锆石结晶时代一致(图 6-b)。暗色包体样品 D2154 锆石粒径为 0.6~0.1 mm,大部分锆石颗粒都由核部和边部组成。核部为浑圆状继承锆石, Th/U 比值变化于 0.43~1.06;边部为具环带结构的新生锆石, Th/U 比值变化于 0.41~1.08,指示核部与边部锆石都属于岩浆成因锆石。核部浑圆状继承锆石的 U-Pb 同位素年龄变化较大,4 颗继承锆石的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄分别为(648.6± 12.8)Ma、(411.4±8.4)Ma、(201.5±4.1)Ma、(198.6± 4.1)Ma(表 1)。边部具环带结构新生锆石年龄比较接近, 其中 1 颗粒锆石 U-Pb 同位素年龄为(30.7± 1.9)Ma,另外 3 颗锆石的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄变化于 (33.1 ±2.9)Ma~(33.6±0.7)Ma,4 颗新生锆石的 $^{206}Pb/^{238}U$ 平均年龄为(33.3±1.0)Ma(图 6-b),接近样品 D2141 早期岩浆锆石的结晶年龄(表 1a、b)。样品 D2154 的边部新生锆石与样品 D2141 早期岩浆锆石内部结构相似,都具有清晰的环带结构,其数据点均落在 U-Pb 同位素谐和线附近,属于同期花岗质岩浆结晶产物, 这 7 颗锆石的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为(34.5±1.4)Ma(MSWD=2.9),既代表风火山北麓花岗斑岩早期岩浆锆石的结晶时代,也指示风火山逆冲推覆构造早期逆冲断层活动时代。综合上述年龄分析结果,推断风火山逆冲推覆构造运动开始时代早于 34.5 Ma(图 6-b),结束时代晚于 27.6 Ma(图 6-a)。

(2)风火山中部逆冲断层带正长斑岩黑云母 $^{39}Ar-^{40}Ar$ 同位素测年

在风火山中部沿逆冲断层发育石英正长斑岩(图 2), 岩浆侵位与风火山逆冲推覆构造断层逆冲运动存在成因联系[24]。在采石场取石英正长斑岩新鲜样品 D6271,选黑云母单矿物,送石油勘探设计院同位素年代学实验室进行 $^{39}Ar-^{40}Ar$ 测年。样品 D6271 和标样同时送中国原子能科学研究院 3019M 核反应堆进行快中子照射,利用标样进行质谱分析,从低温到高温分阶段对样品进行质谱分析,分析仪器为 MM-1200B 静态真空质谱仪。石英正长斑岩样品 D6271 黑云母 $^{39}Ar-^{40}Ar$ 测年数据如表 2,正等时线年龄为(29.0±1.2)Ma(MSWD=0.53)(图 7-a);反等时线年龄为(28.94±0.76)Ma,(MSWD=

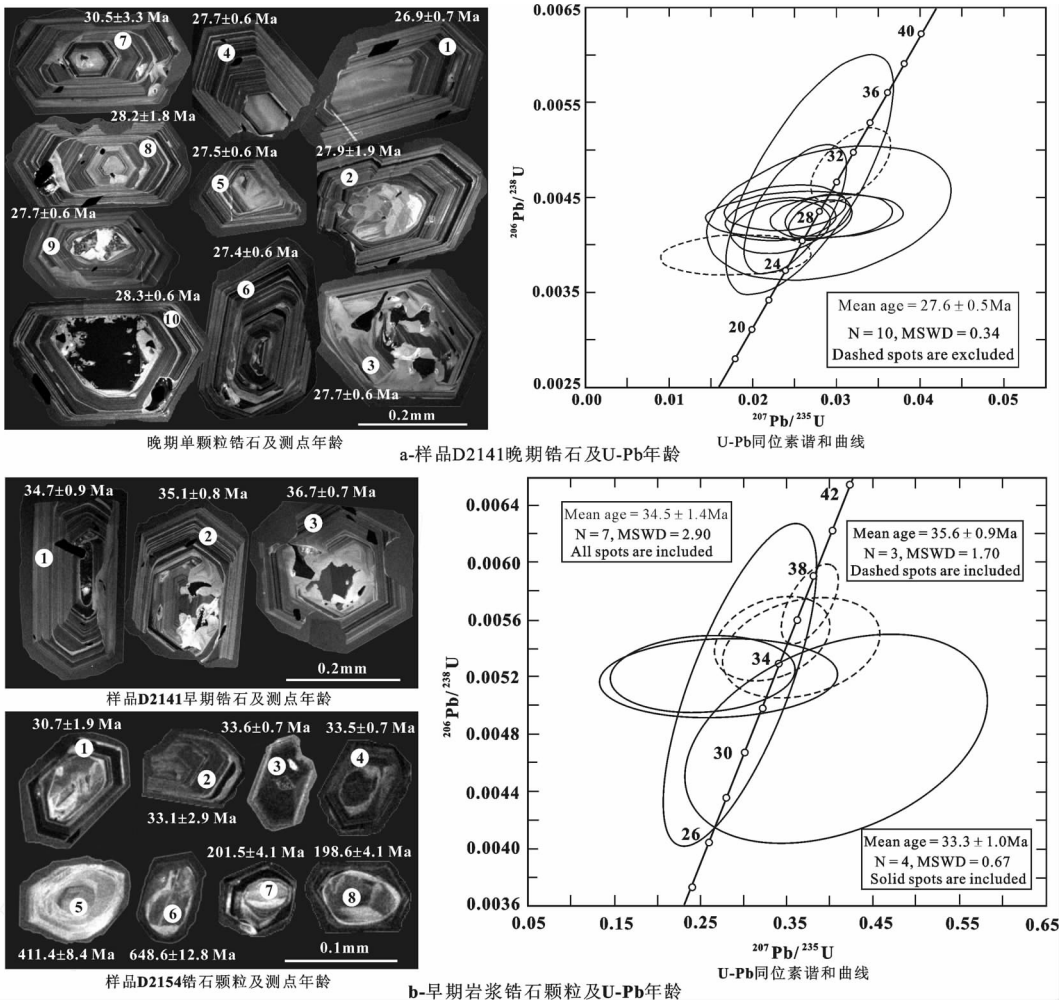


图 6 风火山北麓花岗岩单颗粒锆石 U-Pb 同位素测年

Fig.6 U-Pb isotopic dating of zircons from granite in northern Fenghuo Mountain

7.10)(图 7-b);黑云母 $^{39}Ar-^{40}Ar$ 坪年龄为(28.84±0.15)Ma(图 9),基本代表正长石斑岩岩浆侵位结晶年龄。由于风火山中酸性岩浆侵入活动与逆冲推覆构造运动存在成因联系，岩体沿逆冲断层向上侵位（图 4-b），因此岩浆岩黑云母 $^{39}Ar-^{40}Ar$ 坪年龄（28.84±0.15)Ma 对风火山逆冲推覆构造运动时代具有显著指示意义[24]。

(3)东昆仑南部逆冲推覆构造前缘糜棱岩绿泥石 $^{39}Ar-^{40}Ar$ 同位素测年

在东大滩南侧，沿逆冲断层发育绿泥石糜棱片岩,自绿泥石片岩取新鲜岩石样品 XDT-2。将样品破碎后,通过磁选,分选出纯度达 90%的绿泥石单矿物，送石油勘探设计院同位素年代学实验室进行 $^{39}Ar-^{40}Ar$ 测年。样品和标样同时送中国原子能科学研究院 3019M 核反应堆进行快中子照射;利用标样进行质谱分析,求出照射参数 J;然后从低温到高温分阶段对样品进行质谱分析，求出每个阶段的年龄,作出年龄谱(图 9),计算分析坪年龄,Ar 同位素质谱分析使用 MM-1200B 静态真空质谱仪完成。样品 XDT-2 绿泥石 $^{39}Ar-^{40}Ar$ 测试结果见表 3。XDT-2 绿泥石 $^{39}Ar-^{40}Ar$ 坪年龄为(26.5±2.7)Ma(图 9),代表东昆仑南部 SKT 前锋断层逆冲推覆构造运动时代。

4 发育时代与形成机理及大陆动力学意义

综合古构造及相关资料(图 2),青藏高原中段不同地块渐新世均发生自北向南的大规模逆冲推覆构造运动，伴有强烈的褶皱构造变形和中酸性岩浆

表 2 风火山中部石英正长斑岩 D6271 黑云母 $^{39}Ar-^{40}Ar$ 测年数据

Table 2 $^{39}Ar-^{40}Ar$ dating of biotite from porphyry quartz syenite D6271 in central Fenghuo Mountain

温度(℃)	$(^{40}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{36}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{37}Ar/^{39}Ar)_m$	$^{40}Ar_{放}/^{39}Ar_k$	^{39}Ar /10^{-8}ccSTP	^{39}Ar/%	$^{40}Ar_{放}/^{40}Ar_{总}$ /%	年龄 /Ma	误差 /Ma
500	212.1821	0.604100	0.21328	33.6866	0.005	0.08	15.87	125.85	33.93
600	144.4958	0.091572	0.66138	117.5412	0.005	0.08	81.30	405.60	11.38
700	96.3207	0.304126	0.31691	6.4709	0.013	0.22	6.72	24.87	3.57
800	20.6264	0.047188	0.03522	6.6804	0.288	4.87	32.39	25.67	0.57
900	9.2469	0.006720	0.00747	7.2570	0.649	10.98	78.48	27.86	0.30
950	8.7727	0.005084	0.00737	7.2661	0.735	12.44	82.83	27.90	0.30
1000	8.2836	0.002657	0.00728	7.4944	0.677	11.46	90.47	28.77	0.29
1050	8.4084	0.003127	0.00000	7.4795	0.589	9.97	88.95	28.71	0.30
1100	9.1124	0.005490	0.00552	7.4857	0.796	13.48	82.15	28.74	0.33
1150	8.5464	0.003227	0.00000	7.5881	0.632	10.70	88.79	29.12	0.30
1200	8.4221	0.004020	0.01722	7.2309	0.699	11.83	85.85	27.76	0.31
1250	8.4243	0.004129	0.00838	7.2000	0.542	9.18	85.47	27.65	0.29
1300	9.4017	0.007893	0.01761	7.0659	0.264	4.47	75.15	27.14	0.33
1400	27.9978	0.026913	0.30009	20.0665	0.014	0.23	71.65	76.02	29.24

注:$(^{36}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$=0.000240, $(^{40}Ar/^{39}Ar)_k$=0.004782, $(^{39}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$=0.000806, λ =5.543×10^{-10} a^{-1};黑云母测试样称重(g)= 0.0520,标样 J=0.0021449。

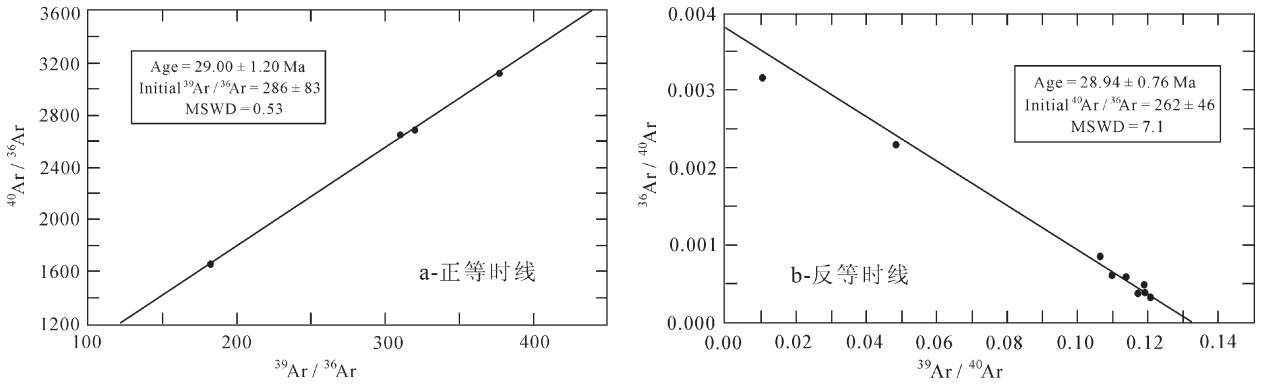


图 7 风火山中部石英正长斑岩黑云母 $^{39}Ar-^{40}Ar$ 等时线图

Fig.7 39Ar−40Ar isochrons of biotite from porphyry quartz syenite D6271 in central Fenghuo Mountain

侵入活动。喜马拉雅山脉 MCT 自北向南断层逆冲运动时代逐步变新，北部断层逆冲推覆构造运动时代早于 35 Ma,南部断层逆冲推覆构造运动晚于 10 Ma,MCT 逆冲推覆构造运动持续时间超过 25 Ma(图 3)。青藏高原腹地渐新世逆冲推覆构造运动主要发生于渐新世早中期，相关热事件的同位素年龄资料显示，羌塘地块北侧风火山逆冲推覆构造初始发育时代均早于 34.5 Ma(图 6-b),风火山和东昆仑南部逆冲断层及相关热事件年龄为 28.8~26.5 Ma(图 6~9)。拉萨地块、羌塘地块、可可西里地块和东昆仑地块渐新世早中期逆冲推覆构造期后经历了区域性剥蚀夷平作用,中新世早中期发育巨型古大湖[25],沉积了分布广泛、厚达百余米至数百米的五道梁期湖相沉积地层，不整合覆盖在渐新世逆冲推覆构造和新生代早期风火山群、雅西错群沉积地层及褶皱构造之上(图 1),说明青藏高原腹地渐新世逆冲

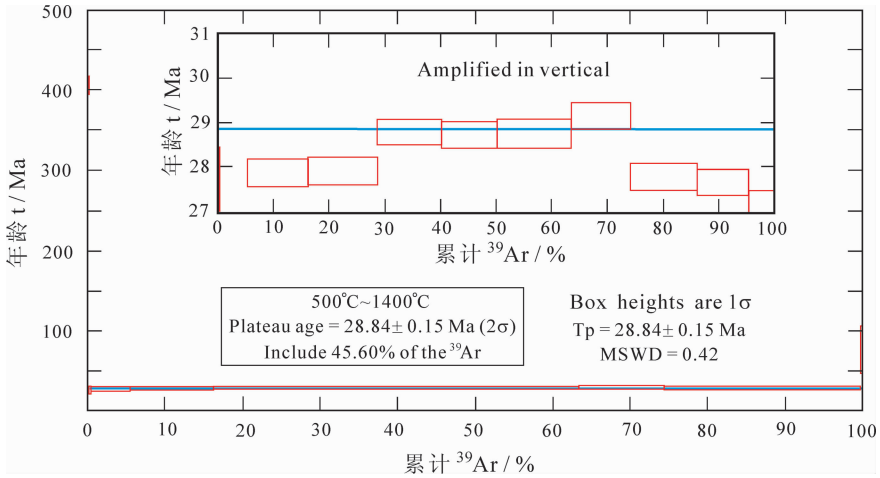


图 8 风火山中部石英正长斑岩黑云母 $^{39}Ar-^{40}Ar$ 坪年龄图谱

Fig.8 39Ar−40Ar plateau ages of biotite from porphyry quartz syenite D6271 in central Fenghuo Mountain

表 3 东昆仑南部逆冲推覆构造前缘糜棱岩 XDT–2 绿泥石 $^{39}Ar–^{40}Ar$ 测年数据

Table 3 $^{39}Ar/^{40}Ar$ dating of chlorite from mylonite XDT–2 sampled in frontier mylonite of South Kunlun Thrust

T(℃)	$(^{40}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{36}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{37}Ar/^{39}Ar)_m$	$^{40}Ar_{rad}/^{39}Ar_k$	^{39}Ar /10^{-8}ccSTP	^{39}Ar/%	$^{40}Ar_{rad}/^{40}Ar$	年龄 /Ma	误差 /Ma
500	318.9953	1.019208	6.64968	18.3843	0.001	0.26	5.73	72.07	349.43
600	601.5296	1.154652	2.85726	261.1291	0.007	1.87	43.31	823.99	77.53
700	371.3850	0.772291	2.63704	143.6604	0.030	7.68	38.60	498.81	125.96
800	157.0241	0.520509	3.01479	3.4309	0.085	21.90	2.18	13.67	45.92
900	59.0125	0.171064	1.00720	8.5365	0.106	27.22	14.45	33.82	5.14
1000	149.2171	0.486589	4.11987	5.7363	0.082	21.08	3.83	22.80	3.32
1100	188.3542	0.607998	20.85007	10.3374	0.020	5.00	5.40	40.88	14.87
1200	356.2685	1.034918	74.99013	59.3467	0.021	5.40	15.65	223.00	19.38
1300	248.8021	0.779414	24.77160	20.6483	0.026	6.63	8.13	80.75	10.27
1400	736.0444	0.471843	150.76530	691.2982	0.012	2.96	82.51	1676.42	41.33

注：$(^{36}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$=0.000240, $(^{40}Ar/^{39}Ar)_k$=0.004782, $(^{39}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$= 0.000806, $\lambda = 5.543\times10^{-10}$ a^{-1}；绿泥石测试样重 0.1140 g，标样 J=0.0022171.

推覆构造运动结束时代早于中新世早期五道梁群湖相沉积时代。

青藏高原渐新世逆冲推覆构造如主中央逆冲系(MCT)、冈底斯逆冲推覆构造系统 (GTS)、伦坡拉—安多—索县逆冲推覆构造系统(LST)、北羌塘逆冲推覆构造系统(NQT)、东昆仑南部逆冲推覆构造系统(SKT)主要发育于地块边界与汇聚部位(图 2)，具有自北向南的逆冲推覆构造运动方向。大部分逆冲推覆构造自前锋向后缘逆冲断层倾角逐步增大，前锋部位普遍发育低角度逆冲断层，在地表形成规模不同的飞来峰，向深部汇聚于缓倾斜滑脱构造带(图 4)。青藏高原南部深部滑脱构造与深部综合探测发现的 15~20 km 深度的高导低速层或部分熔融层存在密切关系或成因联系，如中央逆冲系 MCT、主边界逆冲断裂 MBT、主前锋逆冲断裂 MFT 向深部会聚于主喜马拉雅逆冲系 MHT，冈底斯逆冲推覆构造系统 GTS 主要逆冲断层向深部会聚于深反射亮点(BS)代表的局部熔融层(图 10–b)。青藏高原北部逆冲推覆构造如唐古拉山北逆冲推覆构造、风火山逆冲推覆构造、东昆仑南部逆冲推覆构

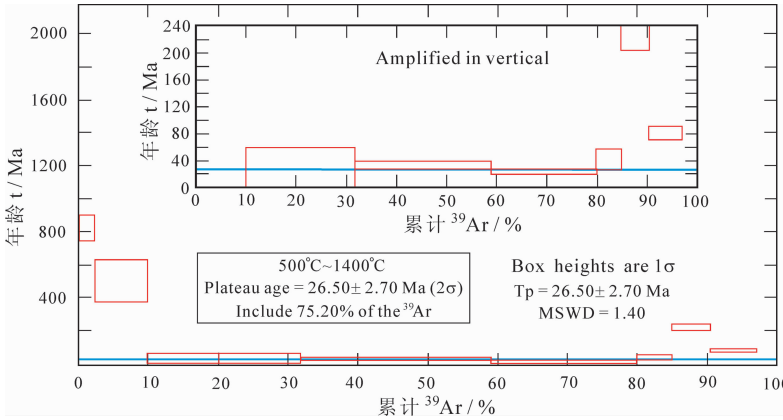
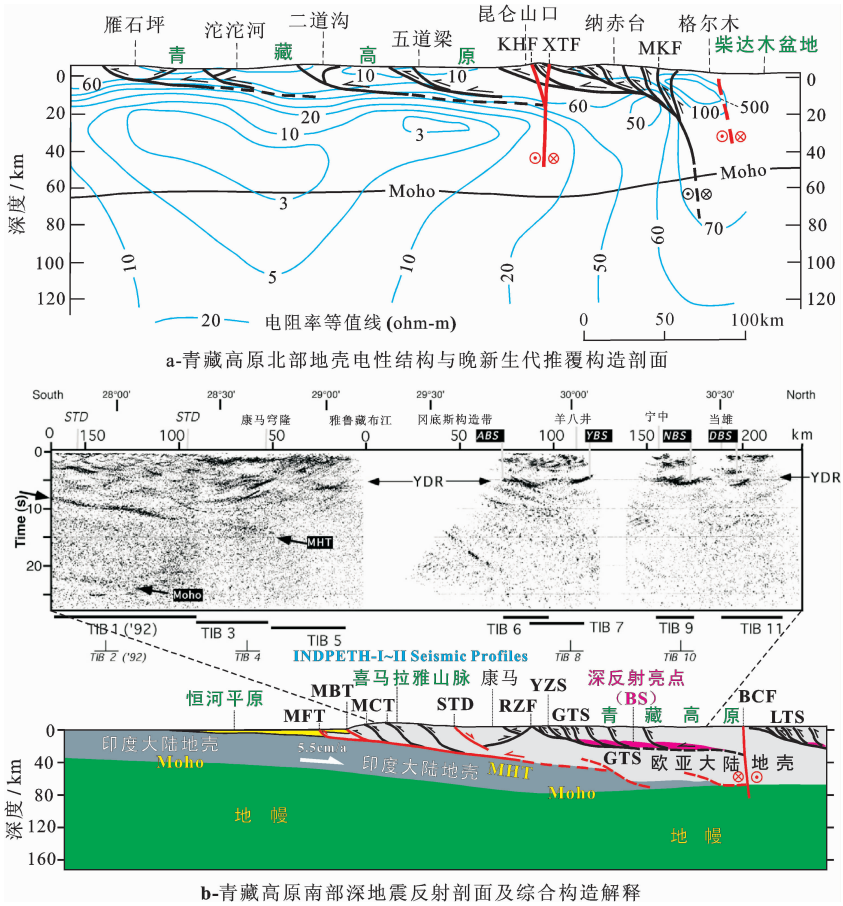


图 9　东昆仑南部逆冲推覆构造前缘糜棱岩 XDT−2 绿泥石 $^{39}Ar-^{40}Ar$ 坪年龄图谱

Fig.9　$^{39}Ar-^{40}Ar$ plateau ages of chlorite from mylonite XDT−2 sampled in frontier mylonite of South Kunlun Thrust



a-青藏高原北部地壳电性结构与晚新生代推覆构造剖面

b-青藏高原南部深地震反射剖面及综合构造解释

图 10　青藏高原渐新世逆冲推覆构造深部产状及形成机理

电阻率等值线与深地震剖面来自于 INDEPTH 深部探测成果[25−28];Moho−莫霍面;MHT−主喜马拉雅逆冲系;MFT−主前缘逆冲断裂;MBT−主边界逆冲断裂;MCT−主中央逆冲断裂;STD−藏南拆离系;RZT−仁布—泽东断裂;YZS−雅鲁藏布江缝合带;GTS−冈底斯逆冲推覆构造系统;LTS−伦坡拉逆冲断裂;MKF−昆中断裂;ABS、YBS、NBS、DBS、BS−深反射亮点;第四纪活动断裂:BCF−崩错右旋走滑断裂;KHF−库赛湖左旋走滑断裂;XTF−西大滩左旋走滑断裂

Fig.10　Deep structures and geodynamic cause of Oligocene thrusting in the Tibetan Plateau

Explanation: Contour of electric resistance and seismic reflection came from deep exploration of INDEPTH [25−28]. Moho−Moho discontinuity; MHT−Main Himalaya Thrust; MFT−Main Frontal Thrust; MBT−Main Boundary Thrust; MCT−Main Central Thrust; STD−South Tibet Detachment; RZT−Renbu−Zedong Thrust; YZS−Yarlung Zangbo Suture; GTS−Gangdise Thrust System; LTS−Lunpola Thrust System; MKF−Middle Kunlun Fault; ABS, YBS, DBS and BS refer to bright spots of seismic reflection. Active faults in Quaternary: BCF−Beng Co right−lateral fault; KHF−Kusaihu left−lateral fault; XTF−Xidatan left−lateral fault

造的主逆冲断层低角度向北倾斜,可能向深部汇聚于 15~20 km 深度的高导层(图 10-a)。青藏高原渐新世逆冲推覆构造系统不仅地表逆冲断层呈现叠瓦状排列,自北向南的逆冲推覆构造运动居主导地位(图 4),地壳深部缓倾斜滑脱构造带也显示出叠瓦状排列和自北向南仰冲运动,渐新世地壳表层和深部构造运动均与印度大陆北向俯冲存在动力学成因联系(图 10)。

青藏高原渐新世逆冲推覆构造对地壳增厚和均衡隆升具有重要作用。根据青藏高原震源机制解得出现今海拔高程—地震断层性质的统计关系,逆断层型(thrust)地震绝大部分发生于海拔高度 4500 m 以下地区(1500~4500 m),而正断层型(normal)地震绝大部分发生于海拔高度 4000 m 以上地区(4000~5800 m)[29]。在印度大陆北向俯冲产生的近南北向强烈构造挤压环境,主应力方位—断层力学性质—海拔高度存在密切关系[2];逆冲推覆型垂直平面应变发生于海拔高度 h≤3400 m 地区,逆冲走滑与斜冲型平面应变发生于海拔高度 3400~4500 m 地区,伸展走滑型垂直平面应变发生于海拔高度 h≥4500 m 地区[3]。青藏高原(中段)渐新世(早中期)广泛发育逆冲推覆构造,说明渐新世(早中期)古海拔高度小于 3400 m;中新世早中期以来地壳伸展走滑居主导地位,对应古海拔高度达到或超过 4500 m[25]。根据孢粉组合与古植被变化,结合全球变化与古气温相关资料,综合推断青藏高原渐新世晚期整体隆升高度达到海拔 4000 m[21]。根据湖相沉积碳氧同位素古海拔高度计,青藏高原渐新世(早中期)古海拔高度为 2800~3500 m,中新世早期整体隆升至海拔 4000±6500 m[13]。青藏高原渐新世古海拔高度发生了显著变化,渐新世强烈逆冲推覆构造运动是造成地壳缩短增厚和均衡隆升的重要原因。

参考文献(References):

[1] England P C and Houseman G A. The mechanics of the Tibetan Plateau [J]. Philos. Trans. R. Soc. London, Serial A, 1988, 326: 302-319.

[2] Dewey J F, Shackleton R M, Chang Chengfa, et al. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau [J]. Philos. Trans. R. Soc. London, Serial A, 1988, 327:379-413.

[3] 吴珍汉, 叶培盛, 胡道功, 等. 青藏高原腹地的地壳变形与构造地貌形成演化过程[M]. 北京:地质出版社, 2003:1-292.
Wu Zhenhan, Ye Peisheng, Hu Daogong, et al. Crust Deformation and Tectonic-geomorphic Evolution of the Central Tibetan Plateau [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2003:1-292 (in Chinese with English summary).

[4] Ratschbacher L, Frisch W, Liu G. Distributed deformation in southern and western Tibet during and after the Indus-Asia collision [J]. Journal of Geophysical Research, 1994, 99:19917-19946.

[5] Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen [J]. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. Lett., 2000, 28: 211-280.

[6] 潘裕生, 孔祥儒, 钟大赉. 青藏高原岩石圈结构、演化和动力学[M]. 广州: 广东科技出版社, 1998:1-425.
Pan Yusheng, Kong Xiangru, Zhong Dalai. Lithosphere Structure, Evolution and Dynamics of Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau [M]. Guangzhou: Guangdong Science & Technology Press, 1998:1-425 (in Chinese).

[7] 肖序常, 李廷栋. 青藏高原的构造演化与隆升机制[M]. 广州: 广东科学出版社, 2000:1-313.
Xiao Xuchang, Li Tingdong. Tectonic Evolution and Uplift of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau [M]. Guangzhou:Guangdong Science & Technology Press, 2000:1-313 (in Chinese).

[8] Pan Guitang, Ding Jun, Yao Dongsheng, et al. (ed.) Geological map of the Tibetan Plateau and its adjacent areas at scale 1:1500000 [M]. Chengdu Map Press, Chengdu, 2004.

[9] Stock J, Molnar P. Uncertainties and implications of the late Cretaceous and Tertiary position of North America relative to the Farallon, Kula and Pacific Plates [J]. Tectonics, 1988, 7:1339-1284.

[10] 张克信, 王国灿, 陈奋宁, 等. 青藏高原古近纪—新近纪隆升与沉积盆地耦合[J]. 地球科学, 2007, 32(5):583-597.
Zhang Kexin, Wang Guochan, Chen Fengning, et al. Coupling between the uplift of Qinghai-Tibet Plateau and distribution of basins of Paleogene-Neogene [J]. Journal of Earth Science, 2007, 32 (5): 583-597(in Chinese with English abstract).

[11] 刘志飞, 王成善. 青藏高原北部可可西里盆地第三纪风火山群沉积环境分析[J]. 沉积学报, 2001, 19(1):28-36.
Liu Zhifei, Wang Chengshan. Depositional environment of Tertiary Fenghuoshan Group in the Hoh Xil basin, northern Tibetan Plateau [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2001, 19(1):28-36 (in Chinese with English abstract).

[12] Wang Chengshan, Liu Zifei, Yi Haisheng, et al. Tertiary crustal shortening and paneplanation in Hoh Xil region:implications for tectonic history of the northern Tibetan Plateau [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2002:20:211-223.

[13] 吴珍汉, 赵逊, 叶培盛, 等. 根据湖相沉积碳氧同位素估算青藏高原古海拔高度[J]. 地质学报, 2007, 81(9):1277-1288.
Wu Zhenghan, Zhao Xun, Ye Peisheng, et al. Paleo-elevation of the Tibetan Plateau inferred from carbon and oxygen isotopes of lacustrine deposits [J]. Acta Geologica Sinica, 2007, 81(9): 1277-1288 (in Chinese with English abstract).

[14] 吴珍汉, 吴中海, 胡道功, 等. 青藏高原新生代构造演化与隆升

过程[M]. 北京:地质出版社, 2009:1-296.
Wu Zhenhan, Wu Zhonghai, Hu Daogong, et al. Cenozoic Tectonic Evolution and Uplift Processes of the Tibetan Plateau [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2009:1-296 (in Chinese with English summary).

[15] Matthew J Kohn, Christopher D Parkinson. Petrologic case for Eocene slab breakoff during the Indo-Asian collision [J]. Geology, 2002, 30(7):591-594.

[16] Robinson D M, Decelles P G, Garzione C N, et al. Kinematic model for the Main Central Thrust in Nepal [J]. Geology, 2003, 31(4): 356-362.

[17] Yin A, Harrison T M, Reyerson F J, et al. Tertiary structural evolution of the Gangdese thrust system in southern Tibet [J]. Journal of Geophysical Research, 1994, 99 (B9):18175-18201.

[18] Wu Zhenhan, Hu Daogong, Ye Peisheng, et al. Thrusting of the North Lhasa Block in the Tibetan Plateau [J]. Acta Geologica Sinica, 2004, 78(1):246-259.

[19] Wu Zhenhan, Patrick J Barosh, Zhao Xun, et al. Miocene tectonic evolution from dextral-slip thrusting to extension in the Nyainqentanglha region of the Tibetan Plateau [J]. Acta Geologica Sinica, 2007, 81(3):365-384.

[20] 李亚林, 王成善, 尹海生, 等. 西藏北部新生代大型逆冲推覆构造与唐古拉山的隆起[J]. 地质学报, 2006, 80(8):1118-1130.
Li Yalin, Wang Chengshan, Yin Haisheng, et al. Cenozoic thrust system and uplifting of the Tanggula Mountains, northern Tibet [J]. Acta Geologica Sinica, 2006, 80(8): 1118-1130 (in Chinese with English abstract).

[21] 吴珍汉, 吴中海, 胡道功, 等. 青藏高原渐新世晚期隆升的地质证据[J]. 地质学报, 2007, 81(5): 577-587.
Wu Zhenhan, Wu Zhonghai, Hu Daogong, et al. Geological evidences for the Tibetan Plateau uplifted in Late Oligocene [J]. Acta Geologica Sinica, 2007, 81 (5):577-587 (in Chinese with English abstract).

[22] Wu Zhenhan, Ye Peisheng, Patrick J Barosh, et al. Late Oligocene-Early Miocene thrusting in Southern East Kunlun Mts., Northern Tibetan Plateau [J]. Journal of Earth Sciences, 2009, 20(2): 381-390.

[23] 崔盛芹, 李锦蓉, 孙家树, 等. 华北地块北缘构造运动序列及区域构造格局[M]. 北京: 地质出版社, 2000:1-326.
Cui Shengqin, Li Jinrong, Sun Jiashu, et al. Sequence of Tectonic Movement and Regional Tectonic Framework of North Margin of the North China Plate [M]. Beijing:Geological Publishing House, 2000:1-326(in Chinese with English abstract).

[24] 吴珍汉, 叶培盛, 胡道功, 等. 青藏高原北部风火山花岗斑岩锆石 U-Pb 同位素测年及地质意义 [J]. 现代地质, 2007, 21(3): 435-442.
Wu Zhenhan, Ye Peisheng, Hu Daogong, et al. U-Pb isotopic dating of zircons from porphyry granite of the Fenghuoshan Mts., northern Tibetan Plateau and its geodynamic significance [J]. Geoscience, 2007, 21 (3):435-442 (in Chinese with English abstract).

[25] Wu Zhenhan, Patrick J Barosh, Wu Zhenhan, et al. Vast early Miocene lakes of the central Tibetan Plateau [J]. Geological Society of America Bulletin, 2008, 120(9/10):1326-1337, Doi:10.1130/B26043.1.

[26] Martyn Unsworth, Wei Wenbo, Alan G Jones, et al. Crustal and upper mantle structure of north Tibet imaged with magnetotelluric data [J]. Journal of Geophysical Research, 2004, 109: B02403, 1-18.

[27] Brown L D, Zhao W, Nelson K D, et al. Bright spots, structure and magmatism in southern Tibet from INDEPTH seismic reflection profiling [J]. Science, 1996, 274:1688-1690.

[28] Nelson K D, Zhao W, Brown L D, et al. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: Synthesis of Project INDEPTH results [J]. Science, 1996, 174: 1684-1688.

[29] Molnar P, England P & Martinod J. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau and the Indian monsoon [J]. Review of Geophysics, 1993, 31(4):357-396.

Oligocene thrust systems in central Tibetan Plateau

WU Zhen-han[1], ZHAO Li-guo[2], YE Pei-sheng[3], HU Dao-gong[3], ZHOU Chun-jing[3]

(1. *Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100081 *China;* 2. *Qiqihar Division of Geological Survey of Heilongjiang Province, Qiqihar* 161005*, Heilongjiang, China;* 3. *Institute of Geomechanics, CAGS, Beijing* 100081*, China)*

Abstract: Regional thrusting occurred widely in Oligocene and formed large-scale thrust systems in the Tibetan Plateau, such as South Kunlun Thrust (SKT), North Qiangtang Thrust (NQT), Lunpola-Amdo-Suoxian Thrust (LST), Gangdise Thrust System (GTS) and Main Central Thrust (MCT). Imbricate arrangement of faults indicates southward thrusting in Oligocene, which was evidently caused by northward subduction of India continental plate beneath Eurasia continent. According to isotopic dating of high resolution, thrusting in central Himalayas and Fenghuoshan area in north Qiangtang block started before 35 Ma, and thrusting in south Kunlun Mountains and granite emplacement was caused by thrusting in Fenghuo Mountain. Both occurred in 28.8-26.5 Ma. Major thrusting ended before the formation of Early Miocene lacustrine strata of Wudaoliang Group in central Tibetan Plateau. Oligocene thrusting made great contribution to shortening and thickening of the crust and isostatic uplift of the Tibetan Plateau.

Key words: thrust system; crustal thickening; palaeo-tectonics; Oligocene; Tibetan Plateau

---

About the first author: WU Zhen-han, male, born in 1965, doctor and senior researcher, engages in regional geological survey of Tibetan Plateau and the study of continental dynamics; E-mail: wuzhenhan@yahoo.com.cn.