引用格式：赵一霖，孙玉军，侯贵廷，等，2025. 青藏高原东北缘弧形构造生长：来自三维有限元数值模拟的启示[J]. 地质力学学报，31（3）：361−385. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025037

Citation: ZHAO Y L，SUN Y J，HOU G T，et al.，2025. The outward growth of the arcuate tectonic belt in the northeastern Tibetan Plateau: Insights from three-dimensional finite element numerical simulations[J]. Journal of Geomechanics，31（3）：361−385. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025037

青藏高原东北缘弧形构造生长：来自三维有限元数值模拟的启示

赵一霖[1,2,3]，孙玉军[1,3]，侯贵廷[2]，施 炜[1,3]
ZHAO Yilin[1,2,3]，SUN Yujun[1,3]，HOU Guiting[2]，SHI Wei[1,3]

1. 中国地质科学院，北京 100037；
2. 北京大学地球与空间科学学院，北京 100871；
3. 自然资源部深地科学与探测技术实验室，北京 100094

1. *Chinese Academy of Geological Sciences*, *Beijing* 100037, *China*;
2. *School of Earth and Space Sciences*, *Peking University*, *Beijing* 100871, *China*;
3. *SinoProbe Laboratory*, *Ministry of Natural Resources of China*, *Beijing* 100094, *China*

The outward growth of the arcuate tectonic belt in the northeastern Tibetan Plateau: Insights from three-dimensional finite element numerical simulations

Abstract: ［**Objective**］The arcuate tectonic belt in the northeastern Tibetan Plateau is a unique boundary for the lateral growth of the Tibetan Plateau. Characterized by an arcuate geomorphology with alternating basins and mountains perpendicular to the direction of plateau expansion, it represents a unique growth mode of the Tibetan Plateau. This study aims to reproduce the formation and evolution process of the arcuate tectonic belt in the northeastern Tibetan Plateau using three-dimensional finite element visco-plastic large deformation numerical simulation. It also proposes a new structural pattern and deformation mechanism for the outward growth of the arcuate tectonic belt. ［**Methods**］Three tests based on a large amount of geological and geophysical data were conducted to investigate how the barrier of the Yinchuan Basin and the weak lower crust control the development of faults within the arcuate tectonic belt. ［**Results**］The results show that, as the Tibetan Plateau expanded northeastward, the shortening and thickening of the crust propagated from the plateau to the northeast. Under NE–SW compression, the deep-seated materials in the Mesozoic and Cenozoic basins (arcuate tectonic belts), which were confined by blocks, migrated northeastward. After being blocked by the rigid Ordos and Alxa blocks, these materials were squeezed into the relatively weak Yinchuan Basin to a limited extent. The obstruction by the Yinchuan Basin is an important condition for the formation and development of the faults within the shallow crust of the arcuate tectonic belt. A weak lower crust with a viscosity of 2.5×10^{22} Pa・s and a cohesion of 2 MPa promotes fault development within the arcuate tectonic belt, but it is not a necessary prerequisite for fault formation. This paper analyzes the distribution of the maximum shear strain rate on the surface and along three sections of the arcuate tectonic belt as well as the evolution of these characteristics over time. It is proposed that the arcuate tectonic belt generally exhibits a "ramp-thrusting" structural pattern in the deeper sections, and the deformation mechanism is characterized by deep–shallow decoupling. The

基金项目：深地国家科技重大专项（2024ZD1001102）；国家自然科学基金项目（42472278）
This research is financially supported by the National Science and Technology Major Project of China on Deep Earth Exploration (Grant No.2024ZD1001102) and the National Natural Science Foundation of China (Grant No.42472278).

第一作者：赵一霖（1994—），男，在读博士，构造地质学专业，主要从事构造地貌和数值模拟方向的研究。
Email：18811680869@163.com
通信作者：侯贵廷（1964—），男，教授，主要从事构造数值模拟、裂缝油气田模拟、地震深部动力学研究。Email：gthou@pku.edu.cn

收稿日期：2025−04−05；**修回日期**：2025−05−09；**录用日期**：2025−05−12；**网络出版日期**：2025−05−22；**责任编辑**：吴芳

deformation of the lithosphere within the arcuate tectonic belt decoupled at depths of 20 km and 40 km, forming three tectonic layers. The middle–upper crust is dominated by thrust and fold structures, regulating the horizontal shortening and vertical thickening of the crust; the weak lower crust completes the horizontal shortening and vertical thickening of the crust through ductile–plastic deformation and serves as a detachment layer for the development of arcuate structures; the lithospheric mantle, due to the regulating effect of the Moho surface, underwent limited shortening and thickening. [**Conclusion**] Under the control of the preexisting fault zones in the southern and northern margins and the detachment zones, the main arcuate faults developed synchronously during the period of 9.5–2.5 Ma. Then, they extended in depth and finally cut into the middle crust. [**Significance**] This study deepens the understanding of the uplift and lateral growth of the Tibetan Plateau, and provides a reference for the study of the deep–shallow processes involved in arcuate structure formation.

Keywords: northeastern Tibetan Plateau; arcuate tectonic belt; Cenozoic; formation mechanism; finite element numerical simulation

摘　要：青藏高原东北缘弧形构造带是青藏高原侧向生长的独特边界，以垂直于高原扩展方向的盆−山相间的弧形地貌为特征，代表了青藏高原扩展的独特生长方式。此次研究旨在运用三维有限元黏−塑性大变形数值模拟方法再现青藏高原东北缘弧形构造带的形成和演化过程，提出弧形构造生长的新构造样式和变形机制。此次模拟基于大量地质与地球物理资料，测试了银川盆地阻挡和弱的下地壳对弧形构造带内断裂发育的控制作用。结果表明，在青藏高原向东北扩展的过程中，地壳缩短增厚变形由高原向东北传播，受北东—南西向挤压作用，地块围限的中—新生代盆地区（弧形构造带）的深部物质向东北迁移，在受到刚性的鄂尔多斯地块和阿拉善地块阻挡后，向强度相对较弱的银川盆地有限挤入。银川盆地的阻挡是弧形构造带断裂在浅部地壳形成和发育的重要条件。黏度为 2.5×10^{22} Pa·s、黏聚力为 2 MPa 的弱下地壳对弧形构造带内断裂发育有促进作用，但不是断裂形成的必要条件。进一步分析青藏高原东北缘弧形构造带地表和 3 条剖面最大剪应变率分布特征及其随时间演化的规律发现，弧形构造带在深部总体上表现为“对冲”构造样式，指示深−浅变形机制存在解耦现象。弧形构造带的变形解耦深度在 20 km 和 40 km 发生，形成了 3 个构造层。其中的中—上地壳构造层以逆冲−褶皱构造变形方式调节地壳水平缩短和垂向增厚；而弱的下地壳作为弧形构造发育的滑脱层，以韧−塑性变形方式调节地壳水平缩短和垂向增厚；岩石圈地幔由于莫霍面的调节作用，也存在一定程度的缩短增厚。综合分析认为，青藏高原东北缘弧形构造带是在先存断裂和拆离带的控制下，主控断裂在 9.5～2.5 Ma 同步发育，并向深部扩展，最终切入中—下地壳。新的模拟研究结果为深化对青藏高原东北缘隆升和横向生长过程的认识提供了参考。

关键词：青藏高原东北缘；弧形构造；新生代；形成机制；有限元数值模拟

中图分类号：P542; P311.2　　**文献标识码：**A　　**文章编号：**1006−6616(2025)03−0361−25

DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025037

0　引言

自新生代印度板块与欧亚板块发生陆−陆碰撞以来，印度板块不断的向北汇聚，形成青藏高原隆升和横向生长的主要动力（Li et al., 2020）。大量的年代学研究表明，青藏高原晚新生代以来的大规模隆升和扩展分别发生在距今约 15.0 ～ 8.0 Ma 和 2.58 Ma（Shi et al., 2015; Lu et al., 2016; Li et al., 2019, 2020; Zhang et al., 2022, 2023）。青藏高原在向外扩展过程中，因前锋受所遇到的地体流变强度不同会导致不均匀地扩展（Xu et al., 2018），同时导致周围地质体流变强度发生变化和深部结构发生变化（Sun and Liu, 2018），最终形成环绕高原的复杂构造样式和地貌边界带（Ye et al., 2016; 吴贵灵等，2019）。青藏高原北缘和东缘以地貌陡变带为特征，但其陡变地貌深部结构迥异，分别受走滑构造和逆冲构造控制。而青藏高原东南缘表现为与高原扩展方向一致的向南东缓倾的盆−山相间地貌带（王晨旭和李西，2025）。而高原东北缘则表现为垂直于高原扩展方向的盆−山相间的弧形地貌，且地势向东北逐渐降低，显示出相对特殊的构造地貌形态，也代表了青藏高原向东北扩展的独特生长方式。同时，青藏高原东北缘弧形构造带作为高原东北部侧向生长前锋带，既是理解弧形构造形成过程中深部过程如何控制弧形地貌发育的关键区域

（Zhao et al., 2025），也是理解整个青藏高原隆升和扩展机制的关键区域。

青藏高原东北缘弧形构造是青藏高原隆升和扩展的结果。目前，关于弧形构造生长过程的代表性认识主要有 4 种。一是前展式逆冲模式（王伟涛等，2013；雷启云等，2016；Yuan et al., 2024），即在北东—南西向的挤压和底部滑脱作用下，隆升和变形由海原断裂带向北东逐渐传播，最终发展到牛首山−罗山断裂带。二是后展式逆冲模式（周特先等，1985；周特先，1994），即由于来自南西方向的水平挤压而形成的变形带，由北东向南西的反向迁移，导致青藏高原东北缘最外侧的牛首山−罗山弧形断裂带最先形成，而海原−六盘山弧形构造最后形成。三是无序扩展模式，张进等（2006）基于宁夏中南部中新统红柳沟组的沉积和构造变形分析提出，牛首山−罗山断裂是早期类似于目前海原断裂的青藏高原变形前缘，整个高原东北部的扩展并不是传统的前展式或后展式逆冲，而是一种没有特定顺序的变形生长过程。四是逆冲−走滑构造转换模式，Chen et al.（2023）认为弧形构造带内的变形是中上地壳尺度的，每条主干断裂均存在先逆冲后走滑的变形转换，并逐步向东北传播，而且 2 期变形均主要由海原断裂向东北传播，且下 1 条断裂的逆冲活动和前 1 条断裂走滑活动同时。综合已有研究可知，导致弧形构造扩展过程存在争议的原因，主要有以下 2 个方面。一方面是 4 条主干弧形断裂变形时间缺乏有效的年代学约束；另一方面是弧形构造的深部结构、深部变形过程和变形机制不清楚，仅依赖现有的地质与地球物理资料难以恢复。

基于已有研究成果，通过综合地质与地球物理研究成果与资料，利用三维有限元粘−塑性大变形数值模拟技术，对青藏高原东北缘弧形构造形成过程进行了进一步的模拟研究，并深入探讨了弧形构造带的生长模式，希望这一新的研究成果有助于更深入理解青藏高原东北缘的生长扩展过程及其深部变形机制。

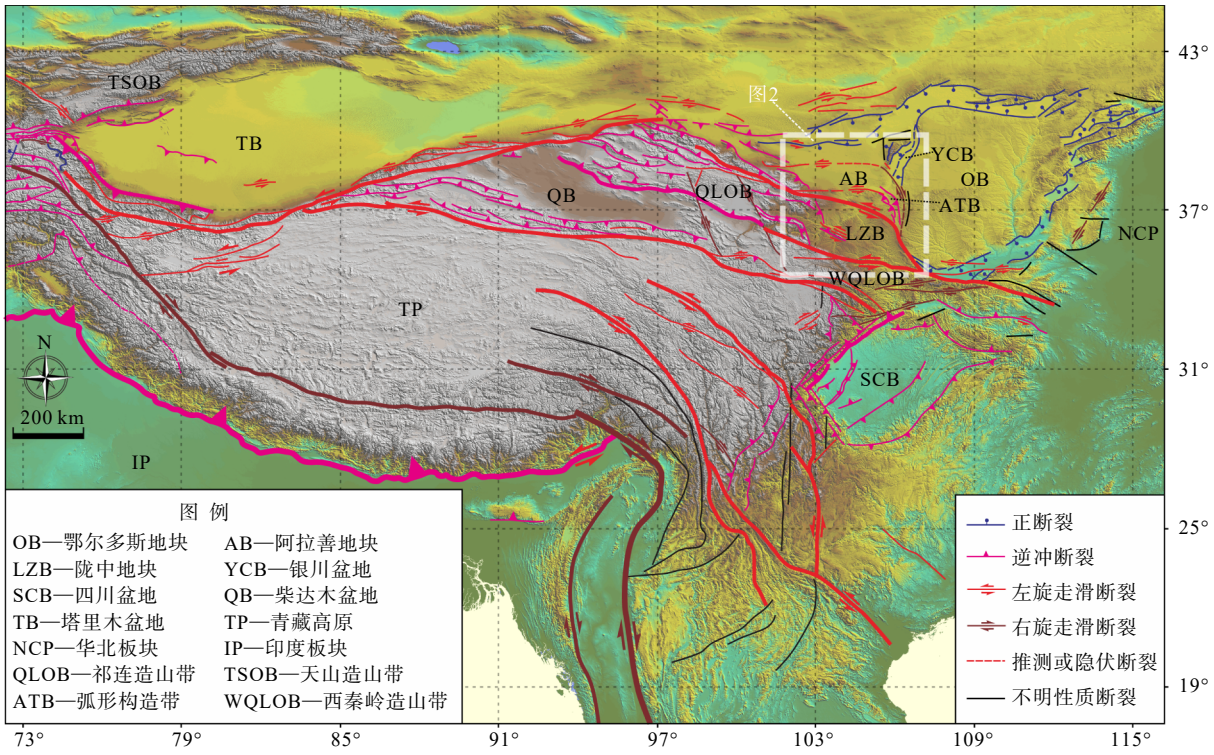
1　区域背景

1.1　主要弧形断裂带及其特征

青藏高原东北缘弧形构造位于阿拉善地块、鄂尔多斯地块和陇中地块围限的包括银川盆地在内的中—新生代盆地三角区内（Shi et al., 2015; Sun et al., 2021），其北侧与之垂直的贺兰山−银川盆地构造带相接（图 1）。青藏高原东北缘弧形构造也称宁南弧形构造（Shi et al., 2015），主要由四条向东北凸出的弧形断裂带组成（图 2），由南向北，分别是海原断裂带（F_1）、香山−天景山断裂带（F_2）、烟筒山断裂带（F_3）和牛首山−罗山−三关口断裂带（F_4），共同收敛于六盘山断裂带，其南端结束于西秦岭北缘断裂带（F_5；Shi et al., 2015, 2020b；郑文俊等，2024），可见，该弧形构造属于一端汇聚型弧形构造带（郑成鹏等，2018）。

海原断裂带作为陇中地块（LZB）与中—新生代盆地区（M-CB）的边界，是 1 条切穿莫霍面（Moho）的先存深大断裂（Jia et al., 2010；王帅军等，2019；Tian et al., 2021；Li et al., 2022；Shen et al., 2022；Song et al., 2024）。依据断裂走向变化和活动特征，以南华山为界，海原断裂带可分为东、西两段（Li et al., 2016, 2017）。香山−天景山断裂带以青蛇崖−双耳子为界，同样可分为东、西两段，两段组成右阶斜列的几何样式（Shi et al., 2015）。石峡以西的延伸部分被称为天桥沟−黄羊川断裂带，与冷龙岭相接（Zhang et al., 2019；卢海峰等，2022）。其切割深度约为 20 km（王帅军等，2019；莘海亮等，2020）。烟筒山断裂带北起中卫市东北侧的牙齿沟，向东南穿过黄河，经烟筒山东麓、窑山东麓和炭山西麓，向南隐伏于黄土之下（Shi et al., 2015；董晓朋等，2020）。其切割深度小于其他 3 条断裂带，为基底断裂带（詹艳等，2005）。牛首山−罗山断裂带向南延伸可能与三关口断裂相连（雷启云等，2016；Shi et al., 2015），是青藏高原东北缘最外侧一条边界断裂，也是青藏高原与华北地块和阿拉善地块的分界断裂（Shi et al., 2015；董晓朋等，2020；史原鹏等，2024）。其同样为 1 条切穿 Moho 的深大断裂带（Tian et al., 2021；Song et al., 2024）。这 4 条主控断裂带在晚新生代经历了复杂的构造演化过程（表 1）。

青藏高原东北部新生代地层分布广泛，地层序列完整，主要包括古近系（E）、新近系（N）和第四系（Q）。其中新近系自下而上划分为中新统（N_1）与上中新统—上新统（$N_{1\text{-}2}$）。受控于 F_1、F_2、F_3、F_4 这 4 条断裂活动带，E、N_1、$N_{1\text{-}2}$ 和 Qp^1 主要沿弧形山体一侧或者两侧出露（Shi et al., 2015；Liu et al., 2020）。其中，中新统—上新统（$N_{1\text{-}2}$）与下伏地层为角度不整合接触，沉积时代为 9.5 ～ 2.77 Ma（Shi et al., 2015；Liu et al., 2018, 2020；Wang et al., 2024）。第四系下更



断层数据来自地震活动断层调查数据中心，https://www.activefault-datacenter.cn; DEM 数据来自地理空间数据云，http://www.gscloud.cn

图 1 青藏高原及其邻区构造地貌图

Fig. 1 Tectonic geomorphological map of the Tibetan Plateau and adjacent regions

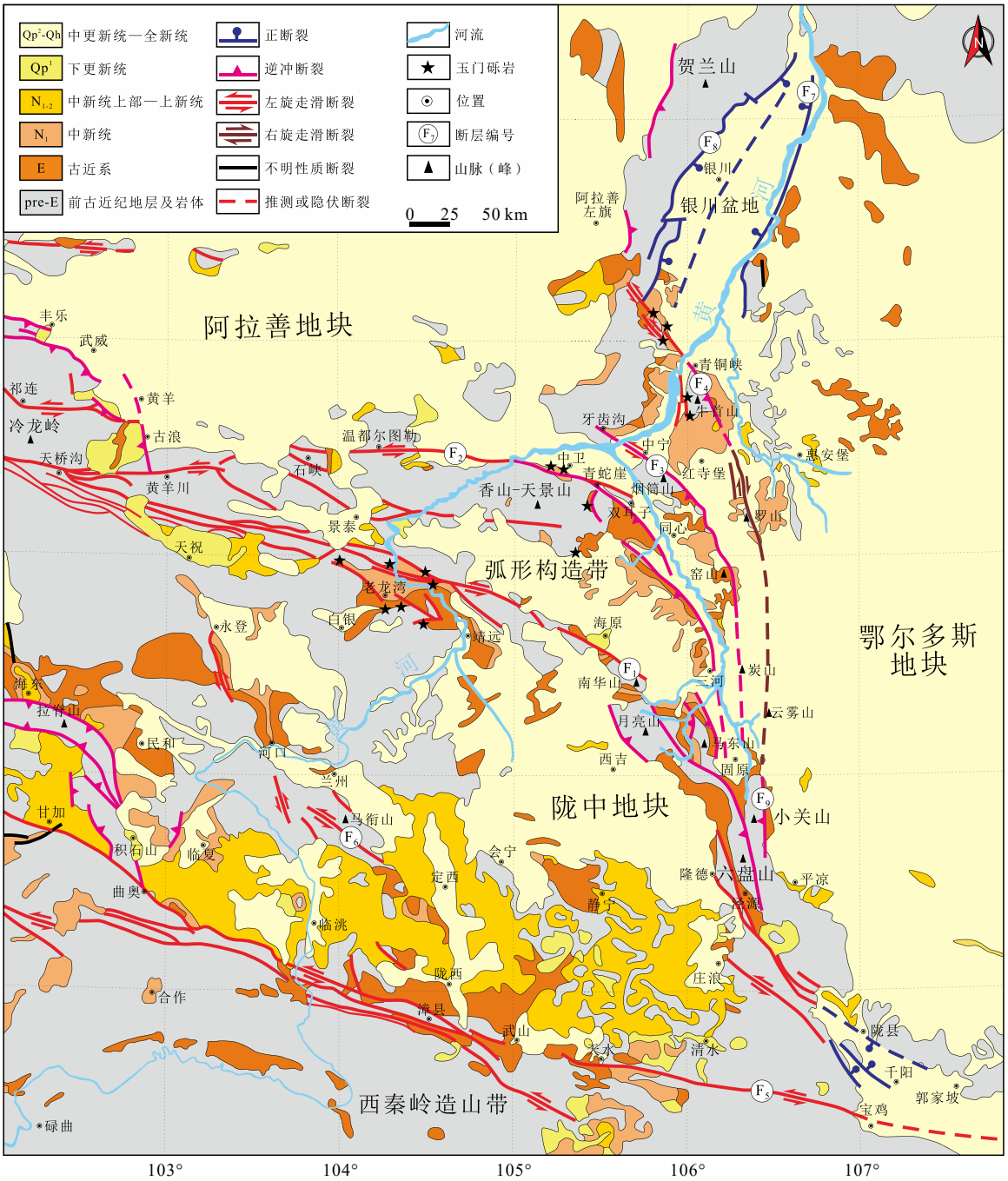
The fault data source was from the Data Sharing Infrastructure of the Seismic Active Fault Survey Data Center, https://www.activefault-datacenter.cn. The DEM data with a resolution of 90 m was acquired from the Geospatial Data Cloud, http://www.gscloud.cn.

新统玉门组砾岩(Qp^1)在青藏高原东北部广泛分布(图 3 中黑色五角星表示玉门砾岩观测点)，与下伏老地层为角度不整合接触，沉积时代为 2.58 ～ 1.04 Ma(Shi et al., 2020a)。中—上新统($N_{1\text{-}2}$)沉积时代对应了青藏高原东北缘弧形构造形成的主要时期，玉门组砾岩(Qp^1)开始角度不整合覆盖在老地层之上代表着弧形构造初步形成后，开始向走滑改造的阶段过渡(Shi et al., 2015, 2020a; Zhao et al., 2025)。

前期针对青藏高原东北缘弧形构造形成演化过程，开展了详细的构造分析，获得 2 期主要构造变形。①中新世晚期—上新世(9.5～2.5 Ma)弧形构造形成阶段，受北东—南西挤压作用控制，中新世晚期—上新世干河沟组沉积，同时主控断裂发生向北东的逆冲活动，开始发育弧形构造，并于上新世末—第四纪初，最终形成弧形构造(Shi et al., 2015, 2020a)；②第四纪晚期以来弧形构造改造阶段，在东北东—西南西向挤压作用下，牛首山−罗山断裂带右行走滑活动，海原断裂带、香山−天景山断裂带、烟筒山断裂带均发生左行走滑活动，弧形构造带地貌格局被改造(Shi et al., 2015)。

1.2 区域岩石圈结构及地壳厚度

利用深地震反射探测和接收函数方法获得的宁夏及邻区地壳—上地幔结构(图 3 中地球物理剖面Ⅰ)特征表明，阿拉善地块构造性质较为稳定，地壳厚度约为 38 ～ 47 km，莫霍面由西向东逐渐加深；鄂尔多斯地块构造完整且稳定，地壳结构简单，地壳厚度为 38 ～ 43 km，莫霍面起伏不大；贺兰山−银川构造带由贺兰山地垒和银川地堑组成，受控于两条切穿莫霍面的深大断裂，贺兰山东麓断裂和黄河断裂(F_7)，银川盆地壳—幔结构呈现出东、西两侧浅，中间深的凹形特征，莫霍面最深可达 55 ～ 56 km，向东过 F_7 后，莫霍面明显上隆，相对于盆地中部和贺兰山下方更浅(Shen et al., 2017; 王帅军等, 2017; Chen et al., 2022)。沿兰州−惠安堡地震测深剖面的二维壳−幔 P 波速度结构显示(图 3 中地球物理剖面Ⅱ)，F_1 和 F_4 作为块体边界断裂带，切穿莫霍面，莫霍面埋深在陇中地块处约为 55.9 km，向北东至 F_1 处，陡然变浅为 50 km，过 F_4 处，再次陡变浅为



F_1—海原断裂带；F_2—香山–天景山断裂带；F_3—烟筒山断裂带；F_4—牛首山–罗山断裂带；F_5—西秦岭北缘断裂；F_6—马衔山断裂带；F_7—黄河断裂带；F_8—贺兰山东麓断裂带；F_9—小关山断裂带部分；取自 OSGeo 中国中心提供的中国各省在线地质图（https://www.osgeo.cn/），涵盖甘肃、青海、陕西、宁夏回族自治区和内蒙古自治区

图 2　青藏高原东北缘弧形构造地质简图（据 Shi et al.，2020b 修改）

Fig. 2　Schematic geological map of the study area (modified after Shi et al., 2020b)

F_1–Haiyuan Fault Zone; F_2– Xiangshan–Tianjingshan Fault Zone; F_3–Yantongshan Fault Zone; F_4–Niushoushan–Luoshan Fault Zone; F_5–Northern margin fault of the West Qinling Mountains; F_6– Maxianshan Fault Zone; F_7–Yellow River Fault Zone; F_8–East piedmont fault of Helan Shan; F_9– Xiaoguanshan Fault Zone; The expanded portion is from the online geological maps of Chinese provinces offered by the OSGeo China Center, https://www.osgeo.cn/, which cover Gansu, Qinghai, Shaanxi, the Ningxia Hui Autonomous Region, and the Inner Mongolia Autonomous Region)

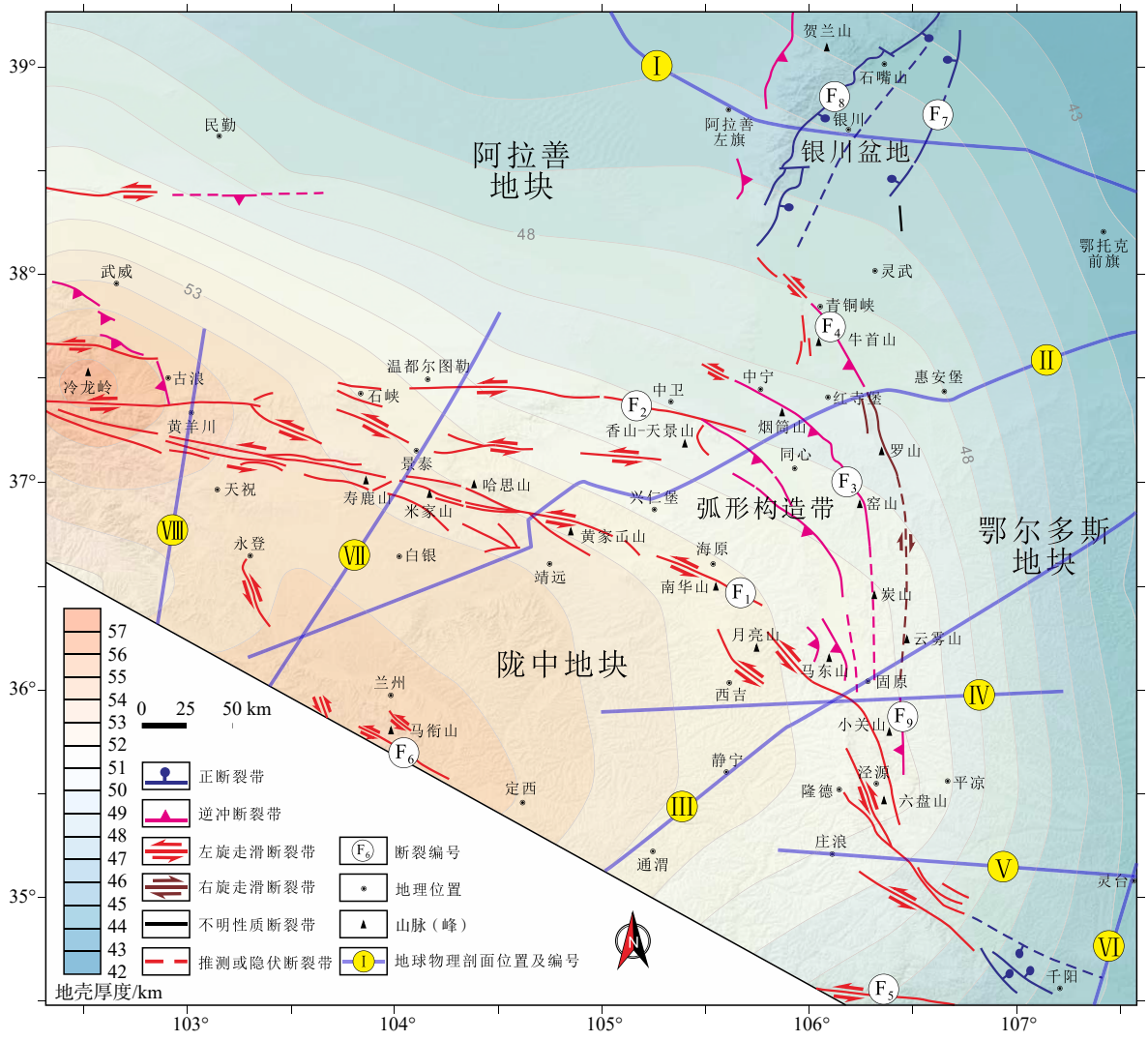
表 1 青藏高原东北缘弧形断裂带构造演化

Table 1 Tectonic evolution of the arcuate fault zones in the northeastern Tibetan Plateau

断裂带及其名称	启动年龄/Ma	最大水平挤压应力方向	断层机制	现今走滑速率/(mm/a)
海原断裂带(F_1)	～9.5(Shi et al., 2015) 5.4(王伟涛等, 2013; 雷启云等, 2016; Chen et al., 2023) 2.7(王伟涛等, 2013; 雷启云等, 2016; Chen et al., 2023)	NE—SW (Shi et al., 2015) ENE—WSW (Shi et al., 2015)	逆冲 (Shi et al., 2015) 逆冲兼左旋走滑(Shi et al., 2015; 雷启云等, 2016) 左旋走滑(西段); 逆冲兼左旋走滑(东段)(Shi et al., 2015; 雷启云等, 2016)	1～6 (Chen et al., 2023)
香山–天景山断裂带(F_2)	5.4(王伟涛等, 2013; 雷启云等, 2016; Chen et al., 2023) ～2.7(王伟涛等, 2013; 雷启云等, 2016; Chen et al., 2023)	NE—SW (Shi et al., 2015) ENE—WSW (Shi et al., 2015)	逆冲兼左旋走滑(Shi et al., 2015; 雷启云等, 2016) 正-左旋走滑(西段); 逆冲兼左旋走滑(东段)(Shi et al., 2015; 雷启云等, 2016)	2.3～2.9 (Chen et al., 2023)
烟筒山断裂带(F_3)	5.4 (董晓朋等, 2020)或 ～2.7(王伟涛等, 2013; 雷启云等, 2016; Chen et al., 2023)	NE—SW 或 ENE—WSW (Shi et al., 2015)	逆冲兼左旋走滑(雷启云等, 2016)	尚未测定
牛首山–罗山断裂带(F_4)	～2.5(Chen et al., 2015) 0.15(Chen et al., 2015)	NW—SE (Chen et al., 2015) NNE—SSW (Chen et al., 2015)	逆冲兼左旋走滑(陈虹等, 2013) 右旋走滑(陈虹等, 2013)	0.35(Chen et al., 2023)

注: 烟筒山断裂带(F_3)的启动年龄尚未被精准测定, 估算得出。

鄂尔多斯块体西缘处的 40.6 km(王帅军等, 2019)。沿阿坝–固原–吴起深地震噪声剖面(图 3 中地球物理剖面Ⅲ)的二维地壳—上地幔速度结构模型显示, 由南西向北东, 莫霍面埋深逐渐变浅, 莫霍面在 F_5 和 F_1 之间的陇中地块下方呈下凸趋势, 由 F_5 处 47 km 下降至最深处的 53 km 再回升到 F_1 东侧的 42 km, 受 F_1、F_3 和 F_4 的控制, 莫霍面呈上凸的趋势, 过了 F_4, 莫霍面埋深增加至 43 km 后逐渐稳定在 41 km(Song et al., 2024)。地震 P 波接收函数结果(Ye et al., 2015)和高分辨率反射地震结果(Ye et al., 2021)也显示地壳厚度从祁连造山带到阿拉善和鄂尔多斯地块逐渐变薄, 在 F_1 和 F_5 处, 莫霍面深度发生陡变。由 S 波接收函数方法获得的青藏高原东北部和华北克拉通西部的三维岩石圈结构也显示了这一变化规律(Wei et al., 2022)。由接收函数方法和 CCP(Common Conversion Point)堆叠成像技术获得的横跨六盘山的壳—幔结构剖面(图 3 中地球物理剖面Ⅳ)显示, 由西向东, 莫霍面埋深从陇中地块处的 45 ～ 50 km 逐渐加深至六盘山处的 55 km, 随后又逐渐变浅, 在小关山的深度为 50 km, 越过小关山, 鄂尔多斯地块的莫霍面埋深稳定在 46 km 深度(Tian et al., 2021)。与青藏高原东北缘祁连造山带东段深部结构研究结果(程永志等, 2023)基本一致。该处的地壳厚度异常可能源于纯剪切增厚作用引起的汇聚积累的结果(Guo et al., 2015), 又或者是由于陇中地块的地壳与鄂尔多斯的地壳相互作用, 在六盘山–小关山处形成向东张开的“鳄鱼嘴”型构造变形样式(Tian et al., 2021; Sun et al., 2021)。地球物理剖面Ⅴ和Ⅵ(图 3)由远震接收函数方法获得(Shen et al., 2022)。沿地球物理剖面Ⅴ(图 3)的壳—幔结构显示莫霍面平均埋深在横向上稳定在 50 km, 仅局部有微弱变化, 同时莫霍面在六盘山下方略向下弯曲, 而在六盘山东侧明显被 F_1 和小关山断裂(F_9)错断并发生叠置。而沿剖面Ⅵ(图 3)的壳—幔结构显示莫霍面平均埋深在横向上稳定在约 45 km, 同样在 F_5 处发生明显的错断和叠置。无论是在六盘山东侧还是在渭河盆地地区, 都显示一个莫霍面微微上隆的趋势。这与剖面Ⅳ(图 3)的观测结果一致(Tian et al., 2021)。这与 F_1 南端和 F_5 的左旋走滑活动控制的伸展作用有关(Jiang et al., 2024)。姚志祥等(2014)利用接收函数方法获得的西秦岭构造带及其邻区的地壳结构显示渭河盆地附近的地壳厚度为 39 km, 西秦岭构造带的地壳厚度为 42～56 km, 莫霍面在北—南向平坦。陈洁等(2020)利用接收函数方法获得沿 107.6°E 展布的剖面上鄂尔多斯地块北部莫霍面深约 45 km, 较为平缓; 鄂尔多斯南部加深至 50 km; 南边的渭河盆地到秦岭地区及四川盆地的地壳厚度从约 40 km 增厚到 47～50 km。沿合作–景泰广角地震剖面(图 3 中剖面Ⅶ)显示地壳厚度在 48 ～ 54 km 范围内自南向北变薄, 且在 F_5 处显著发生陡变, 莫霍面在 F_6 和北祁连造山带下有一定起伏(Zhang et al., 2013)。这与由接收函数方法获得的同位置的 CCP 迁移剖面显示的地壳结构特征一致(Li et al., 2022)。沿马尔康–碌曲–古浪深地震测深剖面(图 3 中剖面Ⅷ)的地壳结构显示莫霍面埋深由南部西秦岭造山带的 51 km 向北逐渐变浅至古浪处



剖面 Ⅰ 参考王帅军等，2017；剖面 Ⅱ 参考王帅军等，2019；剖面 Ⅲ 参考 Song et al., 2024；剖面 Ⅳ 参考 Tian et al., 2021；剖面 Ⅴ 和剖面 Ⅵ 参考 Shen et al., 2022；剖面 Ⅶ 参考 Li et al., 2022 和 Zhang et al., 2013；剖面 Ⅷ 参考 Jia et al., 2010

相关地壳厚度数据来自地壳 1.0 模型（https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust1.html）；断裂带注释如同图 2

图 3　青藏高原东北部及邻区构造地貌特征及地壳厚度分布

Fig. 3　Tectonic geomorphological features and crustal thickness distribution in the northeastern Tibetan Plateau and adjacent areas

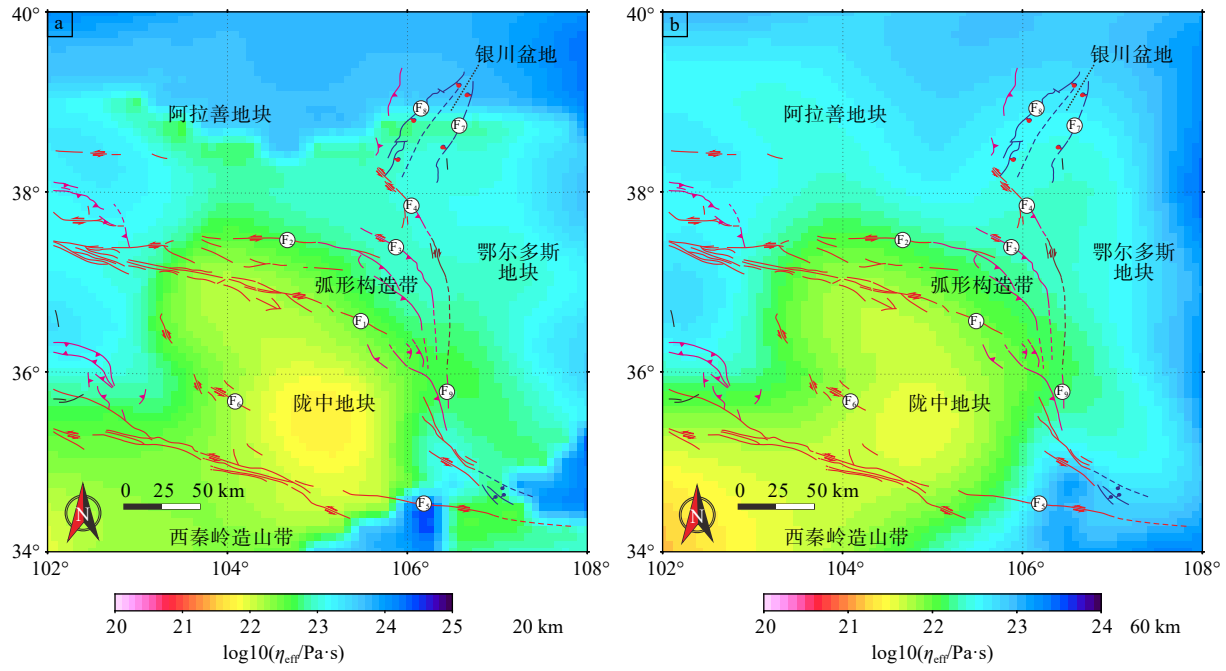
Profile Ⅰ refers to Wang et al. (2017); Profile Ⅱ refers to Wang et al. (2019); Profile Ⅲ refers to Song et al. (2024); Profile Ⅳ refers to Tian et al. (2021); Profile Ⅴ and Profile Ⅵ refer to Shen et al. (2022); Profile Ⅶ refers to Li et al. (2022) and Zhang et al. (2013); Profile Ⅷ refers to Jia et al. (2010). The data pertaining to the crustal thickness is from the publicly accessible CRUST 1.0 model, available at the website: https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust1.html; Refer to Fig. 2 for the annotations of the fault zones.

的 48 km，祁连造山带的地壳略微增厚（Jia et al., 2010）。块体的流变强度可以通过纵波和横波的速度特征来测量。地震波速降低可能意味着流变强度降低，反之亦然（Zhang et al., 2013；王帅军等，2019；Sun et al., 2021）。因此，阿拉善地块和鄂尔多斯地块是整体相对强硬的 2 个刚性地块，银川盆地次之，弧形构造带的流变强度在横向上可能弱于周围块体，而陇中地块和弧形构造带都拥有 1 个流变强度相对较弱的下地壳，同时陇中地块具有 1 个相对于弧形构造带较强硬的中—上地壳。

1.3　区域流变强度特征

基于热模型（Sun et al., 2025）得出的有效黏度（图 4），反映青藏高原东北缘及邻区的流变结构，这与更新的全球热流数据集（Lucazeau, 2019）显示的热结构相似。有效黏度低的地区往往具有较低的流变强度。流变强度在海原断裂带、香山−天景山断裂带和牛首山−罗山断裂带处发生明显突变。在横向上，陇中地块和弧形构造是相对于阿拉善地

块、鄂尔多斯地块和银川盆地较弱的区域，银川盆地强于陇中地块和弧形构造，但弱于阿拉善地块和鄂尔多斯地块。在垂向上，陇中地块和弧形构造明显具有 1 个弱的下地壳。结合地震层析成像结果（Sun et al., 2021），陇中地块相对弧形构造具有 1 个较强的上地壳。这与壳—幔波速结构显示的特征一致。



a—20 km 深度有效黏度等值线图及主要断裂带；b—60 km 深度有效黏度等值线图及主要断裂带

图 4 青藏高原东北部及邻区有效黏度等值线图以及主要断裂带（据 Sun et al., 2025 修改；其中岩石圈结构的有效黏度根据 CRUST1.0 模型，http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/rem.html；断裂带图例及编号参考图 2）

Fig. 4 Contour maps of effective viscosity and the major faults in the northeastern Tibetan Plateau and adjacent areas (modified according to Sun et al., 2025; The effective viscosity of the lithosphere structure is based on the CRUST1.0 model, http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/rem.html; The legend and numbers of the fault zones are referenced from Fig. 2)

(a) Contour map of effective viscosity at depth of 20 km and main fault zones; (b) Contour map of effective viscosity at depth of 60 km and main fault zones

2 数值模拟方法及原理

2.1 控制方程

弹性本构方程通常是用于研究地壳或岩石圈短期变形（Zhang et al., 2023; Yuan et al., 2024）。然而，为了描述大尺度和长期变形，可以将大陆岩石圈看成 1 个连续体，遵循牛顿定律或者幂律流变学（Sun et al., 2025）。在板块内部，深断裂总是在岩石圈变形中扮演 1 个重要角色。因此，此次研究采用 1 个具有连续性假设的黏—塑性流变体，从而有效且方便地模拟应变局部化效应，而这种应变局部化效应等同于断层效应（Yuan et al., 2024）。在三维空间中，描述准静态不可压缩蠕变流体的方程为：

$$-\frac{\partial P}{\partial x_j}+\frac{\partial}{\partial x_i}\left(\eta_{\mathrm{eff}}\frac{\partial v_j}{\partial x_i}\right)+\rho \boldsymbol{g_j}=0 \quad \mathrm{j}=1,2,3 \tag{1}$$

质量守恒方程（不可压缩条件）：

$$\frac{\partial v_j}{\partial x_j}=0 \tag{2}$$

式中，P 代表压强，v_j 代表速度分量，η_{eff} 代表有效黏度，ρ 是密度，$\boldsymbol{g_j}=[0,\ 0,\ \mathrm{g}]^{\mathrm{T}}$ 是重力加速度。本构方程为：

$$\sigma_{ij}=-P\delta_{ij}+2\eta_{\mathrm{eff}}\dot{\varepsilon}_{ij} \tag{3}$$

式中，σ_{ij} 为应力张量（定义挤压应力为负值），δ_{ij} 为克罗内克德尔塔张量，应变率张量 $\dot{\varepsilon}_{ij}$：

$$\dot{\varepsilon}_{ij}=\frac{1}{2}\left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j}+\frac{\partial v_j}{\partial x_i}\right) \tag{4}$$

式中，为适应有限元计算，在模型黏—塑性变

形过程中，采用 Drucker–Prager 屈服准则，它考虑了中间主应力的影响，认为材料的屈服不仅与最大、最小主应力有关，还与中间主应力有关。屈服准则遵循：

$$F = \alpha I_1 + \sqrt{J_2} - \kappa = 0 \quad (5)$$

式中，F 为屈服函数，$I_1 = \sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33}$ 是第 1 应力不变量，$J_2 = \frac{1}{6}[(\sigma_{11}-\sigma_{22})^2 + (\sigma_{22}-\sigma_{33})^2 + (\sigma_{33}-\sigma_{11})^2]$ 是偏应力的第 2 不变量。α 反映了材料对静水压力的敏感程度。κ 与材料的黏聚力等性质有关。α 和 κ 的表达式分别为：

$$\alpha = \frac{\sin\varphi}{\sqrt{3}\sqrt{9+3\sin^2\varphi}} \quad (6)$$

$$\kappa = \frac{3c\cos\varphi}{\sqrt{3}\sqrt{9+3\sin^2\varphi}} \quad (7)$$

其中 φ 为内摩擦角，c 为黏聚力。

有限元代码是使用商业有限元软件包 FEPG (www.ectec.asia) 开发的。通过与沙箱实验以及下沉块与其周围弱介质之间具有不同黏度对比的矩形块的下沉进行比较，验证了数值求解器（Sun et al., 2015）。

2.2　有限元初始模型、网格划分及垂向分层

三维有限元模型（图 5a）在水平方向上分为鄂尔多斯地块（OB）、阿拉善地块（AB）、陇中地块（LZB）、银川盆地（YCB）和弧形构造（ATB）5 部分，陇中地块与其他 3 个区域的界线为海原断裂带（F_1），弧形构造与银川盆地的界线为牛首山–罗山断裂带（F_4）。该模型的平面轮廓为四边形截切掉左下角后形成的五边形，5 个顶点坐标分别为 A（102.3157°E, 39.26847°N）、B（107.5843°E, 39.26847°N）、C（107.5843°E, 34.47701°N）、D（106.1083°E, 34.47701°N）、E（102.3157°E, 36.59635°N）。F（102.3157°E, 37.38174°N）为 AE 边的分界点，其两侧边界条件不同。网格划分方案在图 5b 中展示。模型垂向初始总厚度设置为 100 km（图 5c），其中，上地壳初始厚度 d_1=14 km, 中地壳初始厚度 d_2=13 km, 下地壳初始厚度 d_3=13 km, 岩石圈地幔部分的初始厚度 d_4=60 km。

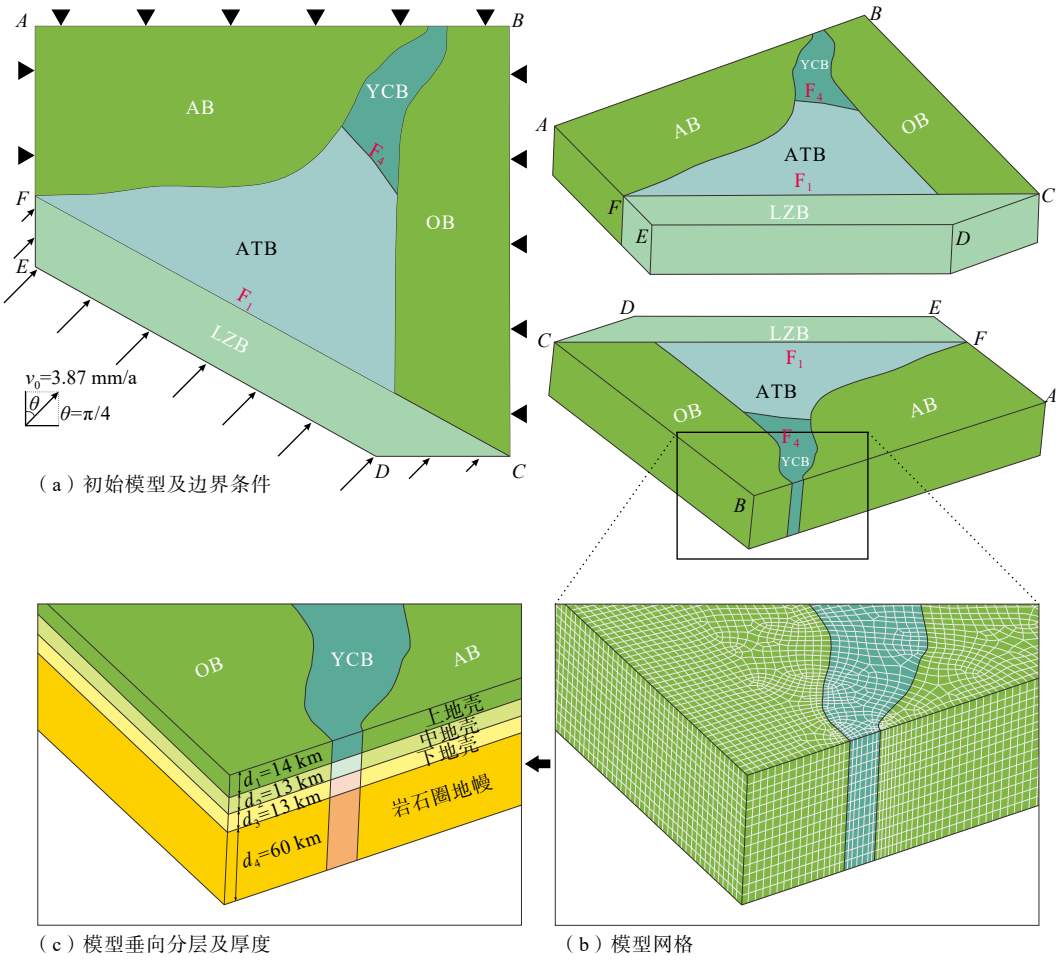
2.3　模型边界条件及参数设置

模拟针对前期工作获得的弧形构造形成过程（9.5 ～ 2.5 Ma; 图 5a）。假设相对于弧形构造稳定且强硬的阿拉善地块、鄂尔多斯地块和银川盆地在水平方向上相对固定，而陇中地块在高原扩展背景下，不断向东北推挤。AF 与 AB 和 BC 一样为滑动边界（黑色倒三角标记的边界），在水平方向上其初始速度固定为 0，但垂向上可随时间变化，而 EF 与 CD 和 DE 一样为施加速度的边界，速度的大小和方向可以随时间改变（图 5a）。EF、CD 和 DE 边界上施加的速度大小取自平衡剖面恢复获得的平均值 3.87 mm/a（Zhao et al., 2025），其方向与北向的夹角 θ 为 45°。假设模型中边界条件在垂向上一致，在弧形构造形成的主要阶段（9.5 ～ 2.5 Ma, 时间步为 0.1 Ma, 共计 70 步），将 EF、CD 和 DE 边的初始速度 V_0 的方向统一设置为 N45°E, DE 边速度大小为均匀的 3.87 mm/a, EF 和 CD 边的速度由 3.87 mm/a 按纵坐标线性减小到 0。

此外，数值模拟模型同时考虑了黏性和塑性变形。模型中涉及的参数除有效黏度（η_{eff}）和密度（ρ）外，还有黏聚力（c）和内摩擦角（φ）。为方便测试，将所有模型材料的内摩擦角设置为 30°，在黏度一定的情况下，仅通过改变黏聚力来控制材料的屈服强度。所有模型中阿拉善地块和鄂尔多斯地块的黏度均设置为 1.0×10^{23} Pa · s, 其他块体的各层黏度均设置为 2.5×10^{22} Pa · s。所有模型中阿拉善地块和鄂尔多斯地块岩石圈各层的黏聚力均设置为 3.0×10^5 MPa。所有模型中陇中地块和弧形构造的岩石圈地幔黏聚力设置为 50 MPa。在 Case-1 模型中，没有银川盆地的阻挡，将银川盆地和弧形构造作为 1 种材料处理，二者的地壳各层黏聚力均设置为 5.0 MPa, 陇中地块地壳各层黏聚力均设置为 20 MPa。在 Case-2 模型中，加载了银川盆地的阻挡作用，银川盆地各层黏聚力均设置为 3.0×10^3 MPa, 其余各层黏聚力与 Case-1 模型设置相同。在 Case-3 模型中，设置了陇中地块和弧形构造具有 1 个弱的下地壳，陇中地块中、上地壳黏聚力设置为 20.0 MPa, 弧形构造中、上地壳黏聚力设置为 5.0 MPa。所有弱的下地壳，黏聚力均设置为 2.0 MPa。具体参数见表 2。

3　数值模拟结果

最大剪应变率是指材料在受力过程中，单位时间内剪应变的最大值，可反映材料内部各点之间相对剪切变形的快慢程度，是描述材料变形速率的 1 个重要物理量。当最大剪应变率在材料中某区域集中分布时，意味着该区域材料内部的剪切变形速率远高于其他区域。随着剪应变率增加，材料内应



OB—鄂尔多斯地块；AB—阿拉善地块；YCB—银川盆地；LZB—陇中地块；ATB—弧形构造；F_1—海原断裂带；F_4—牛首山–罗山断裂带

图 5 初始模型和边界条件以及网格划分和垂向分层方案

Fig. 5 Initial model and boundary conditions, scheme of mesh discretization and vertical stratification

(a) Initial model and boundary conditions; (b) Scheme of mesh discretization; (c) Scheme of vertical stratification

OB–Ordos Block; AB–Alxa Block; YCB–Yinchuan Basin; LZB–Longzhong Block; ATB–Arcuate Tectonic Belt; F_1–Haiyuan Fault Zone; F_4–Niushoushan–Luoshan Fault Zone

力不断积累，当应力达到材料的屈服强度时，材料就会发生屈服。在地壳中，最大剪应变率集中分布区也是地壳发生屈服变形的区域，往往与断层、褶皱等构造活动强烈的地带相对应（Triosoy et al., 2023）。主要对模型最大剪应变率在地表和 3 条剖面上的分布特征及其随时间演化规律进行分析，提出弧形构造相关的主干断裂发育过程与深部结构。

3.1 银川盆地阻挡对弧形构造扩展的控制作用

在 Case-1 模型中（图 6a），地表最大剪应变率在～2.5 Ma 的分布特征表明，最大剪应变率的最高值（1.0×10^{-15}～1.5×10^{-15} s^{-1}）主要分布在阿拉善地块南缘和鄂尔多斯地块西南缘，指示该区强烈的剪切变形活动。海原断裂带应变集中较弱，最大剪应变率范围仅为 4.0×10^{-16}～5.0×10^{-16} s^{-1}。弧形构造内部并未形成应变集中带，因此，除海原断裂带外，并无新断裂带发育。

在 Case-2 模型中（图 6b），地表最大剪应变率在～2.5 Ma 的分布特征表明，阿拉善地块南缘和鄂尔多斯西南缘的最大剪应变率为 0.8×10^{-15}～1.2×10^{-15} s^{-1}，剪切活动相对 Case-1 模型减弱。相应地，在香山–天景山断裂带和牛首山–罗山断裂带形成了新的应变集中带，最大剪应变率范围分别为 2.5×10^{-16}～3.0×10^{-16} s^{-1} 和 3.5×10^{-16}～4.5×10^{-16} s^{-1}。海原断裂带应变集中也相对增强，最大剪应变率为 4.0×10^{-16}～4.5×10^{-16} s^{-1} 的分布范围由两端向中间汇聚，有连通的趋势。

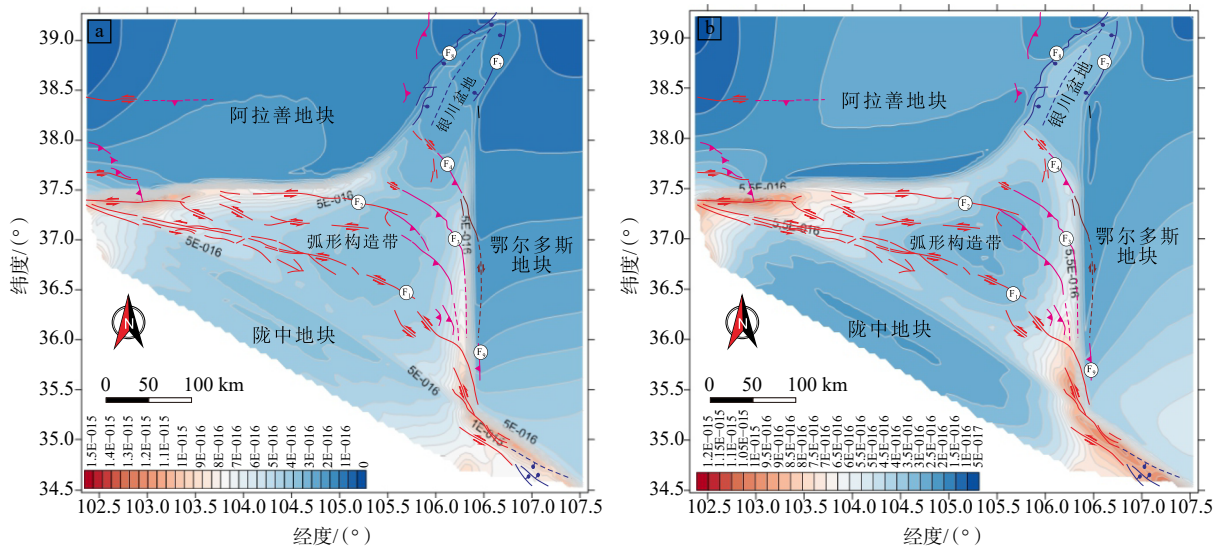
对比 Case-1 和 Case-2 模型的地表最大剪应变率在 2.5 Ma 的分布特征，结果表明如果缺乏相对强

表 2　模型参数

Table 2　Model Parameters

地块	分层	Case-1		Case-2		Case-3	
		η_{eff} / Pa · s	C/MPa	η_{eff} /(Pa · s)	C/MPa	η_{eff} /(Pa · s)	C/MPa
鄂尔多斯地块和阿拉善地块	上地壳	1×10^{23}	3×10^{5}	1×10^{23}	3×10^{5}	1×10^{23}	3×10^{5}
	中地壳						
	下地壳						
	岩石圈地幔						
银川盆地	上地壳	2.5×10^{22}	5	2.5×10^{22}	3×10^{3}	2.5×10^{22}	3×10^{3}
	中地壳						
	下地壳						
	岩石圈地幔		50				
弧形构造带	上地壳	2.5×10^{22}	5	2.5×10^{22}	5	2.5×10^{22}	5
	中地壳						
	下地壳						2
	岩石圈地幔		50		50		50
陇中地块	上地壳	2.5×10^{22}	20	2.5×10^{22}	20	2.5×10^{22}	20
	中地壳						
	下地壳						2
	岩石圈地幔		50		50		50

注: 上地壳密度为2700 kg/m^3, 中地壳密度为2800 kg/m^3, 下地壳密度为3000 kg/m^3, 岩石圈地幔密度为3300 kg/m^3



断裂带图例和编号请参考图 2; 图中数值用科学计数法表示, E 代表以 10 为底的指数, 如 1.5E-015 为 1.5×10^{-15}

a—Case-1 模型最大剪应变率分布特征(在～2.5 Ma 时的结果); b—Case-2 模型最大剪应变率分布特征(在～2.5 Ma 时的结果)

图 6　Case-1 和 Case-2 模型最大剪应变率分布特征

Fig. 6　The distribution of the maximum shear strain rate for the Case-1 and Case-2 models

(a) The distribution of the maximum shear strain rate for the Case-1 model (the result at ～2.5 Ma); (b) The distribution of the maximum shear strain rate for the Case-2 model (the result at ～2.5 Ma)

The values in the figure are expressed in scientific notation, where E represents the exponent with base 10

The legend and numbers of the fault zones are referenced from Fig. 2

硬的银川盆地的有效阻挡，弧形构造难以产生应变集中带。而应变集中带的缺失，使得地壳无法达到屈服条件，进而难以形成新的断裂带。因此，相对强硬的银川盆地阻挡是弧形构造形成的重要前提条件。

3.2 弱的下地壳对弧形构造扩展的控制作用

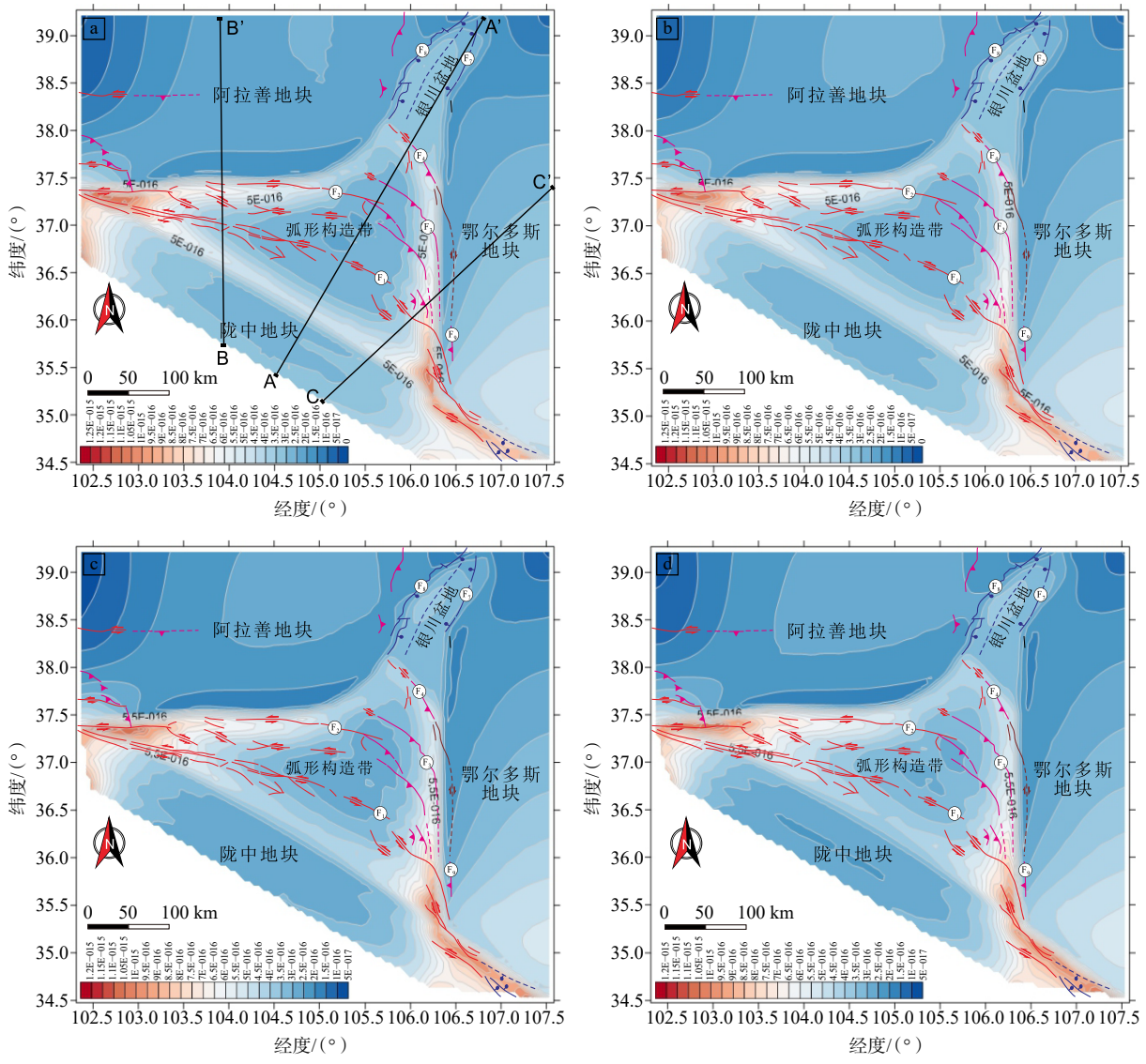
Case-3 模型的地表最大剪应变率随时间演化结果（图 7）表明，海原断裂带在～9.0 Ma 应变集中最强，随时间推移，应变集中逐渐减弱，表现为最大剪应变率的分布范围由狭窄的带状变为较宽泛的带状，最大剪应变率为 4.0×10^{-16}～4.5×10^{-16} s^{-1} 的分布范围由连通的带状从中间断开，并向两端退却。同时显示，香山−天景山断裂带东段在约～9.0 Ma 前已经形成（图 7a），在地表表现为最大剪应变率为 2.0×10^{-16} ～ 2.5×10^{-16} s^{-1} 的分布范围呈弧形带状分布。到 7 Ma（图 7b），弧形带状消失，整个弧形构造中部被最大剪应变率为 2.0×10^{-16} ～ 2.5×10^{-16} s^{-1} 的分布范围覆盖，可能指示香山−天景山断裂带在此时不活动，弧形构造以缩短增厚变形为主，表现为地壳快速隆升。到 5.0 Ma（图 7c），阿拉善地块南缘剪切活动的加强引起香山−天景山断裂带西段活动增强并进一步向东延伸。同时，鄂尔多斯地块西缘的强烈剪切活动使香山−天景山断裂带东段的最南端活动增强并向西北延伸，但相对于西段活动要弱得多。整个香山−天景山断裂带的变形开始由两端向中间传递。到～2.5 Ma（图 7d），香山−天景山断裂带最大剪应变率为 3.0×10^{-16} ～ 3.5×10^{-16} s^{-1}的分布范围形成弧形带状，表明香山−天景山断裂带东段再次应变集中，发生强烈活动。阿拉善地块南缘和鄂尔多斯地块的西南缘应变集中逐渐增强，最大剪应变率的平均值在～5.0 Ma 左右由 5.0×10^{-16} s^{-1} 升高至 5.5×10^{-16} s^{-1}（图 7c），表明弧形构造在向东北扩展的过程中，沿块体边界的剪切活动逐渐增强，且在～5 Ma 明显增强。随着鄂尔多斯地块西缘剪切活动的增强和向北传递，牛首山−罗山断裂带应变集中自～9 Ma 始逐渐增强，剪切活动也逐渐增强（图 7）。烟筒山断裂带的活动痕迹在地表并不明显，自始至终未发现地表有应变集中带产生。

对比 Case-3 模型（图 6b）与 Case-2（图 7d）模型最大剪应变率分布特征在～2.5 Ma 的结果，表明弱的下地壳有利于弧形构造的扩展和断裂带的发育。Case-3 模型中海原断裂带、香山−天景山断裂带和牛首山−罗山断裂带应变集中明显更强。

横跨陇中地块、弧形构造和银川盆地的剖面 A–A’显示（图 8），香山−天景山断裂带和烟筒山断裂带是同时形成于～9.0 Ma 的（图 8a），此时香山−天景山断裂带和烟筒山断裂带的切割深度分别仅为 10 km 和 5 km。随时间推移，二者切割深度几乎不变，但应变集中不断增强。直到～2.5 Ma，香山−天景山断裂带应变集中大幅度增强，切割深度增至 20 km，烟筒山断裂带切割深度增加不明显，小于 10 km。海原断裂带应变集中整体随时间推移逐渐减弱，仅 10 km 深度以内和 15 ～ 50 km 深度之间的部分保持较强的应变集中，这与地震震源在海原断裂带的分布特征一致。牛首山−罗山断裂带随时间推移，上地壳部分应变集中逐渐增强，中—下地壳部分应变集中自上而下逐渐增强，表现为最大剪应变率为 3.4×10^{-16} ～ 3.6×10^{-16} s^{-1} 的分布范围逐渐向银川盆地倾斜并向下延伸（图 8）。从整个剖面最大剪应变率随时间演化的规律看，弧形构造带明显沿 20 km 和 40 km 拆离，变形发生解耦。强烈的拆离活动时间为 9.0 ～ 7.0 Ma 之间（约 8.0 Ma）和大约 5.0 Ma。

横跨陇中地块、弧形构造和阿拉善地块的 B–B’剖面显示（图 9），海原断裂带的应变集中随时间推移逐渐减弱，地壳变形沿 20 km 深度发生解耦。香山−天景山断裂带西段的应变集中在上地壳逐渐增强，且暖色调最大剪应变率的分布范围逐渐向海原断裂带扩展，～2.5 Ma 到达海原断裂带。其中—下地壳应变集中也不断增强，暖色调最大剪应变率分布范围向阿拉善及其深部扩展，影响深度在 20 ～ 85 km 之间。

横跨陇中地块、弧形构造和鄂尔多斯地块的剖面 C–C’显示（图 10），与剖面 B–B’（图 9）相似，海原断裂带应变集中逐渐减弱，变形沿 20 km 深度发生解耦，牛首山−罗山断裂带上地壳应变集中逐渐增强，影响范围逐渐向海原断裂带扩展，其中—下地壳应变集中范围向鄂尔多斯及其深部延伸，主要影响深度依然在 20 ～ 85 km 之间。牛首山−罗山断裂带活动性自始至终都非常强烈，随着时间推移，先后带动烟筒山断裂带（～7.0 Ma）、香山−天景山断裂带东段（～2.5 Ma）的强烈活动，表现为应变集中的增强和切割深度的大幅度增加。在～2.5 Ma，海原断裂带的活动可能受到了来自牛首山−罗山断裂带变形传递的控制。在剖面 C–C’上，烟筒山断裂带切



3 条剖面 A–A'、B–B' 和 C–C' 在(a)中用黑线表示；断裂带图例和编号请参考图 2；图中数值用科学计数法表示，E 代表以 10 为底的指数，如 1.25E-015 为 1.25×10^{-15}

a—地表最大剪应变率在～9 Ma 的分布特征；b—地表最大剪应变率在～7 Ma 的分布特征；c—地表最大剪应变率在～5 Ma 的分布特征；d—地表最大剪应变率在～2.5 Ma 的分布特征

图 7　Case-3 模型地表最大剪应变率分布特征及其随时间演化规律

Fig. 7　The distribution of the maximum shear strain rates on the surface and the characteristics of their evolution over time

(a) Distribution of the maximum shear strain rate on the surface at ～9 Ma; (b) Distribution of the maximum shear strain rate on the surface at ～7 Ma; (c) Distribution of the maximum shear strain rate on the surface at ～5 Ma; (d) Distribution of the maximum shear strain rate on the surface at ～2.5 Ma

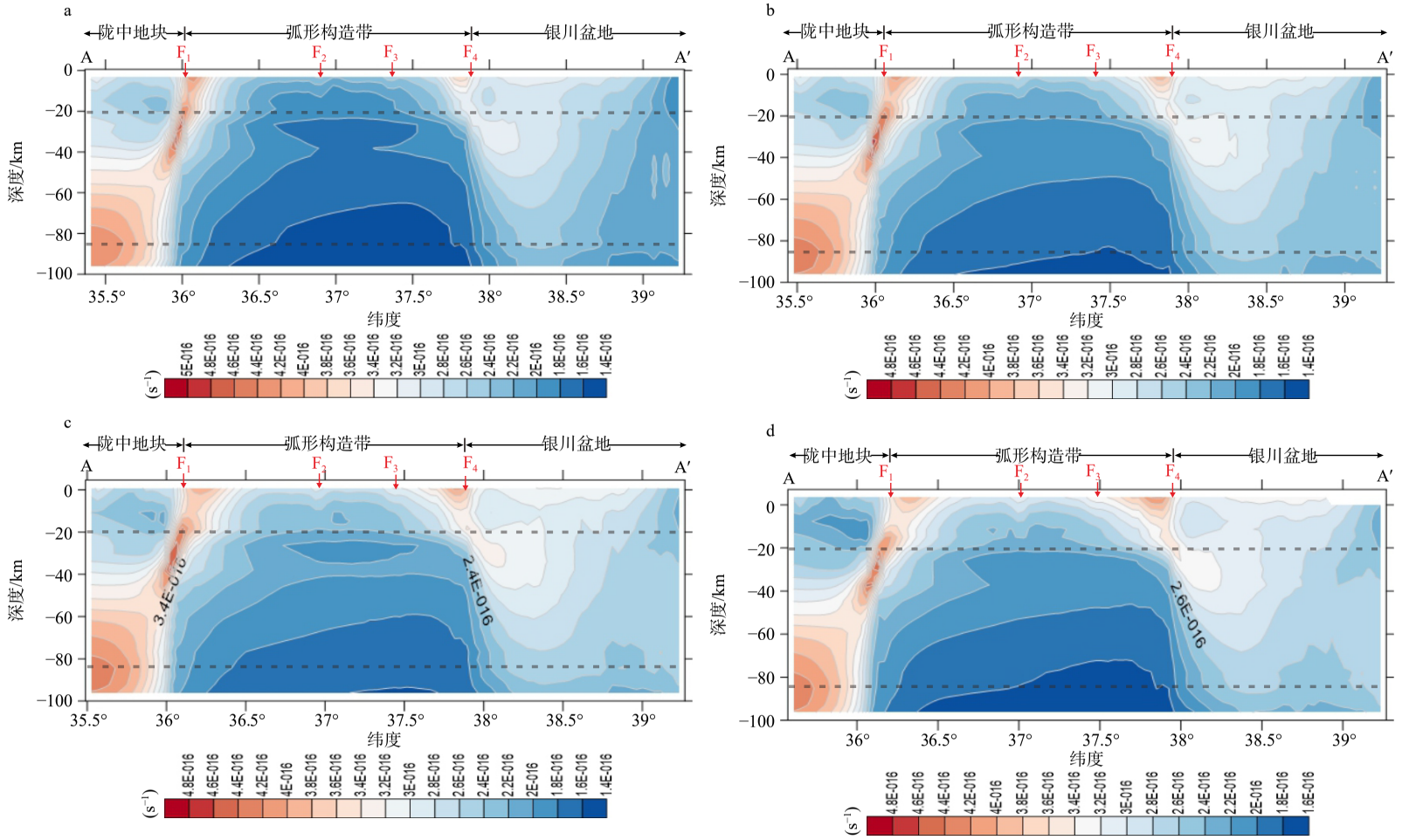
The three cross-sections A–A', B–B', and C–C' are indicated by black lines in (a). The legend and numbers of the fault zones are referenced from Fig. 2. The values in the figure are expressed in scientific notation, where E represents the exponent with base 10.

割深度，从 9.0 Ma 到 7.0 Ma，由大约 10 km 快速增加至 20 km，到～5.0 Ma 已经突破到 25 km，到～2.5 Ma，其切割深度可能已经到了 40 km 以下。香山–天景山断裂带的切割深度在 9 Ma 以来为 5 km，到～2.5 Ma 迅速增加至 10 km。

4　讨论

4.1　控制弧形断裂带发育的主要深浅部边界条件

在新生代，印–欧大陆的强烈陆–陆碰撞，引发



图中数值用科学计数法表示，E 代表以 10 为底的指数，如 4.8E-016 为 4.8×10^{-16}

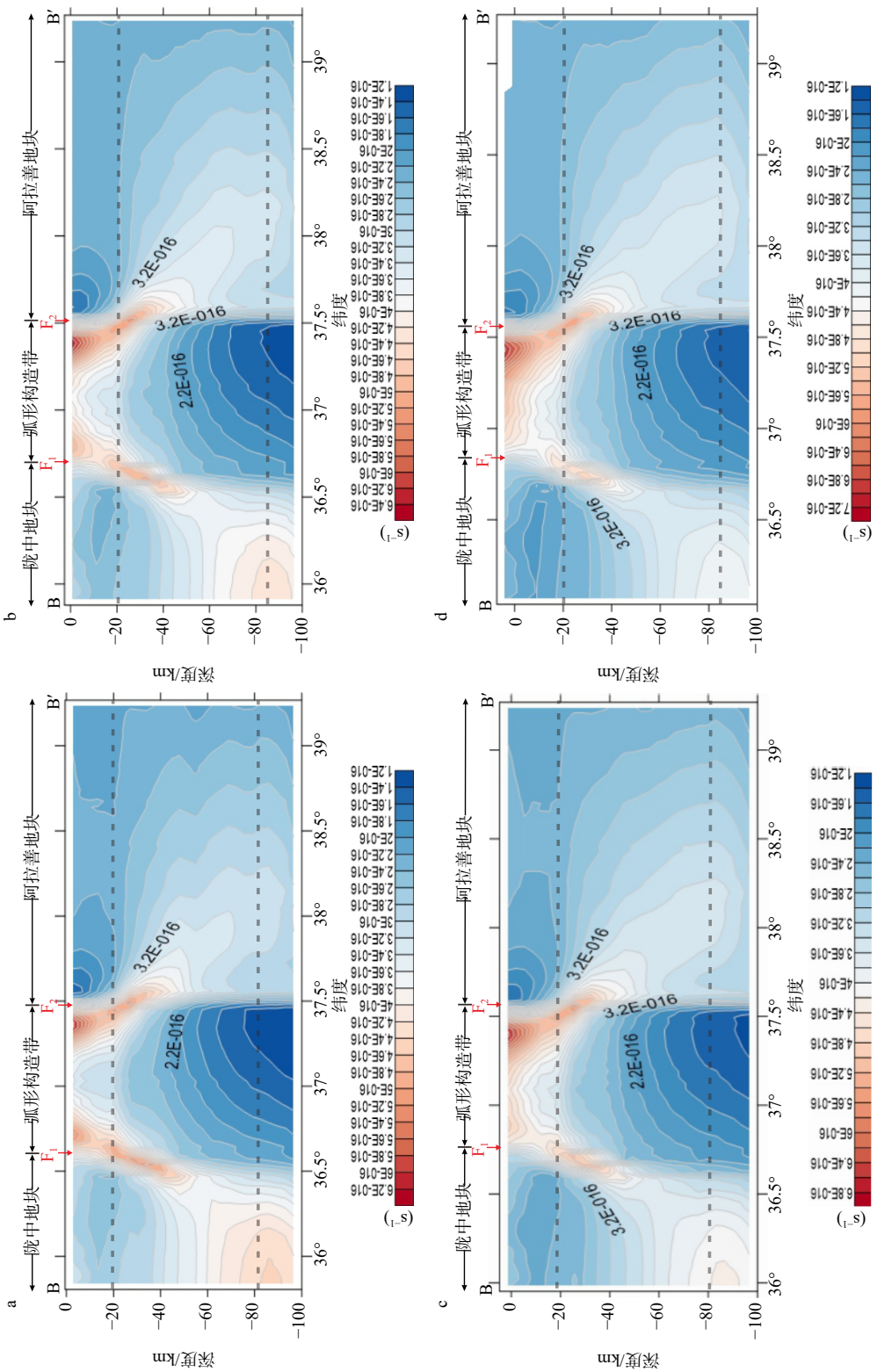
a—最大剪应变率沿 A-A′剖面在～9 Ma 的分布特征；b—最大剪应变率沿 A-A′剖面在～7 Ma 的分布特征；c—最大剪应变率沿 A-A′剖面在～5 Ma 的分布特征；d—最大剪应变率沿 A-A′剖面在～2.5 Ma 的分布特征

图 8　Case-3 模型 A–A′剖面最大剪应变率分布特征及其随时间演化规律

Fig. 8　The distribution of the maximum shear strain rate along the A–A′ section in the Case-3 model and the characteristics of their evolution over time

(a) The distribution of the maximum shear strain rate along the A–A' section at ～9 Ma; (b) The distribution of the maximum shear strain rate along the A–A' section at ～7 Ma; (c) The distribution of the maximum shear strain rate along the A–A' section at ～5 Ma; (d) The distribution of the maximum shear strain rate along the A–A' section at ～2.5 Ma

The values in the figure are expressed in scientific notation, where E represents the exponent with base 10



图中数值用科学计数法表示，E 代表以 10 为底的指数，如 6.2E-016 为 2.6×10^{-16}

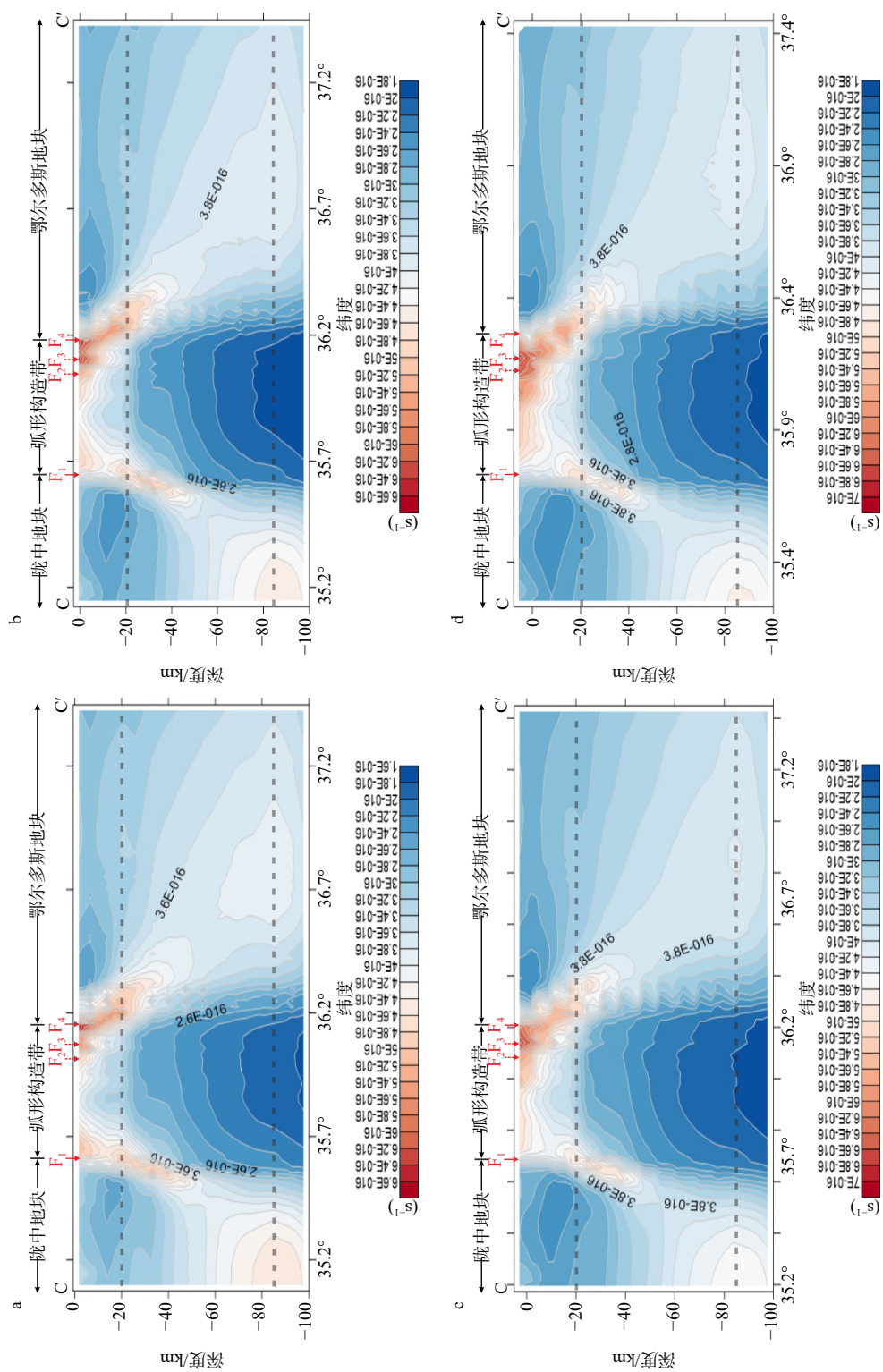
a—最大剪应变率沿 B-B′剖面在～9 Ma 的分布特征；b—最大剪应变率沿 B-B′剖面在～7 Ma 的分布特征；c—最大剪应变率沿 B-B′剖面在～5 Ma 的分布特征；d—最大剪应变率沿 B-B′剖面在～2.5 Ma 的分布特征

图 9　Case-3 模型 B–B′剖面最大剪应变率分布特征及其随时间演化规律

Fig. 9　The distribution of the maximum shear strain rate along the B–B′ section in the Case-3 model and the laws of their evolution over time

(a) The distribution of the maximum shear strain rate along the B–B′ section at ～9 Ma; (b) The distribution of the maximum shear strain rate along the B–B′ section at ～7 Ma; (c) The distribution of the maximum shear strain rate along the B–B′ section at ～5 Ma; (d) The distribution of the maximum shear strain rate along the B–B′ section at ～2.5 Ma

The values in the figure are expressed in scientific notation, where E represents the exponent with base 10



图中数值用科学计数法表示，E 代表以 10 为底的指数，如 6.6E-016 为 6.6×10^{-16}

a—最大剪应变率沿 C-C′剖面在～9 Ma 的分布特征；b—最大剪应变率沿 C-C′剖面在～7 Ma 的分布特征；c—最大剪应变率沿 C-C′剖面在～5 Ma 的分布特征；d—最大剪应变率沿 C-C′剖面在～2.5 Ma 的分布特征

图 10 Case-3 模型 C–C′剖面最大剪应变率分布特征及其随时间演化规律

Fig. 10 The distribution of the maximum shear strain rate along the C–C′ section in the Case-3 model and the laws of their evolution over time

(a) The distribution of the maximum shear strain rate along the C–C′ section at ～9 Ma; (b) The distribution of the maximum shear strain rate along the C–C′ section at ～7 Ma; (c) The distribution of the maximum shear strain rate along the C–C′ section at ～5 Ma; (d) The distribution of the maximum shear strain rate along the C–C′ section at ～2.5 Ma

The values in the figure are expressed in scientific notation, where E represents the exponent with base 10

了青藏高原持续隆升与侧向生长，这一重大地质事件，为弧形构造形成提供了动力来源。研究表明，整个弧形构造形成于 9.5 ～ 2.5 Ma 期间的北东—南西向构造挤压阶段（Shi et al., 2015, 2020b; Zhao et al., 2025）。

一方面，岩石圈流变强度在横向上的显著差异，构成弧形构造形成的一级控制因素。在青藏高原向东北方向扩展过程中，高原地壳物质向北东迁移时，遇到流变强度较高的阿拉善地块和鄂尔多斯地块的阻挡（田勤俭和丁国瑜，1998），随后高原地壳物质向阿拉善地块和鄂尔多斯地块之间、流变强度相对较弱的银川盆地挤入，这可能是弧形构造形成的必要条件。但这只是沿块体边界发生强烈的剪切变形，难以形成弧形构造内的断裂带（Zhao et al., 2025）。因此，进一步验证了银川盆地的阻挡对弧形构造形成的控制作用。模拟结果表明，较强硬的银川盆地阻挡可以导致弧形构造内部产生应变集中带，使得地壳达到屈服条件，进而发育新的断裂带。也就是说，强硬的银川盆地阻挡作用是弧形构造扩展和断裂带发育的重要前提条件。

另一方面，大量的地球物理数据都显示陇中地块和弧形构造具有 1 个弱的下地壳（王帅军等，2019; Tian et al., 2021; Li et al., 2022; Song et al., 2024）。这与青藏高原东北部及邻区有效黏度（流变强度）空间分布特征一致（图 4; Sun et al., 2025）。已有的研究成果表明弱的中—下地壳有利于弧形构造的形成和地壳增厚，但不会改变地壳厚度分布特征和地貌形态（Zhao et al., 2025）。也进一步证实了弱的下地壳有利于弧形构造内断裂带的发育，表现为断裂带应变集中和活动性相对增强。但弱的下地壳并非弧形构造形成的必要条件。

4.2　弧形构造带的形成模式

综合 Case-3 模型的地表和 3 条剖面的最大剪应变率分布特征随时间演化规律（图 7—10），表明香山−天景山断裂带东段和烟筒山断裂带在～9.0 Ma 就已经形成，后者在地表并不明显。随着陇中地块向东北挤压，强烈的左旋走滑剪切变形由弧形构造的西端沿阿拉善地块南缘向东扩展，导致海原断裂带西段、香山−天景山断裂带西段、烟筒山断裂带北段发生强烈的左旋走滑活动。强烈的右旋走滑剪切变形由弧形构造东端沿鄂尔多斯西南缘向牛首山−罗山断裂带、烟筒山断裂带南段和香山−天景山断裂带东段延伸。海原断裂带中段以逆冲为主，西段为左旋走滑兼逆冲活动，东段为右旋走滑兼逆冲活动。在弧形构造西部，地壳以缩短增厚为主，而东部则构造变形较为复杂，除地壳缩短增厚外还显示有强烈的断裂活动。

其中，A–A′剖面显示，香山−天景山断裂带东段切割深度约 20 km，烟筒山断裂带切割深度约 5 km（图 8），这与王帅军等（2019）中的二维壳幔速度结构与构造图显示的特征一致。而 B–B′剖面显示，香山−天景山断裂带东段切割深度约 10 km，烟筒山断裂带切割深度约 20 km（图 9）。海原断裂带的应变集中随着时间逐渐减弱，活动也逐渐减弱，应变集中主要分布在中—下地壳（20 ～ 40 km 深度）。这可能表明陇中地块与弧形构造逐渐归并在一起，并向银川盆地挤入。C–C′剖面显示，烟筒山断裂带开始向六盘山构造带汇聚，其切割深度可能大于 40 km。香山−天景山断裂带东段也在此处汇聚，其切割深度至少在 10 ～ 20 km（图 10）。这一结果与 Song et al.（2024）获得的相邻剖面中地壳—上地幔波速结构模型相吻合。此外，地震活动分布特征也很好地印证了模拟获得的断裂切割深度和活动特征。

显然，上述模拟显示的弧形构造断裂形成过程，并非前文提到的“前展式生长”，或者“后展式生长”，也非“无序生长”，而是近乎同步生长过程。具体地，弧形构造中的海原断裂带和牛首山−罗山断裂带作为先存的边界断裂带，在～9.5 Ma 之前便已形成（Shi et al., 2015）。在北东—南西向构造挤压作用下，牛首山−罗山断裂带约～9.0 Ma 强烈活动，与此同时，香山−天景山断裂带和烟筒山断裂带同步开始发育。之后断裂向深部扩展，最终切入中地壳。其中，香山−天景山断裂带东段切割深度约 10 ～ 20 km，烟筒山断裂带切割深度约 5 ～ 20 km。因此，与已有的青藏高原东北缘弧形构造生长模型（图 11）不同，弧形构造发育主要以同步扩展方式为特征（图 12）。

4.3　弧形构造生长扩展的深部变形机制

从 Case-3 模型 3 个剖面的断裂解译情况看（图 13），弧形构造是夹于 2 个强硬块体之间的薄弱区域，因此在挤压过程中，两侧相对较硬的块体地壳向中间挤压弧形构造的地壳，在深部形成类似于“对冲”构造样式（Cheng et al., 2019）。这种构造样式在弧形构造带北侧的块体边界处与 Sun et al.（2021）根据横跨青藏高原东北部和鄂尔多斯地块的高分辨率地震影像提出的“鳄鱼嘴”变形模式类似，而在南侧与

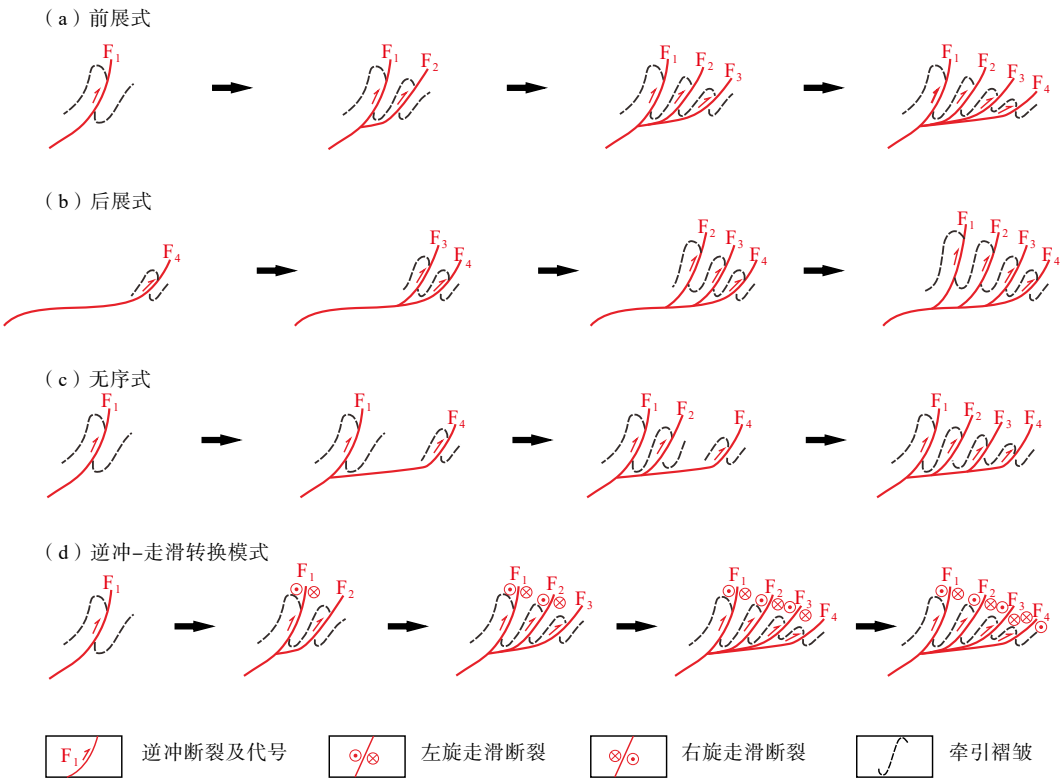


图 11 青藏高原东北缘弧形构造生长模型

Fig. 11 The models for the growth of the arcuate structure in the northeastern Tibetan Plateau

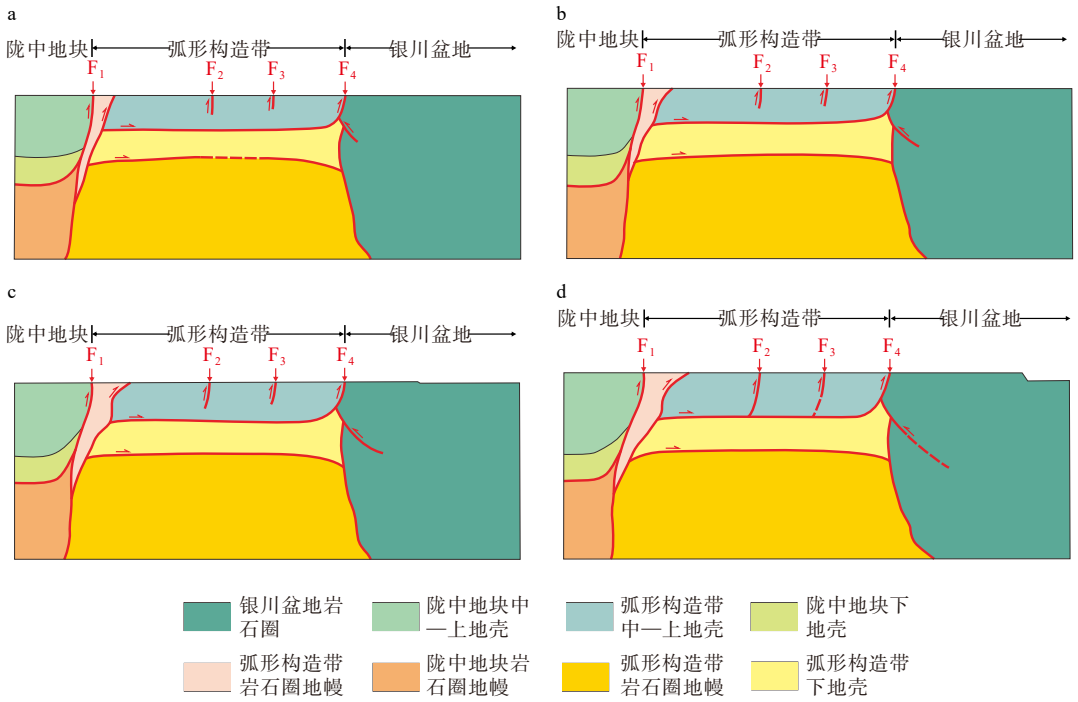
(a) Forward expansion mode; (b) Backward expansion mode; (c) Disordered expansion mode; (d) Thrust–slip transformation mode

Ye et al.(2021)根据接收函数方法获得的壳—幔结构宽频地震影像所提出的岩石圈尺度的“逆冲楔”模型相似。弧形构造沿大约 20 km 和 40 km 深度发生拆离，因此，在垂向上按照构造变形方式可划分为 3 个构造层(Hu et al., 2022)。中—上地壳以褶皱和逆冲构造为变形方式使地壳在挤压条件下发生地壳水平缩短和垂向增厚(Yuan et al., 2024)。弱的下地壳以水平缩短增厚为主，并充当弧形构造发育的滑脱层(Sun et al., 2021)。莫霍面之下的岩石圈地幔由于莫霍面的调节作用，存在一定的构造缩短，但变形较弱(Sun et al., 2021)。但最大剪应变率等值线沿 85 km 有扰动，其分布范围到达 85 km 深度附近之后便不再往下延伸，这可能是因为 85 km 深度是青藏高原东北部岩石圈的石榴石–尖晶石相转变界面(Stephan, 2004)，该界面导致应力传递方向发生偏转，应变沿该界面集中分布。这与青藏高原东北缘地震波速的分布特征一致(Sun et al., 2021)。

青藏高原东北缘弧形构造带与青藏高原其他构造生长边界相比既具有一定的相似性，又有一定的差异性。相似性主要表现在壳—幔沿相同深度界面的变形解耦机制。差异性主要体现在变形模式上，这可能与区域岩石圈结构、流变强度以及复杂的深部变形过程有关。

宽频地震台站观测结合大地测量数据推断的地壳异质性(Liu et al., 2014)、SH 波速测量(Han et al., 2017; Fu et al., 2018)、SRF 技术(Hu et al., 2012)以及 MT(Di et al., 2023)等多项研究表明高原东南缘扩展由局部地壳流动和深断层间应变分布共同决定的，刚性块体运动和地壳流动是可调和的地壳变形模式，表现为上部地壳刚性块体沿大型走滑断裂顺时针旋转与下地壳向东南韧性流动，高原东南缘上地壳底部 15～20 km 深处的流体迁移以及地壳与岩石圈地幔西边界条件的差异导致上地壳与下部岩石圈和地壳与岩石圈地幔的解耦。

青藏高原东缘地貌陡变带的形成是由于高原深部地壳物质向东侵入受到了扬子克拉通西部四川盆地的阻挡(Royden et al., 2008)，这一基本观点是被普遍接受的。但关于青藏高原东缘深部结构和变形机制的详细观点饱受争议。深地震反射剖面(Guo et al., 2013)、深震测深(Jia et al., 2014)、P 波接收函数、H-k 和 CCP 堆叠成像、S 波速反演和地形学分析(Tian et al., 2020)等多项研究表明，在高原地



断裂图例参考图 11

(a)青藏高原东北缘弧形构造在～9 Ma 的深部变形特征；(b)青藏高原东北缘弧形构造在～7 Ma 的深部变形特征；(c)青藏高原东北缘弧形构造在～5 Ma 的深部变形特征；(d)青藏高原东北缘弧形构造在～2.5 Ma 的深部变形特征

图 12　青藏高原东北缘弧形构造同步生长模式图

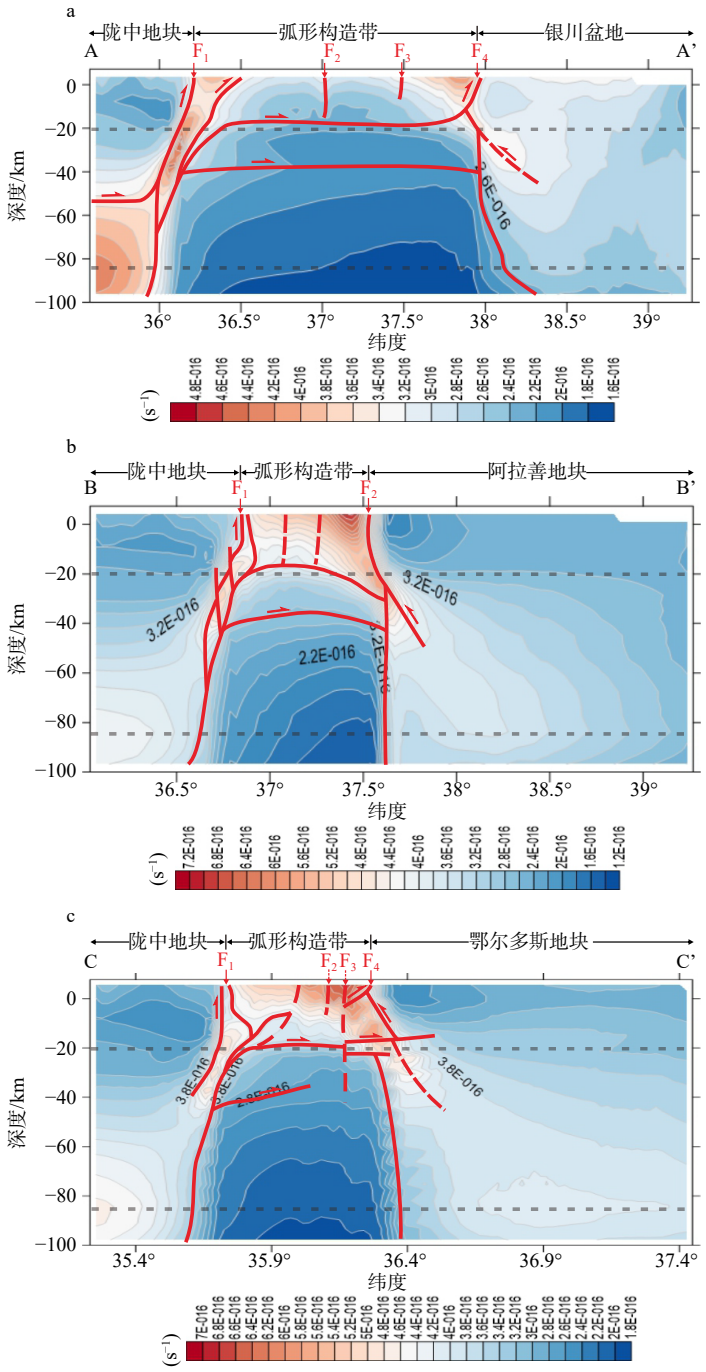
Fig. 12　The synchronous growth model for the arcuate structure in the Northeastern Tibetan Plateau

(a) The deep deformation of the arcuate structure in the northeastern Tibetan Plateau at 9 Ma; (b) The deep deformation of the arcuate structure in the northeastern Tibetan Plateau at 7 Ma; (c) The deep deformation of the arcuate structure in the northeastern Tibetan Plateau at 5 Ma; (d) The deep deformation of the arcuate structure in the northeastern Tibetan Plateau at 2.5 Ma

See Fig. 11 for the fault legend

壳的持续向东流动以及四川盆地刚性下地壳的阻力作用下，松潘−甘孜造山褶皱带下地壳塑性流变物质被迫沿斜面上升，形成巨大的逆冲上涌，表现为缓慢倾斜的中—下地壳构造和高角度的上地壳逆冲构造，青藏高原东缘软弱的中、下地壳使上地壳与岩石圈地幔的变形解耦，随着压力的增加，莫霍面可能会被局部凹陷甚至是错断、叠置，在青藏高原东缘形成 1 个明显的台阶，青藏高原东缘岩石圈地幔可能短距离俯冲至四川盆地之下。这与青藏高原北缘与塔里木盆地的“水平挤压”接触模型有一定的相似性，其不同在于高原东缘中—下地壳比北缘的更弱，塑性流变特征更明显。

青藏高原北缘分为 2 段，西段的帕米尔−西昆仑构造系统，东段的阿尔金−柴达木构造系统(唐明帅等，2014)。深地震、广角折射/反射、地表地质观测、岩石矿物学、地球化学研究表明帕米尔−西昆仑构造系统受“水平挤压”的动力学模式制约，青藏高原的岩石圈地幔向塔里木盆地之下短距离俯冲(肖序常等，2002)；阿尔金−柴达木构造系统受“走滑−收缩”的动力学模式制约，塔里木盆地的岩石圈向青藏高原下面短距离俯冲(Zhao et al., 2006)；2 个构造系统的分界处受“走滑断层接触”的动力学模式制约，青藏高原与塔里木盆地之间并未发生明显的岩石圈地幔俯冲(Zhao et al., 2020)。然而，无论是在帕米尔−西昆仑构造系统，还是阿尔金−柴达木构造系统，还是二者的分界处，青藏高原北缘与塔里木盆地之间的接触边界都具有相似的深部结构和变形模式，即青藏高原上地壳逆冲沿 15～20 km 深处的低速、低阻的滑脱层向塔里木盆地的上地壳逆冲，中—下地壳不同速度结构层之间相互叠置，二者的岩石圈地幔之间不存在长距离俯冲，发生俯冲的岩石圈地幔受压力和密度影响发生拆沉并伴随地幔上涌(肖序常等，2002；唐明帅等，2014)。唯一不同的是，青藏高原北缘与塔里木盆地之间的接触



断裂图例参考图 11；图中数值用科学计数法表示，E 代表以 10 为底的指数，如 4.8E-016 为 4.8×10^{-16}

a—最大剪应变率在～2.5 Ma 沿 A-A剖面的分布特征；b—最大剪应变率在～2.5 Ma 沿 B-B剖面的分布特征；c—最大剪应变率在～2.5 Ma 沿 C-C剖面的分布特征

图 13 Case-3 中最大剪应变率沿 3 条剖面的分布特征及构造解译

Fig. 13 Distribution of the maximum shear strain rate along three profiles in Case-3 (based on the results at ～2.5 Ma) and structural interpretation

(a) Distribution of the maximum shear strain rate along the A–A' section at ～2.5 Ma; (b) Distribution of the maximum shear strain rate along the B–B' section at ～2.5 Ma; (c) Distribution of the maximum shear strain rate along the C–C' section at ～2.5 Ma

The values in the figure are expressed in scientific notation, where E represents the exponent with base 10.

See Fig. 11 for the fault legend.

模式，岩石圈地幔是否发生俯冲以及俯冲的方向（赵俊猛等，2021）。

Shen et al.（2020）通过分析用密集地震矩阵获得的高分辨率接收函数影像认为在柴达木−祁连山−河西走廊构造系统的变形模式为“纯剪切缩短增厚”。从 CCP 堆叠获得的地震影像（Tian et al., 2014）和 P 波函数获得的迁移影像（Shen et al., 2017）看，青藏高原的莫霍面在河西走廊南缘和北缘发生错断，南缘错断尤为明显，由南向北呈阶梯状上升趋势，未发生叠置。Li et al.（2014）通过 S 波速剖面分析确定了祁连造山带下面存在弱的低速的中、下地壳，并以河西走廊南缘为界。由测深广角地震折射/反射剖面获得的祁连褶皱带壳—幔速度结构模型显示，柴达木盆地至祁连山褶皱带以弱的下地壳为滑脱层发生了整个地壳尺度的逆冲变形（Jia et al., 2019）。由 PMs 获得的接收函数堆叠剖面（Shen et al., 2020）显示，青藏高原上地壳结晶基底在河西走廊南缘发生错断并向河西走廊上地壳结晶基底下面发生短距离下插，青藏高原沉积盖层沿河西走廊南缘向北逆冲。

总之，根据数值模拟结果所提出的青藏高原东北缘弧形构造的变形机制与变形模式，具有一定的地球物理观测依据，同时，其与青藏高原其他构造生长边界具有相似的变形机制也在一定程度上反映了此次研究结果的合理性。对青藏高原侧向生长边界的构造变形机制和变形模式进行总结与对比有利于深入了解高原扩展机制。

4.4　模型局限性

此项研究采用三维黏−塑性模型来分析岩石圈流变强度的不均一性对青藏高原东北缘弧形构造生长的影响。结果显示银川盆地的阻挡是弧形断裂带形成的关键前提条件，弱的下地壳对弧形断裂带的形成有促进作用。但是该数值模型也存在一定的不确定性仍需要进行讨论。

首先，此次提出的模型是基于黏−塑性本构关系的力学模型，不能考虑深部温度异常对流变强度的影响。在传统的弹−塑性模型中，当应力达到屈服面时，材料开始塑性变形。但在黏−塑性模型中，屈服不仅与应力状态有关，还与应变率、温度等因素相关。这可能意味着在某些条件下，即使应力超过传统屈服面，材料也不会立即屈服，因为还需要满足其他条件，比如足够的应变率或温度。因此，模拟实验中香山−天景山断裂带和烟筒山断裂带形成的效果并不显著。但这并不影响对青藏高原东北缘弧形构造带内断裂形成发育顺序的研究。同时模型深度为 100 km，在底部边界设定了自由滑动边界，而在垂向方向上不能变形。这样的边界条件会导致在汇聚挤压过程中垂向的实际隆升高度会更高，并不能与实际地形对比。因此，最终得到的地壳厚度和地形是相对初始模型变化的结果。同时，各个模型中给定了相同的初始地壳厚度，并未考虑这些块体的初始地壳厚度，而初始地壳厚度可能会对后期变形过程产生影响。其次，由于并不了解青藏高原东北缘的古速度场，因此仅根据恢复平衡剖面获得的水平缩短速率来给定模型的汇聚速度边界条件，并将 *AB*、*BC* 和 *AF* 边设置为水平方向固定，垂向自由的滑动边界，这是考虑了块体之间的相对运动。这与复杂的古速度场可能是不符的，但这并不影响对整体规律的探索。最后，此次研究并未考虑地表的剥蚀作用。地表的剥蚀作用会使得近地表物质重分配，在重力均衡作用下可能会改变地壳变形特征。青藏高原东北缘弧形构造带内的弧形山系的隆升主要受控于 4 条主要的断裂带。晚中新世以来的沉积地层主要分布在这些弧形山系的两侧，这说明剥蚀作用主要发生在弧形山系（Shi et al., 2015; Liu et al., 2020; Wang et al., 2024）。在约 9.5～2.5 Ma 沉积的干河沟组厚度为 73 ～ 752 m，在景泰地区的沉积厚度为 4671 m，而～2.5 Ma 以来沉积的玉门组厚度>10 m（Shi et al., 2015）。这些同构造较薄的沉积厚度表明该地区的地表剥蚀作用并不强烈，因此地表剥蚀作用可能对此次研究的结果影响不大。

5　结论

结合银川盆地的阻挡和弱的下地壳的影响作用，利用三维有限元黏−塑性大变形数值模拟的方法对青藏高原东北缘弧形构造的形成和演化过程进行了模拟研究，获得以下主要认识：

（1）青藏高原向东北扩展的过程中，地壳缩短增厚变形由高原向东北传播，受北东—南西向挤压作用，地块围限的中—新生代盆地区（弧形构造带）的深部物质向东北迁移，在受到刚性的鄂尔多斯地质和阿拉善地块阻挡后，向强度相对较弱的银川盆地有限挤入。银川盆地的阻挡是弧形构造带断裂在浅部地壳形成和发育的重要条件。弱的下地壳

对弧形构造带内断裂发育有促进作用,但不是断裂形成的必要条件。

(2)青藏高原东北缘弧形构造带在深部总体上表现为“对冲”构造样式,变形机制表现为深-浅解耦。弧形构造带岩石圈沿 20 km 和 40 km 深度发生变形解耦,形成 3 个构造层,即中—上地壳以逆冲-褶皱构造为主,调节地壳水平缩短和垂向增厚;弱的下地壳则以韧-塑性变形完成地壳水平缩短和垂向增厚,并作为弧形构造发育的滑脱层;岩石圈地幔由于莫霍面的调节作用,存在一定程度的水平缩短和垂向增厚。

(3)在南部先存海原断裂带和北部先存牛首山-罗山断裂带的控制下,弧形构造主控断裂同步发育,随后向深部扩展,最终切入中地壳。

References

CHEN H, HU J M, GONG W B, et al., 2015. Characteristics and transition mechanism of late Cenozoic structural deformation within the Niushoushan-Luoshan fault zone at the northeastern margin of the Tibetan Plateau[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 114: 73-88.

CHEN H, HU J M, GONG W B, et al., 2013. Cenozoic deformation and evolution of the Niushoushan-Luoshan fault zone in the northeast margin of the Tibet Plateau[J]. Earth Science Frontiers, 20(4): 18-35. (in Chinese with an English abstract).

CHEN J, CHEN Y S, GUO Z, et al., 2020. Crustal structure of the Ordos block and adjacent regions along an N-S profile of 107.6°E[J]. Chinese Journal of Geophysics, 63(7): 2592-2604. (in Chinese with an English abstract).

CHEN Q Z, HU C B, FELIPE O R, et al., 2023. Geodynamics of progressive growth of arcuate fold-and-thrust belts: Insights from numerical modeling of the NE margin of the Qinghai-Tibetan plateau[J]. Journal of Structural Geology, 175: 1-12.

CHEN Y F, CHEN J H, GUO B, et al., 2022. Seismic structure and deformation features beneath the Yinchuan-Hetao graben, NW China[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 329-330: 106911.

CHENG F, GARZIONE C N, JOLIVET M, et al., 2019. Initial deformation of the northern Tibetan Plateau: Insights from deposition of the Lulehe Formation in the Qaidam Basin[J]. Tectonics, 38(2): 741-766.

CHENG Y Z, GAO R, LU Z W, et al., 2023. Deep structure and dynamics of the eastern segment of the Qilian orogenic belt in the northeastern margin of the Tibetan Plateau[J]. Earth Science Frontiers, 30(5): 314-333. (in Chinese with English abstract)

DI Q Y, ZHANG K, XUE G Q, et al., 2023. A top-down control on upper crustal inheritance on the south-eastern Tibetan Plateau[J]. Tectonophysics, 863: 229992.

DONG X P, LI Z H, HUANG T, et al., 2020. Origin of the latent palaeohigh in Hongsibu basin of Ningxia, China and its effect on the regional desertification[J]. Journal of Earth Sciences and Environment, 42(5): 688-700. (in Chinese with an English abstract).

FU Y V, JIA R Z, HAN F Q, et al., 2018. SH wave structure of the crust and upper mantle in southeastern margin of the Tibetan Plateau from teleseismic Love wave tomography[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 279: 15-20.

GUO X Y, GAO R, WANG H Y, et al., 2015. Crustal architecture beneath the Tibet - Ordos transition zone, NE Tibet, and the implications for plateau expansion[J]. Geophysical Research Letters, 42(24): 10631-10639.

GUO X Y, GAO R, KELLER G R, et al., 2013. Imaging the crustal structure beneath the eastern Tibetan Plateau and implications for the uplift of the Longmen Shan range[J]. Earth and Planetary Science Letters, 379: 72-80.

HAN F Q, JIA R Z, FU Y V, 2017. Love wave phase velocity models of the southeastern margin of Tibetan Plateau from a dense seismic array[J]. Tectonophysics, 712-713: 125-131.

HU J F, YANG H Y, XU X Q, et al., 2012. Lithospheric structure and crust-mantle decoupling in the southeast edge of the Tibetan Plateau[J]. Gondwana Research, 22: 1060-1067.

HU X Y, WU L, ZHANG Y S, et al., 2022. Multiscale lithospheric buckling dominates the Cenozoic subsidence and deformation of the Qaidam Basin: A new model for the growth of the northern Tibetan Plateau[J]. Earth-Science Reviews, 234: 104201.

JIA S X, GUO W B, MOONEY W D, et al., 2019. Crustal structure of the middle segment of the Qilian fold belt and the coupling mechanism of its associated basin and range system[J]. Tectonophysics, 770: 128154.

JIA S X, LIU B J, XU Z F, et al., 2014. The crustal structures of the central Longmenshan along and its margins as related to the seismotectonics of the 2008 Wenchuan Earthquake[J]. Science China Earth Sciences, 57(4): 777-790.

JIA S X, ZHANG X K, ZHAO J R, et al., 2010. Deep seismic sounding data reveal the crustal structures beneath Zoigê basin and its surrounding folded orogenic belts[J]. Science China Earth Sciences, 53(2): 203-212.

JIANG L Q, LI W, DONG Y P, et al., 2024. Cenozoic deformation of the Weihe Graben in central China: Insights from Analogue modeling[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 271: 106236.

LEI Q Y, ZHANG P Z, ZHENG W J, et al., 2016. Dextral strike-slip of Sanguankou-Niushoushan fault zone and extension of arc tectonic belt in the northeastern margin of the Tibet Plateau[J]. Science China Earth Sciences, 59(5): 1025-1040. (in Chinese).

LI B, ZUZA A V, CHEN X H, et al., 2020. Cenozoic multi-phase deformation in the Qilian Shan and out-of-sequence development of the northern Tibetan Plateau[J]. Tectonophysics, 782-783: 228423.

LI H L, YE Z, GAO R, et al., 2022. A distinct contrast in the lithospheric structure and limited crustal flow across the northeastern Tibetan Plateau: evidence from vs and vp/vs imaging[J]. Tectonophysics, 836: 229413.

LI X F, LI H Y, SHEN Y, et al., 2014. Crustal Velocity Structure of the Northeastern Tibetan Plateau from Ambient Noise Surface-Wave Tomography and Its Tectonic Implications[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 104(3): 1045-1055.

LI Y C, SHAN X J, QU C Y, et al., 2017. Elastic block and strain modeling

of GPS data around the Haiyuan-Liupanshan fault, northeastern Tibetan Plateau[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 150: 87-97.

LI Y C, SHAN X J, QU C Y, et al., 2016. Fault locking and slip rate deficit of the Haiyuan-Liupanshan fault zone in the northeastern margin of the Tibetan Plateau[J]. Journal of Geodynamics, 102: 47-57.

LI Z G, ZHENG W J, ZHANG P Z, et al., 2019. Evidence for three Cenozoic phases of upper crustal shortening of the Xiongpo structure in the Longmen Shan fold-and-thrust belt, China: Implications for the eastward growth of the eastern Tibetan Plateau[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 179: 138-148.

LIU J, CHEN X Q, CHI Z Q, et al., 2018. Tectonically-controlled Evolution of the Late Cenozoic Nihewan Basin, North China Craton: Constraints from Stratigraphy, Mineralogy, and Geochemistry[J]. Acta Geologica Sinica (English Edition), 92(2): 769-785.

LIU Q Y, VAN DER HILST R D, LI Y, et al., 2014. Eastward expansion of the Tibetan Plateau by crustal flow and strain partitioning across faults[J]. Nature Geoscience, 7(5): 361-365.

LIU X B, HU J M, SHI W, et al., 2020. Palaeogene-Neogene sedimentary and tectonic evolution of the Yinchuan Basin, western North China Craton[J]. International Geology Review, 62(1): 53-71.

LUCAZEAU F, 2019. Analysis and maping f an updated terrestrial heat flow data set[J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 20(8): 4001-4024.

LU H F, CHEN H L, YANG Y, et al., 2022. Activities and geomorphic deformation of the fault belt on the southern margin of Wuwei Basin, Gansu province during the Late Quaternary[J]. Geological Bulletin of China, 41(2/3): 327-346. (in Chinese with an English abstract).

LU H J, FU B H, SHI P L, et al., 2016. Constraints on the uplift mechanism of northern Tibet[J]. Earth and Planetary Science Letters, 453: 108-118.

ROYDEN L H, BURCHFIEL B C, VAN DER HILST R D, 2008. The geological evolution of the Tibetan plateau[J]. Science, 321(5892): 1054-1058.

SHEN X Z, ZHOU Q M, CHENG S Y, et al., 2022. Contrasting crustal structures crossing the boundary region of the southwest Ordos block and its tectonic implications revealed by dense seismic arrays[J]. Tectonophysics, 831: 229342.

SHEN X Z, LI Y K, GAO R, et al., 2020. Lateral growth of NE Tibetan Plateau restricted by the Asian lithosphere: Results from a dense seismic profile[J]. Gondwana Research, 87: 238-247.

SHEN X Z, KIM Y, GAN W J, 2017. Lithospheric velocity structure of the northeast margin of the Tibetan Plateau: Relevance to continental geodynamics and seismicity[J]. Tectonophysics, 712-713: 482-493.

SHI W, HU J M, CHEN P, et al., 2020a. Yumen conglomerate ages in the South Ningxia Basin, north-eastern Tibetan Plateau, as constrained by cosmogenic dating[J]. Geological Journal, 55(11): 7138-7147.

SHI W, DONG S W, HU J M, 2020b. Neotectonics around the Ordos Block, North China: A review and new insights[J]. Earth-Science Reviews, 200: 102969.

SHI W, DONG S W, LIU Y, et al., 2015. Cenozoic tectonic evolution of the South Ningxia region, northeastern Tibetan Plateau inferred from new structural investigations and fault kinematic analyses[J]. Tectonophysics, 649: 139-164.

SHI Y P, DAN W N, YU F S, et al., 2024. Characteristics and Origin of the "Seesaw Type" Negative Inversion Structure in the Yabulai Basin of the Alxa Block[J]. Geoscience, 38(05): 1221-1234.

SONG X H, PAN S Z, WANG F Y, et al., 2024. Deep crustal structure and deformation features of the northeastern margin of the Tibetan Plateau, as revealed by controlled-source seismic profiling along the Aba-Guyuan-Wuqi transect[J]. Tectonophysics, 885: 230418.

STEPHAN K, 2004. The influence of Cr on the garnet-spinel transition in the Earth's mantle: experiments in the system MgO-Cr2O3-SiO2 and thermodynamic modelling[J]. Lithos, 77(1-4): 639-646.

SUN Q, PEI S P, CUI Z X, et al., 2021. A new growth model of the northeastern Tibetan Plateau from high-resolution seismic imaging by improved double-difference tomography[J]. Tectonophysics, 798: 228699.

SUN Y J, DONG S W, LIU M, et al., 2025. The rheological structure of East Asian continental lithosphere[J]. Tectonophysics, 895: 230575.

SUN Y J, LIU M, 2018. Rheological control of lateral growth of the Tibetan Plateau: Numerical results[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 123(11): 10124-10141.

SUN Y J, DONG S W, ZHANG H, et al., 2015. Numerical investigation of the geodynamic mechanism for the late Jurassic deformation of the Ordos block and surrounding orogenic belts[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 114: 623-633.

TANG M S, ZHENG Y, GE C, et al., 2014. Study on crustal structure in the northeastern Pamir region by preceiver functions[J]. Chinese Journal of Geophysics, 57(10): 3176-3188. (in Chinese with an English abstract).

TIAN M Y, HUANG Z C, WANG L S, et al., 2020. Tectonic evolution of the eastern margin of the Tibetan plateau: Insight from crustal structures using P wave receiver functions[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 191: 104230.

TIAN Q J, DING G Y, 1998. The tectonic feature of a quasi-trijunction in the northeastern corner of Qinghai-Xizang Plateau[J]. Earthquake Research in China, 14(4): 27-35. (in Chinese with an English abstract).

TIAN X B, BAI Z M, KLEMPERER S L, et al., 2021. Crustal-scale wedge tectonics at the narrow boundary between the Tibetan Plateau and Ordos block[J]. Earth and Planetary Science Letters, 554: 116700.

TIAN X B, LIU Z, SI S K, et al., 2014. The crustal thickness of NE Tibet and its implication for crustal shortening[J]. Tectonophysics, 634: 198-207.

TRIYOSO W, KONGKO W, PRASETYA T S, et al., 2023. Spatial correlation of the maximum shear strain loading rate and the correlation dimension along the Sumatra subduction margin for potential earthquake and tsunami hazard study and analysis[J]. All Earth, 35(1): 2249669.

WANG C X, LI X, 2025. Tectonic characteristics and numerical simulation analysis of an arcuate structural belt: A case study of the middle and southern segments of the Red River fault[J]. Journal of Geomechanics, 31(1): 39-60. (in Chinese with an English abstract).

WANG S J, LIU B J, TIAN X F, et al., 2018. Crustal P-wave velocity structure in the northeastern margin of the Qinghai-Tibetan Plateau and insights into crustal deformation[J]. Science China Earth Sciences, 61(9): 1221-1237. (in Chinese with an English abstract).

WANG S J, LIU B J, JIA S X, et al., 2017. Study on S-wave velocity struc-

ture difference of Yinchuan basin and blocks on both sides using artificial seismic sounding profiles[J]. Progress in Geophysics, 32(5): 1936-1943. (in Chinese with an English abstract).

WANG T Y, SHI W, HOU G T, et al., 2024. Neogene paleomagnetic chronology of the Laolongwan Basin, NW China: New insight for the northeastward expansion of the Tibetan Plateau[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 265: 106115.

WANG W T, ZHANG P Z, LEI Q Y, 2013. Deformational characteristics of the Niushoushan-Luoshan fault zone and its tectonic implications[J]. Seismology and Geology, 35(2): 195-207. (in Chinese with an English abstract).

WEI Y H, TIAN X B, DUAN Y H, et al., 2022. The lithospheric structure beneath the northeastern Tibetan Plateau and western North China Craton from S receiver function imaging and its implications for lateral growth of the plateau[J]. Tectonophysics, 838: 229466.

WU G L, ZHU C Y, WANG G C, et al., 2019. Demarcation of the geomorphological boundaries of southeastern Tibet: implications for expansion mechanisms of the plateau edge[J]. Seismology and Geology, 41(2): 281-299. (in Chinese with an English abstract).

XIAO X C, LIU X, GAO R, et al., 2002. Lithospheric structure and tectonic evolution of the West Kunlun and its adjacent areas——Brief report on the south Tarim-West Kunlun multidisciplinary geoscience transect[J]. Geological Bulletin of China, 21(2): 63-68. (in Chinese with an English abstract).

XIN H L, ZENG X W, KANG M, et al., 2020. Crustal fine velocity structureof the Haiyuan arcuate tectonic zone from double-difference tomography[J]. Chinese Journal of Geophysics, 63(3): 897-914. (in Chinese with an English abstract).

XU X M, NIU F L, DING Z F, et al., 2018. Complicated crustal deformation beneath the NE margin of the Tibetan plateau and its adjacent areas revealed by multi-station receiver-function gathering[J]. Earth and Planetary Science Letters, 497: 204-216.

YAO Z X, WANG C Y, ZENG R S, et al., 2014. Crustal structure in western Qinling tectonic belt and its adjacent regions deduced from receiver functions[J]. Acta Seismologica Sinica, 36(1): 1-19. (in Chinese with an English abstract).

YE Z, GAO R, LU Z W, et al., 2021. A lithospheric-scale thrust-wedge model for the formation of the northern Tibetan plateau margin: Evidence from high-resolution seismic imaging[J]. Earth and Planetary Science Letters, 574: 117170.

YE Z, LI Q S, GAO R, et al., 2016. Anisotropic regime across northeastern Tibet and its geodynamic implications[J]. Tectonophysics, 671: 1-8.

YE Z, GAO R, LI Q S, et al., 2015. Seismic evidence for the North China plate underthrusting beneath northeastern Tibet and its implications for plateau growth[J]. Earth and Planetary Science Letters, 426: 109-117.

YUAN Z Z, LIN Y Q, XU X, et al., 2024. Crustal-scale architecture and origin of the Haiyuan Arcuate Tectonic Belt, NE Tibet[J]. Tectonophysics, 890: 230485.

ZHAN Y, ZHAO G Z, YANG J J, et al., 2005. Crustal electric structure of Haiyuan arcuate tectonic region in the northeastern margin of Qinghai-Xizang Plateau, China[J]. Acta Seismologica Sinica, 27(4): 431-440. (in Chinese with an English abstract).

ZHANG C, GUO Z, YU Y, et al., 2022. Distinct lithospheric structures of the Ordos block and its margins from P and S receiver functions and its implications for the Cenozoic lithospheric reworking[J]. Geophysical Research Letters, 49: e2021GL097680.

ZHANG J, MA Z J, XIAO W X, et al., 2006. Geological evidences of the deformation in central-southern Ningxia in the Miocene and its significance[J]. Acta Geologica Sinica, 80(11): 1650-1659. (in Chinese with an English abstract).

ZHANG Y, YAN D P, QIU L, et al., 2023. Stepwise growth of the southeastern Tibetan Plateau: Structural and thermochronological evidence from the Panxi tectonic belt[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 621: 111542.

ZHANG Y P, ZHENG W J, ZHANG D L, et al., 2019. Late Pleistocene left-lateral slip rates of the Gulang Fault and its tectonic implications in eastern Qilian Shan (NE Tibetan Plateau), China[J]. Tectonophysics, 756: 97-111.

ZHANG Z J, BAI Z M, KLEMPERER S L, et al., 2013. Crustal structure across northeastern Tibet from wide-angle seismic profiling: Constraints on the Caledonian Qilian orogeny and its reactivation[J]. Tectonophysics, 606: 140-159.

ZHAO J M, ZHANG P Z, ZHANG X K, et al., 2021. Crust-mantle structure and geodynamic processes in western China and their constraints on resources and environment: Research progress of the ANTILOPE Project[J]. Earth Science Frontiers, 28(5): 230-259. (in Chinese with an English abstract).

ZHAO J M, NEUPANE B, LIU H B, et al., 2020. Lithospheric structure of western Tibet - A brief review[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 198: 104159.

ZHAO J M, MOONEY W D, ZHANG X K, et al., 2006. Crustal structure across the Altyn Tagh Range at the northern margin of the Tibetan plateau and tectonic implications[J]. Earth and Planetary Science Letters, 241(3-4): 804-814.

ZHAO Y L, SHI W, SUN Y J, et al., 2025. The formation and modifcation of the arcuate tectonic belt in the northeastern Tibetan Plateau: insight from three-dimensional finite element numerical simulation[J]. Journal of Marine Science and Engineering, 13(1): 170.

ZHENG C P, LI W, XU S Z, et al., 2018. The characteristics and formation mechanism of the curved structural belt[J]. Chinese Journal of Geology, 53(3): 1171-1185. (in Chinese with English abstract)

ZHENG W J, SUN X, LEI Q Y, et al., 2024. Late Quaternary tectonic activity and strong earthquake generation mechanism around the boundary zone of the Ordos active-tectonic block, central China[J]. Journal of Geomechanics, 30(2): 206-224. (in Chinese with an English abstract).

ZHOU T X, 1994. Ningxia natural division[J]. Journal of Ningxia University (Nature Science Edition), 15(1): 86-91. (in Chinese with an English abstract).

ZHOU T X, WANG L, CAO MZ, 1985. Morphotectonic patterns of Ningxia Hui Autonomous Region and its formation and evolution[J]. Acta Geo-

graphica Sinica, 40(3): 215-224. (in Chinese with an English abstract).

附中文参考文献

陈虹，胡健民，公王斌，等，2013. 青藏高原东北缘牛首山-罗山断裂带新生代构造变形与演化[J]. 地学前缘，20(4)：18-35.

陈洁，陈永顺，郭震，等，2020. 沿 107.6°E 南北向剖面鄂尔多斯地块及周缘地区地壳结构[J]. 地球物理学报，63(7)：2592-2604.

程永志，高锐，卢占武，等，2023. 青藏高原东北缘祁连造山带东段深部结构及其动力学过程[J]. 地学前缘，30(5)：314-333.

董晓朋，李振宏，黄婷，等，2020. 宁夏红寺堡盆地隐伏古隆起成因机制及其对区域沙漠化的影响[J]. 地球科学与环境学报，42(5)：688-700.

雷启云，张培震，郑文俊，等，2016. 青藏高原东北缘三关口-牛首山断裂的右旋走滑与弧形构造带扩展[J]. 中国科学：地球科学，46：691-705.

卢海峰，陈海龙，杨勇，等，2022. 甘肃武威盆地南缘断裂带晚第四纪活动特征及变形分析[J]. 地质通报，41(2-3)：327-346.

史原鹏，淡伟宁，于福生，等，2024. 阿拉善地块雅布赖盆地“跷跷板式”负反转构造特征及成因分析[J]. 现代地质，38(05)：1221-1234.

田勤俭，丁国瑜，1998. 青藏高原东北隅似三联点构造特征[J]. 中国地震，14(4)：27-35.

唐明帅，郑勇，葛粲，等，2014. 帕米尔东北缘地壳结构的 P 波接收函数研究[J]. 地球物理学 报，57(10)：3176-3188.

王晨旭，李西，2025. 弧形构造带构造特征及其数值模拟分析：以红河断裂中南段为例[J]. 地质力学学报，31(1)：39-60.

王帅军，刘保金，田晓峰，等，2019. 青藏高原东北缘地壳 P 波速度结构及其对地壳变形研究的启示[J]. 中国科学：地球科学，49(2)：368-382.

王帅军，刘保金，嘉世旭，等，2017. 利用人工地震测深剖面研究银川盆地及两侧区域的 S 波速度结构[J]. 地球物理学进展，32(5)：1936-1943.

王伟涛，张培震，雷启云，2013. 牛首山-罗山断裂带的变形特征及其构造意义[J]. 地震地质，35(2)：195-207.

吴贵灵，祝成宇，王国灿，等，2019. 青藏高原东南缘地貌边界性质的界定及其对高原东南缘扩展模式的启示[J]. 地震地质，41(2)：281-299.

肖序常，刘训，高锐，等，2002. 西昆仑及邻区岩石圈结构构造演化：塔里木南—西昆仑多学科地学断面简要报道[J]. 地质通报，21(2)：63-68.

莘海亮，曾宪伟，康敏，等，2020. 海原弧形构造区地壳三维精细速度结构成像[J]. 地球物理学报，63(3)：897-914.

姚志祥，王椿镛，曾融生，等，2014. 利用接收函数方法研究西秦岭构造带及其邻区地壳结构[J]. 地震学报，36(1)：1-19.

詹艳，赵国泽，王继军，等，2005. 青藏高原东北缘海原弧形构造区地壳电性结构探测研究[J]. 地震学报，27(4)：431-440.

张进，马宗晋，肖文霞，等，2006. 宁夏中南部中新世构造活动的地质证据及其意义[J]. 地质学报，80(11)：1650-1659.

赵俊猛，张培震，张先康，等，2021. 中国西部壳幔结构与动力学过程及其对资源环境的制约：“羚羊计划”研究进展[J]. 地学前缘，28(5)：230-259.

郑成鹏，李玮，徐世钊，等，2018. 弧形构造带特征及其形成机制[J]. 地质科学，53(3)：1171-1185.

郑文俊，孙鑫，雷启云，等，2024. 鄂尔多斯活动地块边界带第四纪晚期构造活动特征及强震孕育机制[J]. 地质力学学报，30(2)：206-224.

周特先，王利，曹明志，1985. 宁夏构造地貌格局及其形成与发展[J]. 地理学报，40(3)：215-224.

周特先，1994. 宁夏自然区划[J]. 宁夏大学学报(自然科学版)，15(1)：86-91.