第 32 卷第 6 期 地 质 与 资 源 Vol. 32 No. 6
2023 年 12 月 GEOLOGY AND RESOURCES Dec. 2023
文章编号:1671-1947(2023)06-0681-10 中图分类号:P534.6 开放科学标志码(OSID):
DOI: 10.13686/j.cnki.dzyzy.2023.06.004 文献标志码:A

论晚新生代成都盆地的沉积充填演化

陈 浩,王羽珂,冯兴雷,王东辉,李鹏岳
中国地质调查局 成都地质调查中心,四川 成都 611230

摘 要: 成都盆地为龙门山构造带与龙泉山褶断带之间的陆相沉积盆地,盆内充填了巨厚的晚新生代半固结-松散沉积物. 通过盆地的沉积特征及充填过程分析,认为在沉积过程中发生了两次沉积-构造转换及可容纳空间的改变,并导致了沉积中心从龙门山逆冲推覆构造带前缘迁移至大邑-彭州断裂带下盘地区. 沉积特征显示以冲积扇和河流相为主. 其中上新世大邑砾岩期以冲积扇相为主,仅分布于蒲江—新津—成都—德阳一线以西地区;早—中更新世时期以冲积扇与河流相沉积为主,蒲江—新津—成都—德阳一线以西地区为冲积扇分布区,以东为河流相分布为主;晚更新世—全新世以河流沉积为主,但东、西两区域的沉积物来源和水系特征存在明显差异. 本研究可为成都市地下空间三维地质结构建模、地下空间资源潜力评价、矿产资源及人文资源的赋存层位等研究提供依据.

关键词: 成都盆地;晚新生代;沉积中心;冲积扇相;河流相;地下空间

SEDIMENTARY FILLING EVOLUTION OF CHENGDU BASIN IN LATE CENOZOIC

CHEN Hao, WANG Yu-ke, FENG Xing-lei, WANG Dong-hui, LI Peng-yue
Chengdu Center of China Geological Survey, Chengdu 611230, *China*

Abstract: Chengdu Basin, a continental sedimentary basin between Longmenshan tectonic belt and Longquanshan fold fault belt, is filled with huge thick Late Cenozoic semi-consolidated and loose sediments. Based on the analysis of sedimentary characteristics and filling process of the basin, it is considered that there are twice sedimentary-tectonic transformations and changes in accommodation space during the sedimentary process, which leads to the migration of sedimentary center from the front of Longmenshan thrust tectonic belt to the footwall area of Dayi-Pengzhou fault belt. The sedimentary characteristics show that the basin is mainly alluvial fan and fluvial facies. The Pliocene Dayi conglomerate stage is dominated by alluvial fan facies, distributed only on the west of Pujiang-Xinjin-Chengdu-Deyang line. During the Early-Middle Pleistocene, alluvial fan and fluvial facies deposits are predominant, with the west of Pujiang-Xinjin-Chengdu-Deyang line as the alluvial fan area and the east as the fluvial facies area. The Late Pleistocene-Holocene is mainly fluvial deposits, but the sediment sources and drainage characteristics between the east and west areas are obviously different. The study may provide a basis for 3D geological structure modeling of underground space, potential evaluation of underground space resources, as well as occurrence horizon of mineral and human resources in Chengdu City.

Key words: Chengdu Basin; Late Cenozoic; sedimentary center; alluvial fan facies; fluvial facies; underground space

收稿日期:2022-04-08;**修回日期**:2022-09-19. **编辑**:张哲.
基金项目:中国地质调查局项目"三峡库区生态地质调查与综合评价"(DD20221776);"重庆市地质安全体检与风险评估示范"(DD20230541).
作者简介:陈浩(1990—),男,硕士,工程师,从事沉积地质、城市地质研究工作,通信地址 四川省成都市天府新区科学城北路东段 2211 号,E-mail//930032730@qq.com

0 引言

随着国民经济的不断发展和城市规模的不断扩大,地表空间已难以满足城市可持续发展要求,而地下空间的合理利用已成为城市发展的重要途径之一. 近年,成都市已将地下空间视为资源,并开展了地下空间的资源地质调查, 但地下空间资源调查离不开地下空间精细分层结构和三维地质结构建模.

成都盆地位于龙门山推覆构造带与龙泉山褶断带之间(图 1),盆地呈北东向展布,北东长约 200 km,东西宽约 100 km,面积约 8 400 km^2. 盆内晚新生代以来充填了一套厚度较大、呈面状分布的松散砂砾石层. 自 20 世纪 30 年代谭锡畴、李春昱对四川进行地质调查以来, 先后有诸多学者对晚新生代成都盆地的形成演化、地层划分对比及部分地层特征、时代、成因等进行了研究[1-14]. 这些成果对成都盆地地层划分与对比、地层特征及成因等做出了极大的贡献. 但是, 前人成果很少涉及到盆地沉积充填过程及空间展布特征,这对城市地下空间的三维地质结构建模和合理开发利用存在不足. 本研究从盆地的沉积-构造演变、可供沉积物充填空间转变、沉积充填过程等分析入手,论证盆地的沉积-构造演化及可容空间的改变、古地理展布等,以期为成都市地下空间的资源地质调查及三维地质结构建模提供依据.

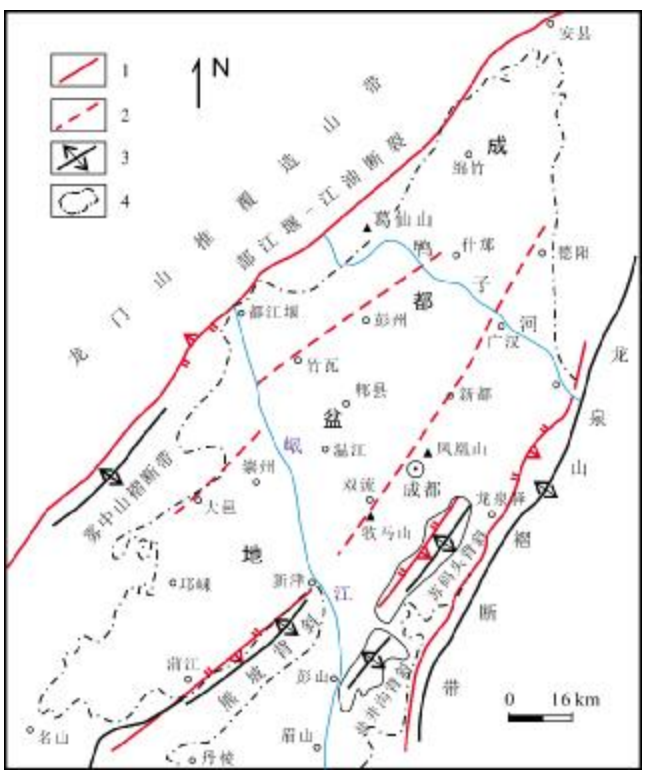

图 1 成都盆地构造位置简图

Fig. 1 Tectonic sketch map of Chengdu Basin

1—断层(fault); 2—隐伏断裂(concealed fault); 3—背斜(anticline); 4—晚新生代沉积分布范围(Late Cenozoic sediment area)

1 地质背景

成都盆地西北为青藏高原东南缘的龙门山逆冲推覆构造带, 东南为龙泉山褶断带 (图 1). 在晚三叠世—白垩纪时期, 龙门山构造带不断向南东逆冲推覆,推覆构造带前缘地区则急剧下沉而形成四川前陆盆地[15-16]. 上新世—第四纪时期,龙门山构造带进一步向东南逆冲推覆变形, 迫使龙泉山地区发生前陆隆起并形成褶断带[17],位于两构造带之间的成都盆地则发生差异性断陷. 因此成都盆地是在中生代前陆盆地基础上于晚新生代再次沉降后形成的新生盆地, 但在晚新生代成都盆地形成之前曾出现一个相当长的剥蚀夷平时期, 而不是在中生代盆地之上连续接受沉积的继承性盆地[17-18]. 受龙门山逆冲推覆构造和龙泉山前陆褶断构造的影响,成都盆地发生了强烈的断陷、局部断块式不均衡抬升和褶皱变形,同时,造山带大量剥蚀物质通过河流搬运到盆地内充填. 在沉积充填过程中,由于盆地内存在差异性断陷和沉积中心变迁,晚新生代沉积物在盆地内不均衡分布, 但总体具有西厚东薄的沉积格局 (西部最厚达 571 m, 东部多为几米至 30 余米).

2 地层特征

成都盆地晚新生代地层由上新统和第四系组成(图 2). 其中以不整合面及区域构造转化面为界,可划分三大沉积充填层, 分别为上新统沉积充填层、下—中更新统沉积充填层和上更新统—全新统沉积充填层.

2.1 上新统

上新统沉积充填层由大邑组砾岩(N_2d)构成,地表零星出露于盆地西缘, 钻孔揭示地下仅见于新津-成都-德阳断裂以西地区 (图 1). 岩性主要为灰黄色、灰褐色、黄褐色半固结砾岩夹透镜状含砾岩屑砂岩或岩屑砂岩,与下伏基底地层呈角度不整合接触[5,16-18],厚度 4.5~380 m.

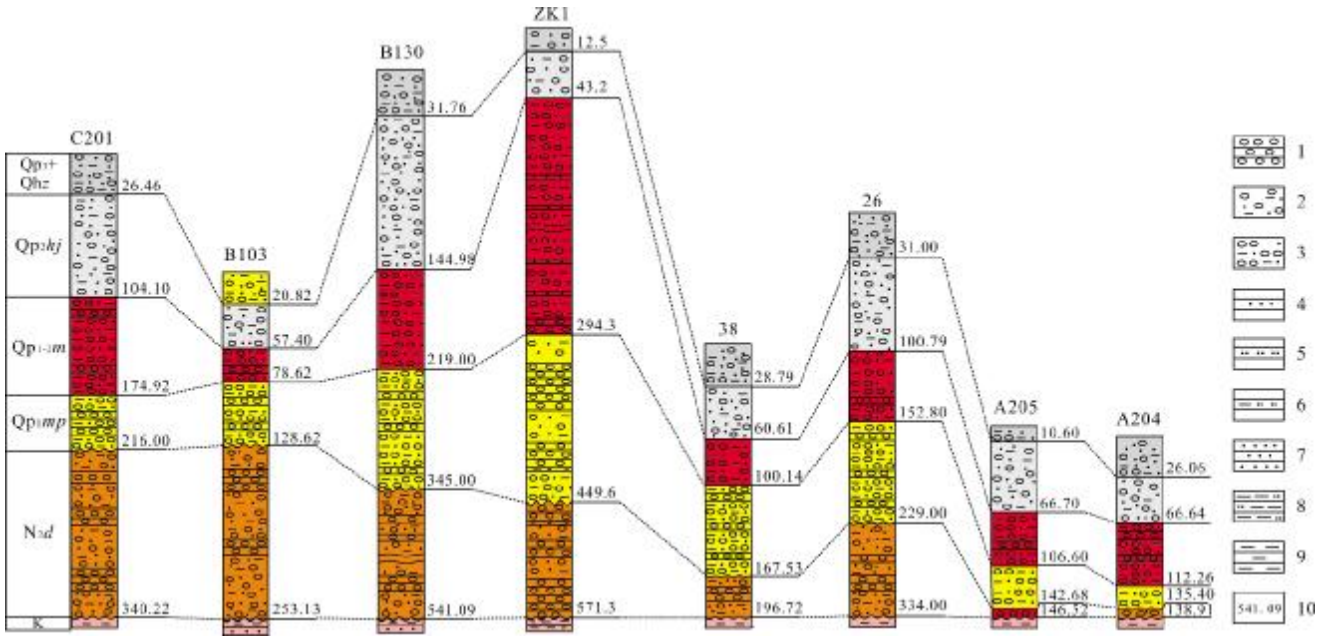

图 2　成都盆地晚新生代地层柱状对比图

Fig. 2　Late Cenozoic stratigraphic column correlation of Chengdu Basin

1—砾石(gravel); 2—含泥砂质砾石(mud-bearing sandy gravel); 3—含砂泥质砾石(sand-bearing muddy gravel); 4—松散砂层(loose sand layer); 5—松散粉砂层(loose silt layer); 6—松散泥质粉砂层(loose argillaceous silt layer); 7—砂岩(sandstone); 8—粉砂质泥岩(silty mudstone); 9—泥岩(mudstone); 10—井深(well depth)

2.2　下—中更新统

下—中更新统沉积充填层自下而上由下更新统磨盘山组、牧马山组和中更新统合江组构成. 该沉积充填层角度不整合于上新统大邑组砾岩之上，其内各组为整合接触.

下更新统磨盘山组(Qp^1mp):地表主要出露于新津–成都–德阳断裂以东的牧马山、凤凰山一带,少量出露于苏码头背斜北端;钻孔揭示盆地覆盖区大面积分布. 岩性主要为橙黄色、棕黄色弱固结(固结程度较大邑砾岩组弱)–松散状砾石层夹同色透镜状含砾砂层组成，局部在砾石层之上见褐黄色亚黏土层. 该组 ESR 年龄为 1 064±106 ka,时代为早更新世[4],不整合于下伏侏罗系—白垩系基底地层或大邑组砾岩之上[4,19],厚度 2.5~126 m.

下—中更新统牧马山组($Qp^{1-2}m$):地表主要分布于龙泉山断裂以西的盆地周缘地区，分布范围明显较磨盘山组大；钻井揭示盆地覆盖区大面积分布. 下部岩性主要为棕褐色、黄棕色松散砾石层夹棕红色透镜状砂层;上部为棕红色、紫红色具网纹结构的亚黏土层. 该组砂层透镜体 ESR 年龄为(971±97)~(683±72) ka[4],古地磁年龄分别为 1.13~0.64 Ma 和 1.09~0.56 Ma[9],时代属早—中更新世，不整合于上白垩统灌口组或古近系名山组之上,整合于下更新统磨盘山组之上,厚度 4.6~74 m.

中更新统合江组(Qp^2hj):地表主要出露于盆地周缘地区,其东部更靠近龙泉山断裂,即合江组在盆地东缘分布范围更大. 岩性为灰黄色、紫红色松散砾石层夹褐黄色、棕黄色松散砂层与棕红色、浅紫色、灰黄色亚黏土层组成的旋回沉积. 该组砂岩 ESR 年龄为(438±43)~(172±17) ka,时代属中更新世[4],不整合于上白垩统灌口组之上或整合于下—中更新统牧马山组之上,厚度 2.2~113 m.

2.3　上更新统—全新统

上更新统—全新统沉积充填层自下而上包括上更新统广汉组、上更新统成都黏土、上更新统—全新统资阳组构成,为松散沉积物覆盖在下部地层之上.

上更新统广汉组(Qp^3g):地表分布于盆地东北部广汉、青白江一带,钻井揭示在盆地覆盖区广泛分布. 下部岩性主要为灰黄色、褐黄色含砂泥质砾石层夹黄灰色砂层;上部为浅黄色、褐黄色亚黏土层. 该组年龄

为(13.69±23)~(41.97±65) ka[4]，厚度 2~30 m.

上更新统成都黏土(Qp^3cd)：广泛分布于成都盆地及周缘山丘之上，岩性为风成因的灰黄色、棕黄色亚黏土[4,11,13]，该组钙质结核中 ^{14}C 测年为(10.87±19)~(25.29±14.48) ka，时代为晚更新世[8]，厚度一般 2~7 m，最厚可达 10 m 以上.

上更新统—全新统资阳组(Qp^3-Qhz)：广泛分布于盆地内的地表，下部岩性为灰黄色、灰色砾石层与透镜状灰色、褐黄色含砾砂层，上部为黄灰色、褐黄色亚黏土层. 该组亚洲象臼齿 ^{14}C 年龄 2 930±70 a，OSL 年龄为 30.13±2.86 ka[4]，多未见底，厚度大于 3.5 m.

3 主要沉积-构造转换及沉积充填空间改变

晚新生代成都盆地的沉积充填物源主要来自盆地西侧的龙门山构造带，沉积物分布受基底地形和沉积过程中可容纳空间的转变而改变. 虽然前人已提出成都盆地在晚新生代的沉积中心位于现今的大邑-崇州-竹瓦-彭州一带[1-2,17]，但笔者在前人资料分析基础上，通过野外调查、钻井揭示及沉积相分析，认为盆地早期(上新世)沉积中心位于龙门山逆冲推覆带前缘，即大邑西-都江堰一带，后期(早更新世—全新世)的沉积中心迁移至现今的大邑-崇州-竹瓦-彭州一带，在沉积中心迁移及沉积物分布过程中，大邑-彭州和蒲江-新津-成都-德阳断裂的活动起到决定性控制作用.

3.1 大邑-彭州断裂的活动

大邑-彭州断裂由大邑断裂和竹瓦-彭州断裂组成(图 1)，二者之间受后期构造作用而错断. 该断裂主体隐伏于第四系沉积物之下，少量出露于地表. 断层总体从北西向南东逆冲，断面倾向北西[2,15]，发生时限在上新统大邑组砾岩沉积之后，下更新统磨盘山组沉积之前[2,20].

大邑组砾岩沉积之后，受大邑-彭州断裂活动的影响，前期的沉积平衡格局、可容纳空间和侵蚀基准面发生改变. 其变化过程及特征如下：1) 断裂活动发生之前(图 3A)，从龙门山带搬运而来的沉积物主要堆积在出山口及周缘地区，沉积体厚度从出山口向盆地方向逐渐减薄，沉积物粒度逐渐变细. 2)断裂活动之时(图 3B)，大邑-彭州断裂从北西向南东逆冲，断面倾向北西. 断裂以西的上盘前锋(图 3B，a 端)抬升，且部分进入侵蚀基准面之上而遭受剥蚀；上盘的尾部(图 3B，b 端)相对下降，沉积物可容纳空间增大；凹陷中心位于上盘尾部的都江堰一带. 下盘受上升盘重力负荷及断层的牵引作用而产生下凹，沉积物可容纳空间增大，凹陷中心位于断裂带附近，可容纳空间随着远离断裂而减小. 3)断裂活动之后及后期沉积充填时期(图3C)，沉积物首先沉积于上盘增加的可容纳空间之内，即都江堰凹陷区. 当上盘可容纳空间充填至侵蚀基准面时，剩余沉积物再越过上盘逆冲高点而进入到下盘的可容纳空间之内充填，即竹瓦凹陷区. 上盘前锋抬升高点可能未接受沉积，甚至可能遭受剥蚀，导致局部基岩出露，如郫县走石山一带的断层上盘出露白垩系灌口组地层.

由于下盘的沉积物可容纳空间较上盘增加的可容纳空间大，因而其后期沉积物规模和厚度在下盘较大.

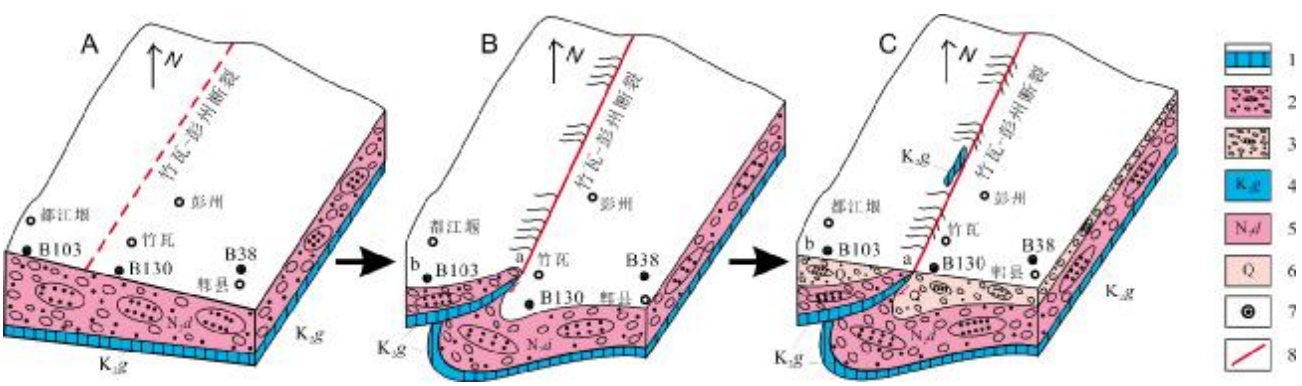

图 3 竹瓦-彭州断裂活动导致沉积物可容纳空间转变的演化模式图

Fig. 3 Evolution patterns of sediment accommodation space change caused by Zhuwa-Pengzhou fault activity

1—基底地层(basement strata)；2—新近系沉积物(Neogene sediment)；3—第四系沉积物(Quaternary sediment)；4—灌口组(Guankou fm.)；5—大邑砾岩组(conglomerate of Dayi fm.)；6—第四系(Quaternary)；7—钻孔(drill hole)；8—竹瓦-彭州断层(Zhuwa-Pengzhou fault)

如根据钻孔资料(图 2),上盘的都江堰 B103 孔揭示下更新统沉积物厚 50 m,下盘的竹瓦 B130 孔及 ZK1 孔揭示下更新统沉积物厚分别为 126 m 和 155 m,郫县 B38 钻孔揭示厚度 67 m. 在晚新生代总沉积物厚度上,上盘的都江堰 B103 孔揭示厚度 253 m,下盘竹瓦 B130 孔及 ZK1 孔揭示沉积物厚分别为 541 m 和 571 m,郫县 B38 钻孔揭示厚度 196 m. 下盘的沉积厚度也从断裂带向盆地东部逐渐减小,如竹瓦 B130 孔在晚新生代的沉积厚度均较郫县 B38 钻孔大.

3.2　蒲江–新津–成都–德阳断裂的活动

该断裂在蒲江–新津段出露于地表,新津–成都–德阳段多埋藏于地下. 断层从南东向北西逆冲,断面倾向南东. 从第四系沉积物逆冲到白垩系地层之上,以及第四系沉积物年龄等分析[20-23],认为断裂主要发生在中更新世地层沉积之后.

该断裂的活动破坏了原早—中更新世沉积格局,改变了晚更新世—全新世可容纳空间及沉积物的分布,并成为早—中更新世与晚更新世—全新世成都盆地又一沉积–构造转化面. 其变化过程及特征如下:1)断裂活动之前(图 4A),盆地沉积物主要来源于龙门山构造带,沉积体不断从西向东推进. 早更新世时期,沉积体已推进到苏码头背斜一带,中更新世时期,沉积体推进到龙泉山西侧. 在这期间,断层两侧的沉积格架、沉积物分布、可容纳空间分配等保持相对平衡格局. 2)断裂活动之时(图 4B),断裂从南东向北西逆冲,断面倾向南东. 上盘前锋(图 4B,a 端)上升并遭受剥蚀,尾部(图 4B,b 端)相对下降,沉积物可容纳空间增大;凹陷中心位于上盘的尾部,且可容纳空间从尾部到前锋逐渐减小. 下盘受上盘作用而产生下凹,沉积物可容纳空间增大;凹陷中心位于断裂带附近,可容纳空间随着远离断裂而减小. 3)断裂活动之后及后期沉积充填时期(图 4C),上盘前锋(图 4C,a 端)遭受剥蚀,致使基岩出露;上盘尾部(图 4B,b 端)接受沉积,物源来自龙泉山带及上盘前锋风化剥蚀物质,且从前锋到尾部其沉积厚度逐渐增厚及地层时代逐渐变新. 下盘接受龙门山带物源和断层上盘前锋风化剥蚀而来的物源.

4　晚新生代沉积充填特征及演化

晚新生代成都盆地的物源主要来自龙门山造山带,由龙门山带内的山区河流搬运至盆地内沉积充填. 由于造山带物源区构造活动频繁、地形高差较大、风化剥蚀强烈、物源供给丰富,且山区河流水系发育、河床坡降大、水流湍急、水动力较强、搬运的物质较多,当河流进入成都平原时,地形变缓,搬运力大幅度减弱,河水携带的大量沉积物首先在山口附近堆积,当堆积的沉积物到达侵蚀基准面时,剩余的沉积物不断向山口外围推进超覆. 但在不同时期,由于古地理环境、构造变动等影响,其沉积相展布及古地理演化存在差异.

4.1　沉积相特征

晚新生代的成都盆地为陆相沉积,根据其物质组成、结构构造、平面分布、沉积序列等综合分析,该套沉积体主要体现为冲积扇相和河流相沉积特征.

4.1.1　冲积扇相

该相沉积为龙门山造山带河流进入成都盆地时在

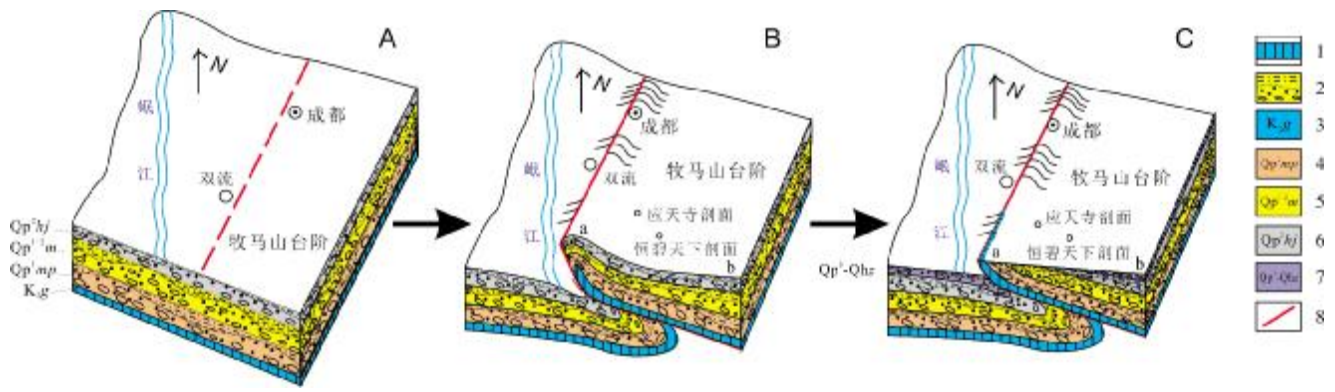

图 4　蒲江–新津–成都–德阳断裂活动导致沉积物可容纳空间转变的演化模式图

Fig. 4　Evolution patterns of sediment accommodation space change caused by Pujiang-Xinjin-Chengdu-Deyang fault activity

1—基底地层(basement strata);2—第四系沉积物(Quaternary sediment);3—灌口组(Guankou fm.);4—磨盘山组(Mopanshan fm.);5—牧马山组(Mumashan fm.);6—合江组(Hejiang fm.);7—资阳组–全新统(Holocene Ziyang fm.);8—蒲江–新津–成都–德阳断裂(Pujiang-Xinjin-Chengdu-Deyang fault)

出山口附近堆积的扇形沉积体，根据其沉积特征可进一步划分为扇根亚相、扇中亚相和扇端亚相.

扇根亚相：见于庙坡、玉堂场、街子、白岩沟等剖面的大邑组砾岩下部及 B130 孔、ZK1 孔、B103 孔等下、中更新统等地层中，主要由河道堆积的若干单元厚层块状砾石层夹少量透镜状砂层组成(图 5A). 砾石层中砾石含量高达 70%~90%，砾石间为砂质充填. 砾石成分复杂、磨圆好(多为次圆状)、分选差(从巨大的漂砾至细砾均有)，略具定向排列和叠瓦状构造. 砂层呈透镜状夹于砾石层中，成分以岩屑砂为主，粒度从含砾粗砂至细砂均有，砂体中可见交错层理.

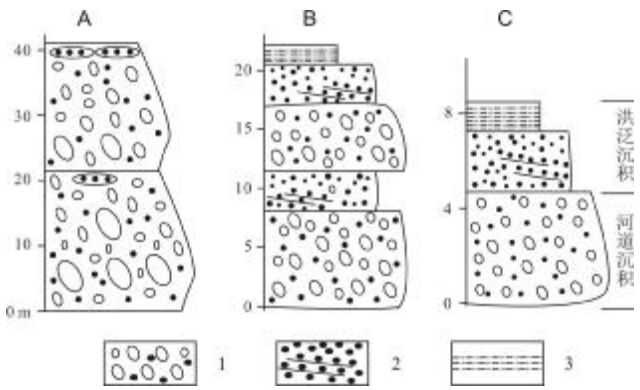

图 5 成都盆地晚新生代冲积扇基本层序

Fig. 5 Basic sequence of Late Cenozoic alluvial fan in Chengdu Basin

1—砾石层(gravel layer)；2—砂层(sand layer)；3—亚黏土层(mild clay layer)

扇中亚相：见于庙坡、玉堂场、街子等剖面的大邑组砾岩中上部及蒲江 ZK08 孔等下、中更新统地层中，主要由河道充填的弱固结-松散状砾石层与漫流砂层夹亚黏土层组成(图 5B). 砾石层底部见冲刷面，砾石成分复杂、分选差、磨圆好，具定向排列和叠瓦状构造，可见下粗上细的正粒序. 砂层多呈长透镜状，横向延伸不稳定，成分以岩屑砂为主，其分选差、磨圆好，见交错层理和平行层理. 该亚相与扇根亚相对比，其沉积体的砾石较扇根砾石砾径总体变小，单层厚度变薄，砂层增多，并夹有亚粘土层.

扇端亚相：见于庙坡剖面的大邑组砾岩顶部及新津 C215 孔、ZK08 孔、蒲江剖面等下、中更新统地层中，主要由河道堆积的砾石层与漫流砂层、亚黏土层组成(图 5C). 砾石层与砂层的成分、分选及磨圆、交错层理等与扇中亚相相似，但该套沉积体在砾石大小、含量、单层厚度等均较扇中亚相减小，砂层及亚黏土层增厚，显示洪泛沉积发育.

4.1.2 河流相

主要见于蒲江—新津—成都—德阳一线以东露头剖面和钻孔剖面的更新统地层中. 沉积物主要由河床砾石层、河床砂层和河漫滩亚黏土层组成二元结构. 砾石层横向延伸不稳定，呈透镜状产出，可见变质岩砾石、火成岩砾石、沉积岩砾石等. 砾石含量一般在 60%~70%，砾石间为砂泥质等充填. 砾石分选性较差，大小不等，一般在 5~15 cm. 砾石具有流水磨蚀现象，多呈次圆状. 砾石多具定向和叠瓦状排列. 砂层呈透镜状产出，横向延伸易尖灭. 成分以岩屑为主，次为石英、长石. 颗粒大小不等，粗砂到粉细砂均有，颗粒有磨蚀，呈次棱角状—次圆状. 少数砂体可见斜层理. 亚黏土层多呈灰黄色、棕褐色、紫红色，具有粉砂质、黏土质结构，部分层段具有网纹构造、钙质结核及铁镁质结核或薄膜.

笔者大量野外调查研究发现，盆地河流剖面结构主要具有以下几种类型：1)仅出现河床底部滞留砾石层(图 6A)，无河床砂层和河漫滩亚黏土层；2)出现河床底部滞留砾石层和河漫滩亚黏土层，二者组成二元结构，无河床砂层(图 6B)；3)出现河床底部滞留砾石层和河床砂层，无河漫滩亚黏土层(图 6C)；4)出现河床底部滞留砾石层、河床砂层和河漫滩粉砂质黏土层，河床砾石层、砂层与河漫滩亚黏土层组成二元结构(图 6D)；5)出现两个沉积韵律的河流二元结构(图 6E).

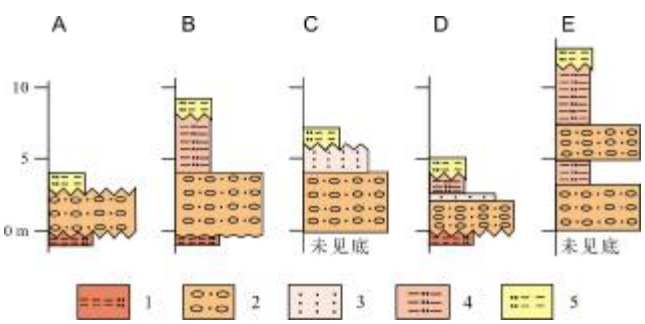

图 6 成都盆地河流剖面的基本层序

Fig. 6 Basic sequence of the river profile in Chengdu Basin

1—基底地层(basement strata)；2—河床砾石层(riverbed gravel layer)；3—河床砂层(riverbed sand layer)；4—河漫滩亚黏土层(floodplain mild clay layer)；5—成都黏土层(Chengdu clay layer)

4.2　古地理特征

4.2.1　上新世大邑砾岩沉积期

该时期为晚新生代成都盆地沉积充填初期的填平补齐阶段，龙门山造山带提供的物源主要以河流搬运形式堆积在龙门山前缘（河流出山口）的盆地西部地区. 随着物源的不断供给和盆地西部可容纳空间的减少,沉积体不断向盆地东部推进超覆.

该套沉积体在平面上从北西(河口)向南东(盆地东部),总体厚度急剧变薄,砾石砾径逐渐变小,砂层有所增加. 在纵向上由多个砾岩层或由砾岩层与砂岩层夹泥岩层组成旋回性叠置,一般有 7~11 个旋回,旋回厚度 10~30 m 不等. 单个旋回内，从下到上砾石变细. 整个剖面从下到上砾径逐渐变小，磨圆度和分选性也逐渐变好,旋回的厚度逐渐变薄,砂岩及泥岩层增多.

通过物质组成、结构构造、平面分布、沉积序列等综合分析,该套沉积体主要体现为冲积扇特征,进一步划分出扇根、扇中-扇端亚相,可能在扇端外围覆盖区有少量河流相沉积.

扇根亚相分布于龙门山推覆构造前缘的河流出山口一带(图 7),从北西到南东主要有丁家湾扇、都江堰扇、大邑扇、庙坡扇. 岩性主要由厚层块状砾石层夹少砂层组成,砾石粗大,并含大量漂砾,略具定向排列. 从河口向下游,砾径逐渐减小,单层砾石层和总体地层厚度均减薄,砂层增多.

扇中-扇端亚相位于扇根亚相外围，由于多为覆盖区，难以细分扇中和扇端. 该亚相的砾石较扇根亚相小,单层砾石层厚度和总体地层厚度显著变薄,如都江堰扇的扇根亚相区地层厚度多在 200 m 以上,而外围的郫县 38 孔仅厚 29 m. 砂层逐渐增多,并见漫流亚黏土层. 平面上系列冲积扇的扇中-扇端亚相连接而组成扇裙.

4.2.2　早—中更新世沉积期

该套沉积体在平面上从北西(河口)向南东(盆地东部),总体厚度急剧变薄;从河口到下游砾石逐渐由粗变细,砂层、亚黏土层有所增加. 在纵向上由多个砾石层或由砾石层与砂岩层、泥岩层组成旋回性叠置,一般有 2~3 个旋回,旋回厚度 5~15 m 不等.

通过物质组成、结构构造、平面分布、沉积序列等综合分析，该套沉积体主要体现为冲积扇与河流沉积特征. 二者大致以蒲江—新津—成都—德阳一线分界,界线以西以冲积扇沉积为主,界线以东以河流沉积为主.

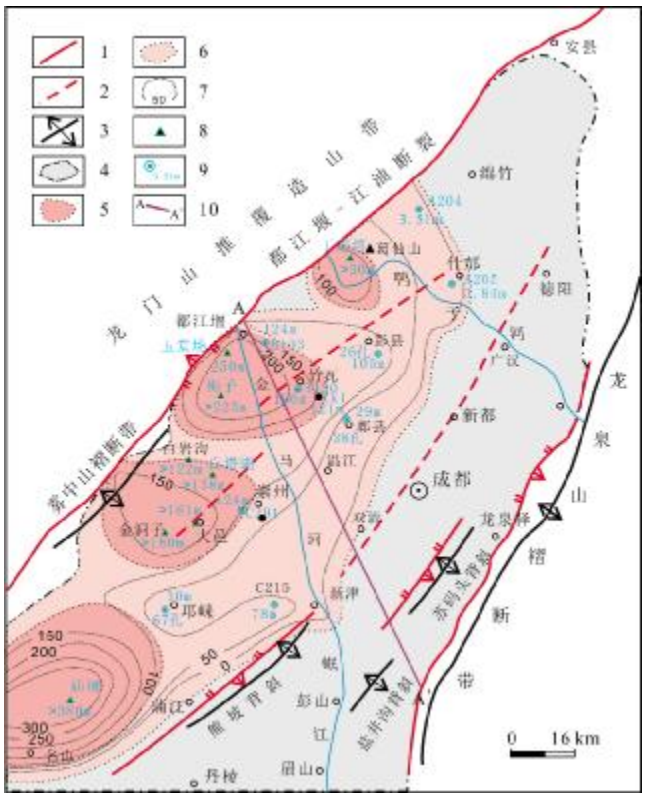

图 7　上新世古地理及沉积厚度分布图

Fig. 7　Pliocene palaeogeography and sedimentary thickness distribution map

1—断层（fault）；2—隐伏断裂（concealed fault）；3—背斜(anticline)；4—盆地范围(range of basin)；5—扇根分布范围(root fan)；6—扇中扇端分布范围（mid-fan and end-fan）；7—大邑砾岩沉积厚度(sedimentary thickness of Dayi conglomerate)；8—露头剖面点及厚度（outcrop section and thickness）；9—钻孔点及厚度(drill hole and thickness)；10—横切剖面位置(cross section)

冲积扇相：主要分布于蒲江—新津—成都—德阳一线以西，其沉积特征与亚相划分与上新世大邑砾岩期相似. 不同的是由于大邑-彭州断裂活动影响,在龙门山造山带前缘带河流出山口和大邑-彭州断裂下盘地区形成了一系列冲积扇（图 8）. 龙门山前缘带冲积扇受龙门山构造推覆作用影响,部分扇体遭受破坏,如大邑以西地区和古青衣江扇地区冲积扇多遭受破坏.

河流相：主要发育在蒲江—新津—成都—德阳一线以东地区,由河床滞留砾石、河床砂及河漫滩亚黏土层组成二元结构的基本层序(图 6). 这些基本层序相互叠置,形成多个沉积旋回,一般可见 1~3 个旋回. 下部

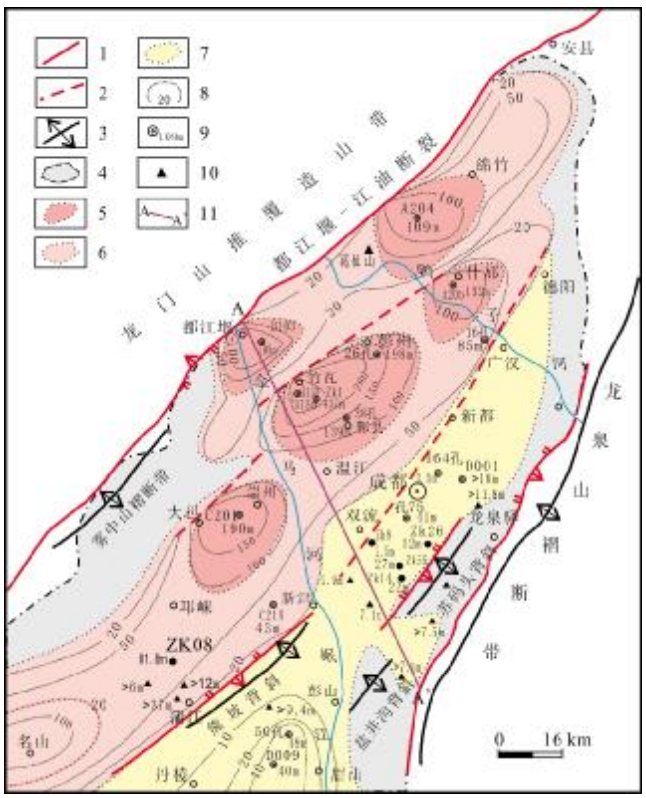

图 8 早—中更新世沉积相及沉积厚度分布图

Fig. 8 Distribution map of Early-middle Pleistocene sedimentary facies and sedimentary thickness

1—断层 (fault); 2—隐伏断裂 (concealed fault); 3—背斜(anticline); 4—盆地范围(range of basin); 5—扇根分布范围(root fan); 6—扇中扇端分布范围(mid-fan and end-fan); 7—河流沉积分布区(fluvial deposit area); 8—钻孔点及厚度(drill hole and thickness); 9—露头剖面点及厚度(outcrop section and thickness); 10—沉积等厚线及厚度(deposition isoline and thickness); 11—横切剖面位置(cross section)

旋回为早更新统磨盘山组地层，中部旋回为早—中更新统牧马山组地层,上部旋回为中更新统合江组地层. 由于该区为河流沉积，其沉积厚度相对冲积扇区明显减小,一般仅几米至 50 余米.

4.2.3 晚更新世—全新世沉积期

蒲江-新津-成都-德阳断裂以东地区，在中更新世末期,受蒲江-新津-成都-德阳断裂、苏码头断背隆起及龙泉山西系列断层的影响[21],其断层及背斜高点进入侵蚀基准面之上而遭受剥蚀，致使基底侏罗系—白垩系地层及早—中更新世沉积体等出露地表. 因此,在晚更新世—全新世时期,沉积物主要充填在苏码头背斜两侧的向斜凹陷区,沉积相有坡积、洪积、冲积、泥石流及当地发育细小河流相. 物源主要来自“原地”下—中更新统和侏罗系—白垩系基底地层的风化剥蚀产物，成分以沉积岩为主. 如龙泉驿百合剖面资阳组底部砾石层中砾石成分主要为石英砂岩和脉石英,少量石英岩,并且磨蚀程度以次棱角-次圆状为主.

蒲江-新津-成都-德阳断裂以西地区受盆地东部断裂-褶皱影响较小，沉积物源仍以龙门山带造山带为主,同时由于地形相对平坦、网状河流水系发育及河流侧向迁移,沉积物以面状形式广泛分布于盆地西部. 因此盆地西部沉积体以面状覆盖,沉积厚度变化不大,一般在 10~30 m,岩性为砾石层、砂层和亚黏土层. 砾石层的砾石成分复杂、分选差、磨圆好,具定向排列,从河口向下游砾石具有变细特征. 砂层以岩屑砂为主,其分选差、磨圆好,发育交错层理. 砾石层与砂层、亚黏土层组成二元结构的基本层序,纵向上可见 2~3 个旋回.

4.3 沉积演化

晚新生代沉积充填之前，受龙门山逆冲推覆构造作用的影响，盆地西部为沉积沉降中心. 晚新生代时期,当河流从造山带进入盆地时,首先将搬运的大量造山带物源充填在造山带前缘的盆地西部凹陷区，随着造山带物源的不断供给，盆地的沉积物也不断向东部迁移. 随着盆内断裂构造活动及沉积物可容纳空间的改变,盆地沉积沉降中心不断迁移,沉积物的分布也做相应的调整，从而形成现今的沉积格局. 根据盆地两个沉积构造转化和沉积充填过程，可将盆地的沉积演化划分为以下 3 个阶段(图 9).

4.3.1 上新世大邑砾岩期

大邑砾岩期为晚新生代成都盆地沉积充填初期,沉积中心位于龙门山逆冲推覆构造带前缘. 由于龙门山构造带物源供给丰富、山区河流搬运能力强等特点,当河流进入盆地时，携带的大量沉积物首先呈扇形堆积在造山带前缘的河流出山口附近区域，随着河流携带的沉积物不断堆积,沉积体不断向东推进,扇体不断向外围扩大. 当一系列扇体向外围扩大并彼此之间相连接时形成扇裙. 河流进入盆地后,河流坡降变小,水动力减弱,搬运能力降低,从而导致搬运的沉积物在粒度和数量上显著降低. 因此大邑组砾岩显示出河流出山口附近沉积物粒度粗大，沉积体单层厚度和整个剖面厚度巨大,从河口向下游沉积物粒度变细、沉积体单层厚度和剖面厚度急剧减小等特点(图 9a).

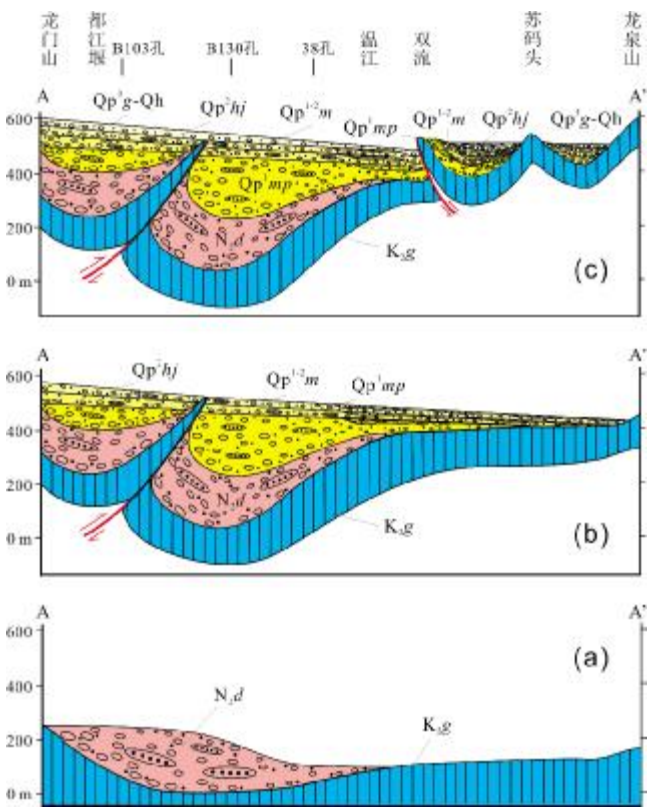

图 9　晚新生代成都盆地沉积充填演化过程

Fig. 9　Sedimentary filling evolution process of Chengdu Basin in Late Cenozoic

a—上新世大邑砾岩期（Pliocene Dayi conglomerate stage）; b—早-中更新世（Early-Middle Pleistocene）; c—晚更新世-全新世（Late Pleistocene-Holocene）

4.3.2　早—中更新世时期

大邑砾岩沉积之后，受大邑-彭州断裂活动的影响，一方面造成早更新世地层角度不整合于大邑组砾岩之上，另一方面在断层两侧形成两个沉积凹陷. 进入早—中更新世时期(图 9b),从龙门山造山带搬运而来的沉积物首先在山前凹陷区以冲积扇形式堆积. 当山前凹陷可容纳空间减少和堆积沉积物接近侵蚀基准面附近时，剩余沉积物再越过断层上盘高点而进入断层下盘凹陷处堆积. 随着下盘凹陷可容纳空间减少和堆积沉积物接近侵蚀基准面附近时，多余沉积物再不断向盆地东部推进超覆. 因此下—中更新统沉积体呈现出以下特点：1)在龙门山前缘的都江堰、葛仙山凹陷区和大邑-彭州断层下盘的大邑-崇州、竹瓦、什邡等凹陷区沉积厚度巨大；2)两凹陷区之间的断层上盘前锋地带厚度小,甚至未沉积而使基底地层出露；3)断层下盘从凹陷区向盆地东部，沉积体总体厚度和单层厚度急剧减薄,沉积物粒度变细,砂岩层及亚黏土层增多,沉积相从冲积扇相过渡为河流相.

4.3.3　晚更新世—全新世时期

晚更新世—全新世时期，以蒲江-新津-成都-德阳断裂为界，盆地东部和西部两区域存在不同的物质来源和水系特征.

东部区域，受蒲江-新津-成都-德阳断裂以及苏码头褶断和龙泉山断裂活动的影响[15,21],大部分地区遭受抬升剥蚀(图 9c),仅在苏码头背斜两侧的向斜凹陷区接受沉积，其物质来源为东部区域早期沉积的下—中更新统沉积物和基底侏罗系、白垩系地层剥蚀产物. 水系为本区发育的洪流和细小河流，其沉积相为坡积、洪积、冲积及该区形成的河流沉积等. 基于此,该区沉积物中来自龙门山造山带物源区的变质岩、火成岩成分大幅度减少，减少了通过下—中更新统沉积的火成岩和变质岩成分再次搬运沉积. 因此该区域物质成分以沉积岩为主,缺少火成岩和变质岩.

西部地区仍继承了上新统和下—中更新统的物源和水系,即物源来自龙门山造山带风化剥蚀产物,水系主要为造山带地区形成的河流. 因此该区域的沉积物成分与下—中更新统沉积物成分相似，具有从龙门山造山带搬运而来的火成岩、变质岩成分. 但是该区在前期沉积后,地形起伏大幅度减小,河流进入盆地后呈网状分布，因此其沉积物呈面状分布于早期沉积体之上,沉积厚度大致相近,没有明显的沉积中心.

5　结论

通过沉积-构造转换及沉积特征、古地理展布、盆地充填演化等研究,得出以下结论：

1）盆地充填过程中存在着两个沉积构造转换,导致了盆地原有沉积物可容纳空间的重新分配和沉积充填展布格架的调整.

2）上新世大邑砾岩期以冲积扇相沉积为主;早—中更新世时期以冲积扇相和河流相沉积为主.

3)晚更新世—全新世时期,盆地东部区域与西部区域存在物质来源和水系特征的差异，导致两区域的物质成分存在差异.

城市地质调查与地下空间合理利用已引起高度重视. 本文通过晚新生代成都盆地的沉积特征及充填演化过程研究，揭示了盆地晚新生代松散沉积物的空间

展布,可为成都市地下空间三维地质结构建模、地下空间资源潜力评价、矿产资源及人文资源的赋存层位等研究提供依据.

参考文献(References):

[1]何银武. 试论成都盆地(平原)的形成[J]. 中国区域地质, 1987(2): 169-176.
He Y W. On the formation of the Chengdu Basin (Plain) [J]. Geological Bulletin of China, 1987(2): 169-176.

[2]钱洪, 唐荣昌. 成都平原的形成与演化[J]. 四川地震, 1997(3): 1-7.
Qian H, Tang R C. On the formation and evolution of the Chengdu Plain[J]. Earthquake Research in Sichuan, 1997(3): 1-7.

[3]刘兴诗. 四川盆地的第四系[M]. 成都: 四川科学技术出版社, 1983: 12-16.
Liu X S. Quaternary in Sichuan Basin[M]. Chengdu: Sichuan Science and Technology Press, 1983: 12-16. (in Chinese)

[4]梁斌, 朱兵, 王全伟, 等. 成都平原第四纪地质与环境[M]. 北京: 科学出版社, 2014: 7-113.
Liang B, Zhu B, Wang Q W, et al. Quaternary geology and environment in Chengdu Plain[M]. Beijing: Science Press, 2014: 7-113. (in Chinese)

[5]王凤林, 李勇, 李永昭, 等. 成都盆地新生代大邑砾岩的沉积特征[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 2003, 30(2): 139-146.
Wang F L, Li Y, Li Y Z, et al. Sedimentary characteristics of the Cenozoic Dayi conglomerate in Chengdu Basin[J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 2003, 30(2): 139-146.

[6]白毛伟, 谢小平, 陈芝聪. 川西龙门山前陆盆地晚新生代沉积记录与构造响应[J]. 地质学刊, 2016, 40(4): 640-645.
Bai M W, Xie X P, Chen Z C. The Late Cenozoic sedimentary records and structural response of Longmenshan foreland basin in western Sichuan Province[J]. Journal of Geology, 2016, 40(4): 640-645.

[7]周绪纶. 成都粘土中的钙质结核[J]. 水文地质工程地质, 1986(4): 29-31.
Zhou X L. Calcareous tuberculosis in Chengdu clay[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 1986(4): 29-31. (in Chinese)

[8]陈治荣, 何银武. 据 14C 年龄数据浅议广汉粘土与成都粘土的时代归属[J]. 山地研究, 1990, 8(3): 167-173.
Chen Z R, He Y W. A preliminary discussion on date determination of Guanghan clay and Chengdu clay with 14C dates[J]. Mountain Research, 1990, 8(3): 167-173.

[9]赵志中, 乔彦松, 王燕, 等. 成都平原红土堆积的磁性地层学及古环境记录[J]. 中国科学(D 辑): 地球科学, 2007, 37(3): 370-377.
Zhao Z Z, Qiao Y S, Wang Y, et al. Magnetic stratigraphy and paleoenvironmental records of red soil accumulation in Chengdu Plain [J]. Scientia Sinica (Terrae), 2007, 37(3): 370-377. (in Chinese)

[10]梁斌, 王全伟, 朱兵, 等. 川西地区成都粘土的光释光年代学[J]. 第四纪研究, 2013, 33(4): 823-828.
Liang B Wang Q W, Zhu B, et al. Optically stimulated luminescence dating of the Chengdu clay in the West Sichuan Basin[J]. Quaternary Sciences, 2013, 33(4): 823-828.

[11]冯金良, 赵振宏, 赵翔, 等. "成都粘土"的成因、物源、时代及其古环境问题[J]. 山地学报, 2014, 32(5): 513-525.
Feng J L, Zhao Z H, Zhao X, et al. The origin, provenance, age and climatic links of the Chengdu clay: A review [J]. Mountain Research, 2014, 32(5): 513-525.

[12]汪波, 聂前勇, 王运生, 等. 也论成都粘土的成因[J]. 地质灾害与环境保护, 2002, 13(1): 54-56, 64.
Wang B, Nie Q Y, Wang Y S, et al. Discussion on the genetic mechanism of Chengdu clay [J]. Journal of Geological Hazards and Environment Preservation, 2002, 13(1): 54-56, 64.

[13]乔彦松, 赵志中, 李增悦, 等. 成都平原红土堆积的风成成因证据[J]. 第四纪研究, 2007, 27(2): 286-294.
Qiao Y S, Zhao Z Z, Li Z Y, et al. Aeolian origin of the red earth formation in the Chengdu Plain[J]. Quaternary Sciences, 2007, 27(2): 286-294.

[14]谭元隆, 乔彦松, 赵志中, 等. 成都平原风尘堆积的化学风化特征及其古气候意义[J]. 地质力学学报, 2013, 19(1): 26-34.
Tan Y L, Qiao Y S, Zhao Z Z, et al. Chemical weathering characteristics and paleoclimatic significance of the eolian deposits in Chengdu Plain[J]. Journal of Geomechanics, 2013, 19(1): 26-34.

[15]付小方, 侯立伟, 梁斌, 等. 成都平原第四纪断裂及其活动性[M]. 北京: 科学出版社, 2013: 81-89.
Fu X F, Hou L W, Liang B, et al. The quaternary fault and its activity in Chengdu Plain[M]. Beijing: Science Press, 2013: 81-89. (in Chinese)

[16]李勇, 黎兵, Steffen D, 等. 青藏高原东缘晚新生代成都盆地物源分析与水系演化[J]. 沉积学报, 2006, 24(3): 309-320.
Li Y, Li B, Steffen D, et al. Provenance analysis and drainage evolution in Late Cenozoic Chengdu Basin on eastern margin of Tibetan Plateau [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2006, 24(3): 309-320.

[17]何银武. 论成都盆地的成生时代及其早期沉积物的一般特征[J]. 地质论评, 1992, 38(2): 149-156.
He Y W. The age of formation of the Chengdu Basin and features of its early deposits[J]. Geological Review, 1992, 38(2): 149-156.

(下转第 731 页/Continued on Page 731)

Liaoning Province[J]. Geology and Resources, 2020, 29(1): 44-52.

[15]江国胜, 王震凯, 高亮, 等. 钻井地层划分方法在天津地区青白口系中的应用[J]. 地质与资源, 2019, 28(2): 208-214.
Jiang G S, Wang Z K, Gao L, et al. Application of geophysical logging method in stratigraphic division of Qingbaikouan System in Tianjin region[J]. Geology and Resources, 2019, 28(2): 208-214.

[16]聂永生, 魏生祥, 田景春, 等. 应用测井地层学进行地层对比研究[J]. 科技导报, 2013, 31(10): 35-39.
Nie Y S, Wei S X, Tian J C, et al. Stratigraphic correlation research by applying logging stratigraphy[J]. Science & Technology Review, 2013, 31(10): 35-39.

[17]王凯. 辽河西部凹陷西南部沙一、二段沉积体系与层序地层特征[J]. 特种油气藏, 2002, 9(5): 22-25.
Wang K. Sedimentary system and sequence stratigraphy of S1 and S2 member in southwest of Liaohe western depression[J]. Special Oil and Gas Reservoirs, 2002, 9(5): 22-25.

[18]陈清华, 刘池阳, 李琴. 胜利油区孤岛油田新近系辅助标志层研究[J]. 地层学杂志, 2003, 27(1): 46-49.
Chen Q H, Liu C Y, Li Q. The study on the auxiliary index horizons of the Neogene in Gudao oil field, Shandong[J]. Journal of Stratigraphy, 2003, 27(1): 46-49.

[19]庞军刚, 李文厚, 陈全红. 陕北地区延长组标志层特征及形成机制[J]. 地层学杂志, 2010, 34(2): 173-178.
Pang J G, Li W H, Chen Q H. Characteristics and deposition of marker beds in the Yanchang Formation of the Northern Shaanxi[J]. Journal of Stratigraphy, 2010, 34(2): 173-178.

[20]张景军, 柳成志, 杜先芳, 等. 欧利坨子地区沙三上段地层划分与对比[J]. 大庆石油学院学报, 2011, 35(1): 30-35.
Zhang J J, Liu C Z, Du X F, et al. Stratigraphic classification and correlation of the upper section of Es_3 in Oulizuozi area[J]. Journal of Daqing Petroleum Institute, 2011, 35(1): 30-36.

[21]李亚婷, 吴小斌, 刘江斌. 鄂尔多斯盆地延长组标志层特征及其成因[J]. 内蒙古石油化工, 2018, 44(5): 118-119.
Li Y T, Wu X B, Liu J B. The characteristics and depositional factor of marker bed in Yanchang Formation, Ordos Basin[J]. Inner Mongolia Petrochemical Industry, 2018, 44(5): 118-119.

(上接第 690 页/Continued from Page 690)

[18]李勇, 周荣军, Densmore A L, 等. 青藏高原东缘龙门山晚新生代走滑挤压作用的沉积相应[J]. 沉积学报, 2006, 24(2): 153-164.
Li Y, Zhou R J, Densmore A L, et al. Sedimentary responses to Late Cenozoic thrusting and strike-slipping of Longmen Shan along eastern margin of Tibetan Plateau[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2006, 24(2): 153-164.

[19]李勇, 周荣军, Densmor A L, 等. 青藏高原东缘龙门山晚新生代走滑-逆冲作用的地貌标志[J]. 第四纪研究, 2006, 26(1): 40-51.
Li Y, Zhou R J, Densmore A L, et al. Geomorphic evidence for the Late Cenozoic strike-slipping and thrusting in Longmen Mountain at the eastern margin of the Tibetan Plateau[J]. Quaternary Sciences, 2006, 26(1): 40-51.

[20]李永昭, 郭兵. 成都平原的晚新生代构造[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 2008, 35(4): 371-376.
Li Y Z, Guo B. Cenozonic tectonics of Chengdu Plain, Sichuan, China[J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 2008, 35(4): 371-376.

[21]梁明剑, 李大虎, 郭红梅, 等. 成都盆地南缘第四纪构造变形及地貌响应特征[J]. 地震工程学报, 2014, 36(1): 98-106.
Liang M J, Li D H, Guo H M, et al. Quaternary tectonic deformation and geomorphologic response characteristics in the southern margin of Chengdu Basin[J]. China Earthquake Engineering Journal, 2014, 36(1): 98-106.

[22]袁俊杰, 陶晓风. 四川名山-丹棱地区青衣江流域的砾石层特征及水系演化[J]. 地质学报, 2008, 28(1): 6-12.
Yuan J J, Tao X F. The features of gravel bed and drainage evolution in the Qingyi River valley in the Mingshan-Danling region, Sichuan[J]. Acta Geologica Sichuan, 2008, 28(1): 6-12.

[23]王刚, 陶晓风, 伊海生, 等. 四川盆地西南缘雅安-名山地区青衣江古河道的变迁及蒙顶山背斜的隆起[J]. 第四纪研究, 2010, 34(4): 779-790.
Wang G, Tao X F, Yi H S, et al. Change of the paleo-Qingyijiang River and the rise of the Mengdingshan anticline on the south west margin of the Sichuan Basin[J]. Quaternary Sciences, 2010, 30(4): 779-790.