

楚雄盆地扭动构造及其演化

杨庆道¹, 郭朝斌², 王伟锋³, 张文博³, 周雄波¹

(1.中国石化石油工程地球物理公司 云南分公司, 云南 昆明 650233; 2.中化石油勘探开发有限公司, 北京 100031; 3.中国石油大学(华东) 地球科学与技术学院, 山东 青岛 266580)

摘要:以地震资料解释成果为基础,从平面和剖面上识别楚雄盆地的扭动构造,并结合区域古地磁资料、应力场特征以及盆地沉积演化,分析研究区不同构造期的扭动变形机制及其演化。结果表明,中生代以来,楚雄盆地受到特提斯构造域向北和滨太平洋构造域向西的推挤力,2个推挤力在不同构造期分别占主导地位,并致使红河断裂左行、右行走滑交替,控制着楚雄盆地的构造和沉积演化;印支期金沙江洋关闭、思茅—印支地块与扬子板块拼合后,金沙江—红河碰撞带东侧的楚雄盆地不属于前陆盆地,板块拼合过程中红河断裂走向与推挤方向形成小角度斜交,主要发生走滑运动,未产生大规模造山,随后在晚印支期南北向挤压应力场中形成楚雄裂陷盆地;研究区南部楚雄—牟定一带沉积厚度的剧烈变化源于楚雄—建水断裂和牟定断裂中生代走滑运动产生的拉分效应;楚雄盆地的火成岩分布往往与大型基底断裂的后期扭动作用有关,这有利于圈定火成岩分布范围,在油气勘探中应有针对性地加以回避。

关键词:红河断裂 扭动构造 走滑构造 扭动作用 构造演化 楚雄盆地

中图分类号: TE111.2

文献标识码: A

文章编号: 1009-9603(2014)06-0015-07

20世纪90年代以来,对楚雄盆地加大了油气勘探力度,在沉积、层序和构造等方面取得了许多新认识。但对中生代楚雄盆地是前陆盆地^[1-2]还是裂陷盆地^[3-5]、盆地内稳定分布的下侏罗统在牟定一带厚度剧变的原因、乌龙1井钻遇岩浆岩的来源及其分布规律等问题仍存在广泛争议,直接关系到楚雄盆地的油气资源评价和勘探目标选择。新的地震资料解释成果表明,这些问题与楚雄盆地边界断裂或盆地内大型深断裂的扭动作用^[6-8]密切相关。楚雄盆地的构造演化明显受到扭动作用影响,但在以往研究中由于过分强调挤压作用,往往把部分地震剖面上典型的扭动构造解释为冲断构造。为此,笔者根据新的地震资料解释成果,结合川滇地区古地磁资料、现今GPS速度场和不同构造期应力场的研究成果,对楚雄盆地的扭动构造及演化进行分析,进而对存在的问题进行探讨,以期对研究区下步的油气资源评价和勘探目标选择提供参考。

1 扭动构造特征

楚雄盆地位于扬子板块西南缘川滇菱形块体南部的滇中次级块体,由红河断裂、小金河—龙门

山断裂和小江断裂所围限;这3条深大断裂在中、新生代发生多次走滑运动,在楚雄盆地形成北西、南北和北东向3组扭动断裂系统(图1)。北西向扭动断裂系统位于华坪—牟定—新平以西的盆地西部,包括红河断裂以及由其控制、走向与红河断裂平行的楚雄—蒙自断裂和牟定断裂;其中,红河断裂是中国南方连接特提斯构造域和滨太平洋构造域的大型走滑断裂,中生代以来,通过左行^[6-7]、右行走滑交替^[8]调节、传递和吸收来自印度板块向北和滨太平洋板块向西的推挤力,在断裂带两侧及南海西部广大地区形成了众多走滑—拉张盆地,对中、新生代楚雄盆地构造演化产生了重要影响。南北向扭动断裂系统主要位于华坪—牟定—新平以东,主要有程海断裂、绿汁江断裂、易门断裂、猛虎断裂、普渡河断裂和小江断裂。北西向和南北向2组断裂系统均形成于新元古代的晋宁运动,自显生宙以来控制着楚雄盆地的沉积格局。此外,在研究区西部普遍发育1组北东向扭动断裂;分隔松潘—甘孜地块和扬子地块的小金河—龙门山断裂在印支期发生左行走滑,喜马拉雅期在印度板块北北东向侧向推挤作用下在楚雄盆地西部产生北东向扭动断裂,且切错北西向和南北向扭动断裂。

收稿日期:2014-09-10。

作者简介:杨庆道,男,高级工程师,在读博士研究生,从事地震解释及构造地质研究。联系电话:13888477361,E-mail:yq9999@sina.com。基金项目:中国石油化工股份有限公司重大项目“楚雄盆地地震资料综合解释及目标评价”(G0800-12-KK-214)。

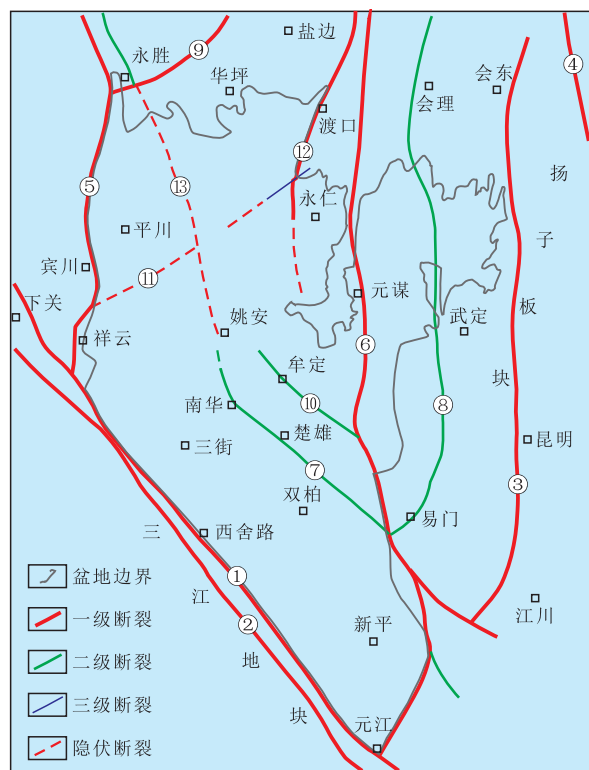


图1 楚雄盆地主要扭动断裂分布

- ①—红河断裂；②—哀牢山断裂；③—普渡河断裂；④—小江断裂；⑤—程海断裂；⑥—绿汁江断裂；⑦—楚雄—蒙自断裂；⑧—易门断裂；⑨—箐河断裂；⑩—牟定断裂；⑪—宾川断裂（隐伏）；⑫—猛虎断裂；⑬—石羊断裂（隐伏）

2 扭动构造识别标志

根据扭应力持续作用过程中介质形变运动方式的不同,可将扭动作用的持续剪切过程分为初期、中期和后期3个阶段,在不同阶段形成不同的扭动构造组合。扭应力作用的初期阶段往往形成小规模破裂面、雁列褶皱和断裂;中期阶段通过裁弯取直方式将前期的小规模破裂连在一起,形成具有众多分支断层的扭动构造带;后期阶段伴随着块体旋转而派生斜交扭动构造,或改造、切割前期低序次扭动构造,使主控扭动断裂发生弯曲,所夹持块体发生旋转。扭动作用和块体旋转过程中,在扭动断裂不同地段形成平行、聚敛和离散扭动,伴生不同序次的扭动要素组合,在平面上形成局部挤压与引张环境交替分布的雁列构造、S形构造、切割平移构造、次级斜交构造和帚状构造等(图2),剖面上往往表现为花状构造和S形构造。

2.1 平面识别标志

雁列构造 雁列构造是扭动构造的重要鉴别标志。即使在多重应力联合或叠加的复杂环境下,只要有扭应力存在就会有雁列构造发育^[9]。楚雄盆

地的雁列构造往往发育于大型基底弱化带上,前印支期基底断裂在接受中、新生代沉积后,喜马拉雅期老断层发生挤压扭动,在上覆地层中形成与基底断裂斜交的雁列褶皱和断裂。研究区西部的平川凸起与南部冲断带在晚三叠世拼合在一起并接受中生界沉积,喜马拉雅期老断层发生扭动,在宾川—石羊一带的中生代构造层中形成4条延伸至地表的北东向雁列断裂。

S形构造 S形构造是由于扭应力持续作用,由初期阶段的雁列构造进一步发展和块体旋转的结果。楚雄盆地西部构造带自东向西,其走向由北西向变为近南北向,形成S形褶皱—冲断带,为新生代红河断裂左行走滑过程中受到思茅—印支地块和松潘—甘孜地块阻挡,致使西部拗陷发生顺时针旋转的结果(图2a)。

切割平移构造 切割平移构造是由于后期断层受水平挤压力偶作用,发生水平位移,切割先期断层和褶皱,并使先期构造发生水平错动所形成的。后期逆断层和正断层的活动也可以使先期褶皱和断层在平面上产生错位,但只有当被切割的同一标志层具有相同埋深,或被切割的2条以上构造线保持相同的间距,才能判定后期断层的扭动性质。研究区切割平移断层主要发育于西部拗陷,北西或南北走向的早期断层和褶皱往往被后期的北东向平移断层切错(图2b)。

次级斜交构造 次级斜交构造是在扭应力作用下,在扭动断裂带两侧形成的与主断裂斜交的次级扭动组合。次级构造线可以是平行展布,也可以是雁列展布。有时1条或多条次级断层与主控扭动断裂斜交,在平面上形成“入”字形或多级Y字形构造(图2c)。绿汁江断裂为楚雄盆地南北走向的大型扭动断裂,在盆地南部楚雄、牟定一带发育众多构造线大致平行、与绿汁江断裂斜交的断层和褶皱,而在绿汁江断裂的东盘,其构造走向呈与该断裂平行的南北向延伸;该组斜交构造是由于喜马拉雅期楚雄盆地西南部受印支块体的斜向挤压,致使绿汁江断裂西盘发生右行聚敛扭动和块体逆时针旋转的结果。

帚状构造 帚状构造是块体沿扭动断层平移过程中,受刚性块体阻挡后发生旋转所形成的。在楚雄盆地牟定—姚安—龙街一带,地面断层和褶皱以黑井为中心向西北呈帚状散开,所夹断块的褶皱轴向与断层走向基本一致,是西部拗陷块体沿绿汁江断裂右行平移和逆时针旋转过程中受到刚性的元谋古隆起阻挡所产生的(图2d)。

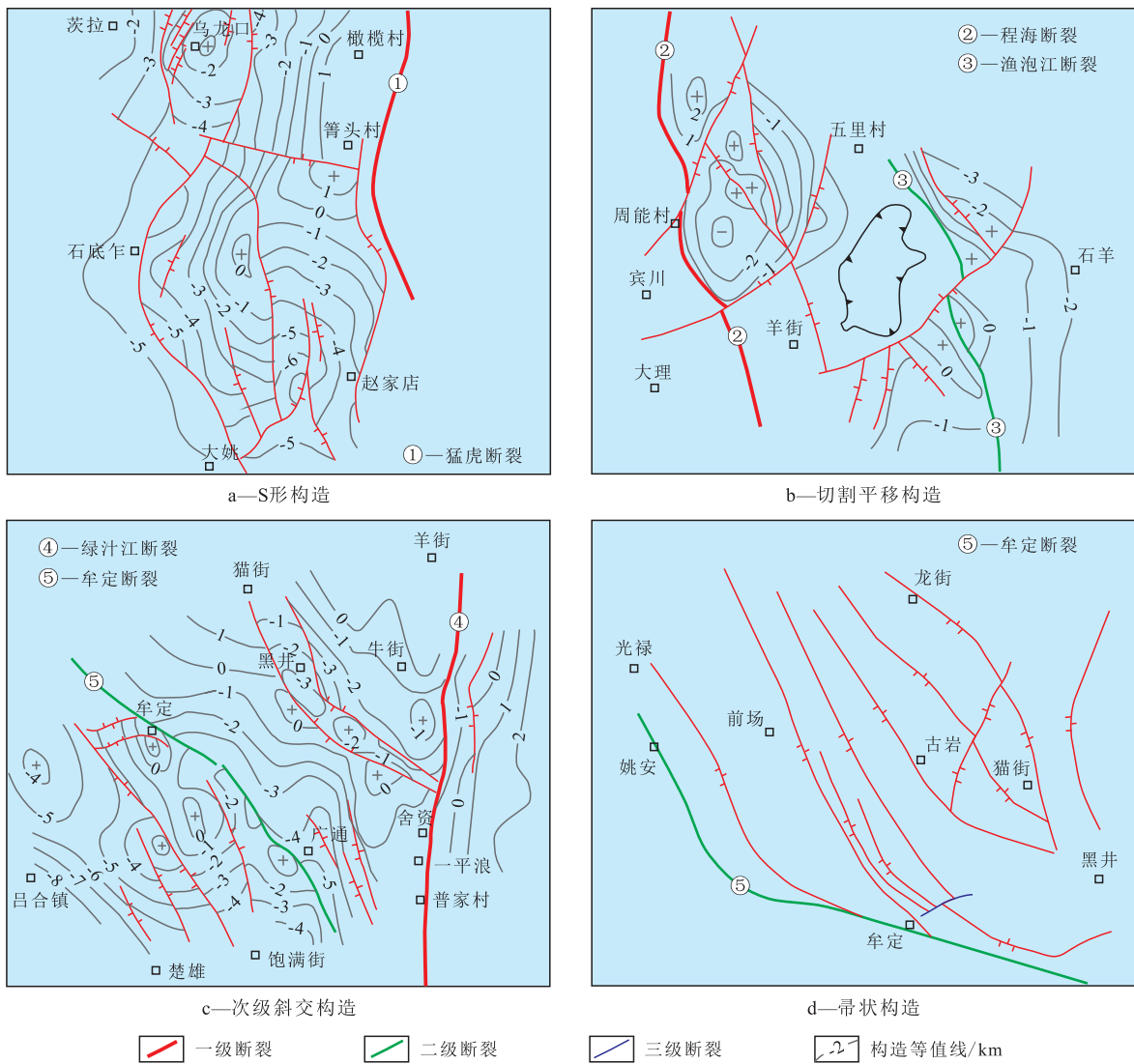


图2 楚雄盆地扭动构造平面识别标志

2.2 剖面识别标志

花状构造 楚雄—南华断裂和牟定断裂在剖面上往往表现为正花状构造,其下部断面单一且陡直,断层从基底向上、向外扩展穿过沉积盖层。正花状构造是压扭作用所形成的构造样式。牟定断裂为楚雄盆地南部北西向延伸的扭动断裂,在地震剖面上表现为正花状构造,其花状结构的上部呈背斜型,花枝撒开的北部分支断裂两侧的白垩系突然增厚。绿汁江断裂在禄丰县—一平浪以北的北段断裂走向平直,剖面表现为正花状构造;南段断裂走向弯曲,剖面上表现为正花状和负花状构造相间分布,反映出扭动断裂弯曲的不同部位分别具有压扭和张扭的特征。

海豚效应和丝带效应 海豚效应和丝带效应^[10]是大型扭动断裂在剖面上的重要特征,是扭动断裂两盘平移的结果。在扭动断裂断面倾向相同的情况下,在一条垂直断层的横剖面上表现为正断

层,而间隔一段距离的另一条横剖面上显示为逆断层,则称为海豚效应。若扭动断裂总体近于垂直,但沿其走向断面倾向发生变化,表现为视正断层或视逆断层,则称为丝带效应。绿汁江断裂南段一般为西倾,但弯曲部位表现为多个正断层和逆断层相间分布的海豚效应;该断裂中段在元谋—禄丰一带不同部位的地震剖面上分别表现为断面西倾和东倾相间的丝带效应,并伴有断裂两侧沉积厚度突变。楚雄—南华断裂在南华一带表现为南西倾正断层,双柏县以东表现为北东倾逆断层,产状较陡,倾角较大,可达80°。

3 扭动构造的形成与演化

3.1 晋宁期大型基底深断裂形成

北西向红河断裂、楚雄—建水断裂等大型基底断裂均形成于晋宁期。刘宝珺等根据与红河断裂

平行的建水断裂两侧地层界线平移的实测结果发现,该断裂在石炭纪—二叠纪的左行位移为29 km,三叠纪—新近纪之前的左行位移为19 km^[7],据此推测红河断裂在石炭纪—二叠纪即已开始左行走滑。

南北向基底大断裂控制着楚雄盆地的基底特征和沉积分布,其形成可追溯至扬子陆块的形成阶段。新太古代晚期的五台事件和古元古代晚期的吕梁事件在扬子板块西缘的康滇地区产生近南北向的碰撞增生带^[11],成为后期断裂活动的软弱带。新元古代的晋宁运动使各陆块间发生汇聚、碰撞,形成统一的结晶基底。晋宁期扬子板块整体受到南北向挤压和东西向拉张,在前期南北向软弱带上形成绿汁江断裂、易门断裂、普渡河断裂和小江断裂等多条南北向大型基底断裂。在后期的构造演化中,这些南北向断裂长期成为楚雄盆地一级或二级构造单元的分界线。绿汁江断裂是研究区重要的沉积分界线,该断裂以西为西部坳陷,在古生代为康滇古陆的一部分,由于长期处于隆起剥蚀状态而缺失古生界,在印支运动后成为楚雄盆地的沉降—沉积中心,上三叠统直接覆盖于元古界昆阳群变质岩基底之上;该断裂以东的东部坳陷是研究区古生代重要的沉积区,但在中生代自东向西逐渐抬升,缺失中侏罗统一白垩统等多套地层。小江断裂是川滇活动地块与稳定的扬子地块的边界,其西侧楚雄盆地的大部分区域在古生代长期处于康滇古陆的隆起剥蚀区。古生代,中国陆块内强烈的板块俯冲碰撞作用主要发生在西伯利亚和华北板块之间的古亚洲构造域,扬子板块的构造形变微弱,南北向大断裂处于稳定期。

3.2 印支期以来交替扭动作用

根据中国大陆周缘地球动力学机制的演变,可将中、新生代划分为6个地方性构造期^[11],分别为印支期、燕山期、四川期、华北期、喜马拉雅期和新构造期。其中,该划分方案的燕山期和四川期分别对应于以往的早燕山期和晚燕山期,而华北期、喜马拉雅期和新构造期分别对应于早、中和晚喜马拉雅期^[12]。根据热事件^[13]和沉积演变特征发现,中生代以来楚雄盆地的构造演化明显受控于中国大陆周缘板块动力学机制的演变。

中生代以来,中国西、东部分别受到特提斯构造域和滨太平洋构造域动力体系的影响。夹于其间的贺兰山—六盘山—横断山大型南北向构造带,包括四川盆地和楚雄盆地,为中国西部特提斯动力体系和东部环太平洋动力体系的复合、联合区域。中生代以来,在楚雄盆地的构造演化过程中,受到

印度板块持续向北和西太平洋板块间歇性向西俯冲、碰撞的双重挤压力作用,不同构造期印度板块和滨太平洋板块推挤力交替占主导作用,构造动力机制和最大主压应力方向的改变通过红河断裂的左行、右行走滑运动来传递、吸收和平衡,并导致北东向小金河—龙门山断裂、南北向绿汁江断裂、易门断裂和小江断裂的交替扭动以及滇中次级块体的交替旋转。

印支期 印支期为晚二叠世—三叠纪,距今260~200 Ma。中三叠世晚期,思茅—印支地块与松潘—甘孜地块、扬子板块碰撞造山,控制滇中块体西、北边界的金沙江—红河断裂与小金河—龙门山断裂最终定型。在印支期南北向挤压作用下,小金河—龙门山断裂曾发生大规模左行走滑^[14]。南北向深断裂在印支期再次活动,一些现今被中生界覆盖的南北向隐伏基底断裂,在印支期曾发生剧烈活动。如控制西部坳陷北部乌龙口—大姚构造带边界的猛虎断裂,为断面西倾的铲式正断层,其上盘在中三叠世晚期—晚三叠世发生剧烈沉降,成为楚雄盆地重要的沉积分界线

燕山期 燕山期为侏罗纪—早白垩世早期,距今200~135 Ma。燕山运动是中国东部显生宙以来影响最深远的一次构造运动。伴随特提斯—古太平洋的封闭,东部地台间的造山带发生逆掩—叠覆,中国大陆东部地壳全面活化。受到来自北美板块(主要是其西部的鄂霍茨克部分)向西和伊佐奈岐板块向西北方向挤压、碰撞的共同作用,中国大陆燕山期最后定型期的构造应力场以北西西—南东东向水平缩短作用及其派生的北北东—南南西向的水平伸展作用为主要特征^[11],红河断裂发生左行走滑^[6-7],南北向断裂以挤压作用为主。燕山运动对楚雄盆地产生了重要的影响,在中生代构造层中首次产生北北东—南北走向的褶皱和逆断层,地震剖面表现为近南北走向的基底断裂在中侏罗世—早白垩世普遍发生构造反转,在盆地内产生自东向西的构造抬升和沉积迁移,在上、白垩统间形成广泛的角度不整合。中侏罗统一白垩统,楚雄盆地的剥蚀量具有东厚西薄的特征^[13],云龙凹陷内中侏罗统一白垩统剥蚀量达280 m,向西剥蚀量变小,至西部坳陷中部保持连续沉积。与红河断裂平行的楚雄—建水断裂、牟定断裂发生左行走滑,多条地震剖面显示在断裂两侧中侏罗统一白垩统的沉积厚度发生剧烈变化(图3),在楚雄—黑井一带形成多个块断沉降。在红河断裂左行走滑过程中,楚雄盆地西部受思茅—印支块体阻挡,发生褶

皱抬升,形成平行于红河断裂走向的狭长西部褶皱带。

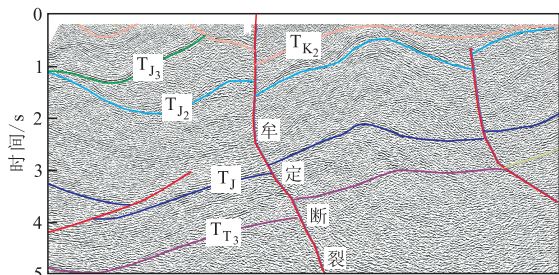


图3 牟定断裂两侧中侏罗统一下白垩统沉积厚度变化 (CM88-9测线)

四川期 四川期为早白垩世中期—古新世,距今135~56 Ma。白垩纪是中国板块构造演化史上的一个重要变换期。冈底斯—腾冲地块与已是欧亚大陆一部分的羌塘—他念他翁—保山地块在白垩纪晚期—古近纪早期发生碰撞,形成班公错—怒江碰撞带,研究区内最大主压应力方向由燕山期近东西向转变为以近南北向为主^[11]。由于构造体制的转变,在楚雄盆地东西向地震剖面上,元谋古隆起两侧受燕山期东西向挤压产生的隆起、冲断和大量剥蚀,自晚白垩世开始因近东西向的拉张而发生沉降,在小孟连一带上白垩统不整合覆盖于上三叠统之上。在印度板块推挤下,川滇菱形地块发生顺时针旋转和块体边界断裂普遍发生右行走滑^[15],北西西向红河断裂以挤压褶皱为主,局部可能发生小规模右行走滑,南北向小江断裂、绿汁江断裂发生右行走滑^[11]兼东西向拉张和负反转的离散扭动,绿汁江断裂以东的东部隆起剥蚀区重新断陷并接受沉积。来自楚雄盆地西南的挤压作用使盆地沉积中心由南西向北东迁移,从晚白垩世早期盆地西南的祥云—楚雄一带,到古新世向北东迁移至永仁—攀枝花一带。楚雄盆地的白垩系与古近系为连续沉积,沿大断裂分布的岩浆活动以及变质作用的同位素年龄为距今64~54 Ma,表明川滇地区四川运动的高潮期发生于古新世。

华北期 华北期为始新世—渐新世,距今56~23 Ma。印度板块继续北移,并在渐新世晚期(距今约30 Ma)与已属于欧亚板块的冈底斯地块发生碰撞,形成雅鲁藏布江碰撞带。同时,西太平洋板块首次向欧亚大陆东部俯冲,在渐新世晚期形成西太平洋俯冲带。中国大陆受控于印度板块向北和太平洋板块向西俯冲的挤压力偶,但以滨太平洋构造域向西推挤力占主导优势^[11],红河断裂发生大规模左行走滑,南北走向的小江、绿汁江等断裂以挤压逆冲为主兼小规模左行走滑,致使滇中块体大幅抬

升,楚雄盆地进入萎缩期,并普遍发育古新统膏盐岩层。

喜马拉雅期 喜马拉雅期为新近纪—早更新世,距今23~0.78 Ma。印度板块与欧亚板块发生剧烈碰撞,研究区最大主压应力方向变为北北东向^[11],红河断裂发生右行走滑^[7-8]。在印度板块的推挤下,思茅—印支块体进一步楔入扬子板块,楚雄盆地西部强烈抬升并向东反冲。红河断裂在喜马拉雅期的活动性具有明显的分段特征,位于巴塘—大理之间的红河断裂西段在印度板块的强烈推挤下发生右行走滑和大规模顺时针旋转,自东向西断层走向由北西西向转变为南北向,并在盆地西部产生切错北西和南北向基底大断裂的北东向剪切断层。在楚雄盆地中部的大姚—楚雄地区,多条近南北向断层受北东向扭动断层切割,断块旋转并形成枢扭断层,表现为北端断距为0,南端垂直断距迅速增至上千米,这与扭动作用导致的断块旋扭有关。伴随着红河断裂和滇中块体的顺时针旋转,楚雄盆地西部构造带进一步挤压扭动,形成西部弧形冲断构造带。

新构造期 新构造期为中更新世—全新世,距今0.78~0 Ma。新构造期,中国大陆主应力方向发生重要调整,滇藏地区成为主要的构造活跃区。来自周邻板块不同方向的推挤力,通过红河断裂、小金河—龙门山断裂、鲜水河—小江断裂等大型深断裂剪切运动的调节,位于印支地块、扬子地块、松潘—甘孜地块之间的川滇菱形块体成为应力集中区和重要构造转换部位。伴随着青藏高原向东侧向挤出^[10]及顺时针旋转^[16]、高原物质东流^[17]和重力作用影响^[18],川滇菱形块体西边界的红河断裂金沙江段在新构造期继续表现为右旋走滑^[19],红河断裂中段在丽江—楚雄—通海地区以逆冲作用为主,东南段从弥渡—越南境内北部湾的断裂活动非常微弱,自晚更新世以来几乎未发生明显的水平剪切和垂直升降运动。楚雄盆地东部南北向的绿汁江断裂、安宁河断裂、小江断裂,以及北部北东向的丽江—小金河断裂和程海断裂表现为左旋走滑运动。这些断裂的走滑运动性质与新构造期川滇菱形块体的顺时针旋转和向南挤出密切相关。

4 存在问题探讨

红河断裂是中国南方连接特提斯构造域和滨太平洋构造域的大型走滑断裂,其中、新生代的扭动作用控制了楚雄盆地的形成、改造以及现今的构

造格局。根据对楚雄盆地扭动构造形成及演化的研究,对目前在研究区油气勘探中存在的一些问题进行探讨。

4.1 晚三叠世楚雄盆地的构造性质

目前对中生代尤其是晚三叠世楚雄盆地的构造性质仍有广泛争议,存在前陆盆地^[1-2]和裂陷盆地^[3-5]等迥然不同的认识。作为现今盆地主体的西部拗陷在晋宁运动后长期处于隆起剥蚀状态,自印支期金沙江碰撞带形成后开始沉降并接受沉积,因此,许多学者认为中生代楚雄盆地属于前陆盆地。即使观点相近的前陆盆地论者,也存在周缘前陆盆地^[1]与弧后前陆盆地^[2]的争议。对前陆盆地发育的时限,有的学者认为仅限于晚三叠世^[1],还有的学者则认为自晚三叠世—古新世。然而,近年来一些学者根据楚雄盆地晚三叠世的沉积物源和地球化学等研究成果,认为中生代楚雄盆地属于裂陷盆地。吴根耀认为,楚雄盆地西部冲断带中出露的晚三叠统云南驿组、罗家大山组深海—半深海沉积形成于裂谷环境而不是前渊(前陆),其地层序列、沉积特征及火山岩地球化学性质等均指示形成于伸展大地构造环境,为伴随甘孜—理塘洋盆张开而伸进陆内的一个拗拉谷(滇中裂谷),闭合后的磨拉石建造为白土田组,此时的楚雄盆地为一个沉积物拼盘,在中侏罗世晚期为与思茅—兰坪盆地连通成覆盖中国西南和中南半岛的超大型盆地的次级盆地^[3]。刘宝珺等认为晚二叠世在扬子西缘又发育古特提斯裂谷作用形成的另一个裂谷系,即由甘孜—理塘裂谷、康滇大陆裂谷和右江—南盘江裂谷组成的裂谷系,现今楚雄盆地西部拗陷程海洋云一带为康滇大陆裂谷的主要沉降—沉积中心^[7]。程宏岗根据对哀牢山隆升时限和红河断裂带活动特点的研究,认为在中、晚三叠世和侏罗纪哀牢山并不存在,即使有也仅为岛链状小古陆,自早白垩世以后哀牢山才大规模隆起成山,因此楚雄盆地在中生代不具备形成前陆盆地的构造条件^[4]。

笔者认为印支期金沙江碰撞带形成后,以其为西边界的楚雄盆地未形成前陆盆地,原因主要有:①滇西地区微地块(保山地块、思茅—兰坪地块)的体积与质量小,碰撞强度弱,属于软碰撞,并未引起大规模造山,影响范围有限,对扬子板块西缘的滇中块体未能形成挤压挠曲。②在金沙江碰撞带形成过程中,思茅—兰坪地块自西向东与扬子板块拼合,其运动方向与红河断裂形成小角度斜交,运动方式以左行走滑为主,三江块体的向东推挤力通过红河断裂的走滑运动进行调节、吸收,未大规模碰

撞造山。③碰撞持续时间短,晚三叠世早期思茅—兰坪地块向东挤压力很快被晚三叠世晚期印度板块加速北移产生的向北挤压力所替代。在南北向挤压作用下,滇中块体周缘的断裂走滑运动方向发生改变,小金河—龙门山断裂发生大规模左行走滑,金沙江—红河断裂由晚三叠世早期金沙江碰撞带形成过程中的短暂左行走滑转变为右行走滑,滇中块体发生东西向拉张和向东走滑挤出,使楚雄盆地西部拗陷成为沉降中心。

4.2 盆地南部牟定一带下侏罗统厚度突变原因

楚雄盆地的三叠系与侏罗系为整合的连续沉积,不存在构造事件。盆地的发育经历了晚三叠世早—中期(卡尼期—诺利期)裂陷—断陷阶段和晚三叠世晚期(瑞替期)—中侏罗世拗陷阶段,前者以发育地堑—地垒构造为特征,后者在楚雄盆地内形成均衡沉降。在西部拗陷的中部和北部地区,其下侏罗统厚度稳定,一般为1 000~1 500 m;但在楚雄盆地南部牟定一带,楚参1井附近下侏罗统冯家河组厚度突然增至4 400 m。新的地震资料解释成果表明,楚雄盆地南部牟定一带下侏罗统大幅增厚与早侏罗世楚雄—建水断裂和牟定断裂的扭动作用有关,2条断裂在早侏罗世扭动拉分过程中剧烈沉降,致使牟定一带下侏罗统厚度大幅增加。

4.3 火成岩分布规律及与扭动断裂的关系

乌龙1井于上三叠统钻遇4层岩浆岩,岩浆侵入破坏了古油藏;但岩浆的来源、通道、侵入岩的地下隐伏位置及控制因素等仍不清楚,直接关系到楚雄盆地的油气资源评价和勘探目标选择^[20-22];因此,在勘探部署中须首先明确火成岩的分布规律,以进行有针对性回避。乌龙1井钻遇岩浆岩的钾—氩法同位素年龄分别为距今141, 105, 57和36 Ma,分别属于早白垩世、古新世晚期以及始新世晚期,其形成时间与中国大陆中、新生代不同构造体制转换期和构造变革期相吻合。在特提斯构造域向北和滨太平洋构造域向西推挤力发生急剧调整及转换构造变革期,红河断裂发生剧烈走滑运动,或走滑运动方向发生改变,并使南北向基底断裂发生次级扭动,不同扭动断裂交汇部位和同一条扭动断裂转折部位在扭动作用过程中往往产生挤压或拉张效应,成为岩浆上涌的主要部位。在楚雄盆地西南部,自东向西红河断裂的走向由北西西向变为近南北向,成为红河断裂走滑运动的应力调整和转换部位。此外,受西南部思茅—印支地块、北部松潘—甘孜地块和东部元谋古隆起的阻挡,在红河断裂多次左行、右行走滑交替和块体旋转过程中,乌龙头

一带成为旋扭中心,猛虎深断裂再次活动,致使岩浆沿该断裂及其分支上涌,进而破坏了乌龙口构造的古油藏。新的地震资料解释成果表明,在楚雄盆地渔泡江断裂以东的西部坳陷深部发现1条大型隐伏断裂(石羊断裂),其现今走向呈北北西向,在盆地西北端与渔泡江断裂汇合,往南沿石羊—姚安—南华一线延伸,为滇中裂谷东边界的主控断层,在中三叠世晚期—晚三叠世早期,该断裂西盘强烈沉陷,接受半深海—深海相泥页岩沉积,可成为页岩气的有利勘探目标区^[23-25]。后期改造过程中石羊断裂再次活动,致使楚雄盆地西部深坳的火成岩呈串珠状分布于该断裂带。

5 结论

楚雄盆地位于中国西部特提斯动力体系和东部环太平洋动力体系的复合、联合区域。自中生代以来,特提斯构造域板块向北和滨太平洋构造域板块向西推挤力交替占主导地位,引起滇中块体边界的红河断裂、小金河—龙门山断裂和小江断裂在中、新生代多次发生左行、右行走滑交替。红河断裂的走滑运动对楚雄盆地的构造演化具有重要控制作用。在晚三叠世早期金沙江—红河板块拼接带形成过程中,楚雄盆地未形成前陆盆地,其原因除与思茅—兰坪微板块的体积和质量小、碰撞强度弱、作用时间短有关外,还与其运动方向与红河断裂形成小角度斜交,思茅—兰坪地块的向东推挤力通过红河断裂的走滑运动进行调节与吸收,未能形成大规模碰撞造山有关;在晚三叠世晚期印支运动主构造幕近南北向挤压作用下产生东西向拉张,形成晚三叠世楚雄裂陷盆地。扭动作用控制了楚雄盆地的形成与改造。扭动断裂在早期往往是重要的沉积分界线,控制沉积相带分布;扭动断裂弯曲部位在活动中产生拉张或挤压效应,引起断裂两侧地层厚度突变;大型扭动断裂也是岩浆侵入的主要通道,控制着火成岩的分布。

参考文献:

[1] 许效松,刘宝臻,徐强,等.中国西部大型盆地分析及地球动力学[M].北京:地质出版社,1997:31-39.
 [2] 陈根文,吴延之.楚雄弧后前陆盆地的形成及演化[J].云南地质,1999,18(4):392-397.
 [3] 吴根耀.造山带古地理学——重建区域构造古地理的若干思考[J].古地理学报,2007,9(6):635-647.

[4] 程宏岗.楚雄中生代盆地原始盆地恢复及其演化[D].西安:西北大学,2004.
 [5] 刘池洋,赵红格,杨兴科,等.前陆盆地及其确定和研究[J].石油与天然气地质,2002,23(4):307-313.
 [6] 李齐,陈文寄,万景林,等.哀牢山—红河剪切带构造抬升和运动形式转换时间的新证据[J].中国科学:D辑 地球科学,2000,30(6):576-582.
 [7] 刘宝臻,许效松,潘杏南,等.中国南方古大陆沉积地壳演化与成矿[M].北京:科学出版社,1993:42-43.
 [8] 向宏发,万景林,韩竹军,等.红河断裂带大型右旋走滑运动发生时代的地质分析与FT测年[J].中国科学:D辑 地球科学,2006,36(11):977-987.
 [9] 严俊君,王燮培.关于扭动构造的鉴别问题[J].石油与天然气地质,1996,17(1):8-13.
 [10] 陆克政.构造地质学教程[M].东营:石油大学出版社,1994:206-207.
 [11] 万天丰.中国大地构造学纲要[M].北京:地质出版社,2004:166-205.
 [12] 贾承造,何登发,陆洁民.中国喜马拉雅运动的期次及其动力学背景[J].石油与天然气地质,2004,25(2):121-125,169.
 [13] 王国力,蔡立国,汪集旸,等.楚雄盆地构造—热演化与古地温场研究[J].石油实验地质,2005,27(1):28-31.
 [14] 王二七,孟庆任,陈智,等.龙门山断裂带印支期左旋走滑运动及其大地构造成因[J].地学前缘,2001,8(2):375-384.
 [15] 刘育燕,乙藤洋一郎,玉井雅人.川滇菱形地块白垩纪古地磁学特征[J].地球科学——中国地质大学学报,1999,24(2):145-148.
 [16] 张培震,王琪,马宗晋.青藏高原现今构造变形特征与GPS速度场[J].地学前缘,2002,9(2):442-447.
 [17] 滕吉文.康滇构造带岩石圈物理与动力学[M].北京:科学出版社,1994.
 [18] 周伟,李延兴,张静华,等.川滇地区现今构造变形分析[J].大地测量与地球动力学,2008,28(2):22-27.
 [19] 吕弋培,廖华,苏琴,等.川滇菱形块体边界的现今地壳形变[J].中国地震,2002,18(1):28-37.
 [20] 徐康,于炳松.塔里木盆地巴楚—一间房地区二叠系侵入岩特征及其对储层的影响[J].油气地质与采收率,2013,20(5):48-51.
 [21] 万丛礼,金强,李钜源,等.论裂谷盆地侵入岩区天然气的混合性——以沾化凹陷孤北地区为例[J].油气地质与采收率,2013,20(4):1-4,16.
 [22] 徐兴友.岩浆侵入对油气地化特征的影响——以惠民凹陷为例[J].油气地质与采收率,2011,18(3):10-13.
 [23] 马宁,侯读杰,包书景,等.页岩气资源潜力评价方法[J].油气地质与采收率,2012,19(6):25-29.
 [24] 孟庆峰,侯贵廷.页岩气成藏地质条件及中国上扬子区页岩气潜力[J].油气地质与采收率,2012,19(1):11-14.
 [25] 范柏江,师良,庞雄奇.页岩气成藏特点及勘探选区条件[J].油气地质与采收率,2011,18(6):9-13.