

海底氢能系统与资源潜力评价

索艳慧^{1,2*}, 孙宏旭¹, 吴立新³

1. 深海圈层与地球系统教育部前沿科学中心, 海底科学与探测技术教育部重点实验室, 中国海洋大学海洋地球科学学院, 青岛 266100

2. 青岛海洋科技中心海洋矿产资源评价与探测技术功能实验室, 青岛 266237

3. 崂山国家实验室, 青岛 266237

* 通讯作者, E-mail: suoyh@ouc.edu.cn

2025-09-26收稿, 2025-12-23修回, 2025-12-30接受, 2026-04-27网络版发表

地球深部探测与矿产资源勘查国家科技重大专项项目(2024ZD1001002)、崂山实验室科技创新项目(LSKJ202502702)和中央高校基本科研业务费专项项目(202562009)资助

摘要 海底氢能作为一种低碳、可持续的新型清洁能源, 其成因机制、资源禀赋及勘探潜力仍存在较大不确定性。本文综合最新观测资料、实验分析及数值模拟成果, 深化海底氢能理论初步框架, 尝试构建“成因-运移-聚集-封存-评价”的隐氢(Hidden Hydrogen)发现途径。研究揭示, 海底氢气生成具有明显的圈层结构: 浅部主要贡献来自蛇纹石化、水辐射分解及断裂摩擦生氢; 深部则涉及俯冲带水-岩反应、高压含水矿物相变, 乃至核幔边界的铁-水反应, 构成了一个深源-浅成耦合的产氢体系。空间上, 海底氢气分布呈现构造-沉积耦合格局: 陆缘沉积区氢源丰富, 洋中脊蛇纹石化区单位产氢率低但区域通量大, 俯冲系统受板片蛇纹石化及深部流体驱动, 外缘隆起带和前弧区可持续产氢。海底氢气运移依赖裂隙网络, 聚集受孔隙-裂隙空间及热力学条件控制, 封存需低渗透盖层与构造稳定。成藏模式可分为源储一体型、源储分离型及混合型。海底氢能资源潜力取决于生成效率、运移通道及保存条件的耦合。对比海底不同构造环境发现, 慢速-超慢速洋中脊及被动陆缘超伸展带的海洋核杂岩区生成效率高、源储耦合但可能保存有限; 俯冲带前弧区深部产氢独特、储盖条件良好但运移和逸散复杂; 被动陆缘及深水盆地储存优越但生成速率低。未来勘探应优先聚焦海洋核杂岩出露区、俯冲带前缘构造及盐下盆地, 并结合高精度原位监测、数值反演、智能预测一体化技术体系, 以实现不同成藏模式的精准识别与资源评价。

关键词 海底氢能系统, 成藏模式, 构造-沉积耦合, 资源潜力

1 引言

近年来, 天然氢作为一种潜力巨大的新兴清洁能源, 引发了国际学界与产业界的广泛关注(Zgonnik, 2020)。与传统的灰氢、蓝氢或绿氢人工制备方式相比, 天然氢主要来源于地幔脱气、水辐射分解、水岩反应等地质过程(Sleep等, 2004), 具有绿色、可持续、潜在可再生等优势。对全球天然氢资源的保守估算显示, 地球可能储存有 5.6×10^6 Mt氢气, 这接近地球上所有天然气储量的2倍、地下石油存储量的20多倍(Ellis和Gelman, 2024)。

目前, 陆地天然氢的成因机制、迁移路径、赋存特

征及资源评价体系研究处于快速发展的探索阶段。研究表明, 天然氢气系统的形成过程可类比油气系统, 包括生成、运移、封盖与圈闭等环节, 以蛇纹石化为核心的深部无机氢系统认知框架已初步建立(Gaucher, 2020; Jackson等, 2024)。中国针对松辽盆地的最新相关研究表明, 火山-沉积盆地中天然气系统具备捕获规模天然氢气的能力, 并据此建立了深部流体背景下沉积盆地天然氢气的壳-幔混合成因富集体系(刘全有等, 2025)。这些成果显著拓展了对陆域天然氢生成与富集机理的认识。

相比之下, 海底天然氢气系统(本文称为海底氢能系统)的研究仍处于起步阶段(李三忠等, 2024; 索艳慧等,

中文引用格式: 索艳慧, 孙宏旭, 吴立新. 2026. 海底氢能系统与资源潜力评价. 中国科学: 地球科学, 56(7): 2469–2480, doi: [10.1360/SSTe-2025-0323](https://doi.org/10.1360/SSTe-2025-0323)

英文引用格式: Suo Y, Sun H, Wu L. 2026. Oceanfloor hydrogen systems and resource potential assessment. Science China Earth Sciences, 69(7): 2422–2434, <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1819-x>

2024)。得益于深海探测与地球化学监测技术的进步,全球已在高热流蛇纹岩区、洋中脊、被动陆缘地幔剥露区等构造-地热环境中发现多处海底氢气异常(Welhan和Craig, 1979; Kelley等, 2005; Zgonnik, 2020);最近,我国学者利用“奋斗者”号载人潜水器原位观测,发现西太平洋穆绍海沟附近热液系统氢气浓度高达 6.8 mmol kg^{-1} ,并推算其年释放通量高达 $4.8 \times 10^{11} \text{ mol}$ (Xiao等, 2025)。这些发现不仅揭示了深部物质循环与能量交换的过程,还可能对理解早期生命演化和现代深海生物圈维持具有重要意义(Li等, 2025a, 2025b)。

然而,海底氢能系统研究面临多个科学挑战,如成因机制多样且受控因素复杂,缺乏统一的成藏模式;识别技术和通量监测能力有限,资源潜力评估存在较大不确定性;储层-盖层组合及封存稳定性研究不足,制约了对可采性与经济性的判断。此外,虽然可借鉴陆地天然氢与油气勘探技术,但仍需针对海底环境进行方法改造和技术升级(姜兆霞等, 2024)。

基于上述背景,本文通过系统总结海底天然氢气的成因机制、运移与聚集过程以及成藏模式,完善海底氢能系统的初步理论框架,并结合最新观测、实验与数值模拟结果,对不同海底构造环境的资源潜力进行综合分析。该研究旨在为全球海底氢气资源勘探与清洁能源战略布局提供科学依据。

2 海底氢能系统

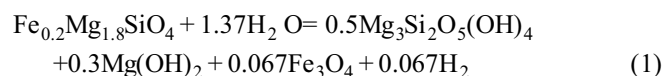
海底氢能系统的形成与演化,在一定程度上可类比石油地质学中的“源-运移-聚集-保存”模式,其核心在于识别控制氢气生成、运移与保存的关键地质要素,并厘清不同生氢机制与圈层过程之间的耦合关系。海底氢气的形成过程受海底构造活动、热力学条件以及流体-岩石相互作用等多因素综合控制,其生成、运移与成藏环节共同决定了系统的资源潜力与可利用性。

2.1 海底氢气来源与产氢效率

海底氢气的生成是地球内部圈层物质与能量交换的综合结果,受地质背景、反应类型和流体循环条件等共同控制。现有研究综合表明,海底氢气的主要来源包括蛇纹石化、构造破碎与摩擦作用、辐射分解以及岩浆-热液活动等机制,不同机制在空间分布、反应速率和通量贡献上存在显著差异。

(1)蛇纹石化海底氢源。超镁铁质岩(即以橄榄石、辉石和尖晶石为主要矿物组分的地幔橄榄岩)与海水发生水-岩反应,被普遍认为是海底氢气的最重要来源之一(Jackson等, 2024)。经典实验研究表明,蛇纹石化可通

过铁质橄榄石水化产生氢气,典型反应式为(黄瑞芳等, 2015):



该反应式反映了橄榄石在水作用下生成磁铁矿并释放氢气的基本过程。需特别强调的是,传统蛇纹石化实验多采用单矿物橄榄石体系,因缺乏副矿物参与,往往低估了天然系统中的产氢能力。自然界中橄榄石并非孤立存在,而是与辉石、尖晶石等副矿物共生,这些矿物可显著降低蛇纹石化反应的吉布斯自由能,提高反应动力学,使蛇纹石化在 $300\text{--}500\text{ }^\circ\text{C}$ 甚至更高温度下仍可持续进行(Huang等, 2017, 2020, 2023; Shang等, 2023a, 2023b; 黄瑞芳等, 2024)。这一热力学特征与俯冲带和洋中脊等区域的深部地球物理与地球化学观测相一致(Cai等, 2018)。

大量实验研究显示,蛇纹石化在实验尺度上动力学极快(Martin和Fyfe, 1970; Wegner和Ernst, 1983),自然界中真正限制产氢效率的关键因素并非反应速率,而是海水能否沿裂隙系统深入地幔岩并补给反应所需流体。裂隙连通性、水-岩比与渗透性因此成为控制天然蛇纹石化程度及氢气通量的主要因素(Cai等, 2018; Huang等, 2023)。总体而言,完全蛇纹石化的超镁铁质岩可释放大量氢气,一般估算每千克岩石可释放约 $200\text{--}300 \text{ mmol H}_2$,是海底长期而稳定的深源氢产出机制之一。

(2)构造破碎与摩擦生氢。在洋中脊、转换断层和俯冲带活动断裂中,海底岩石在构造应力作用下发生机械破碎与摩擦热解,可诱发 Fe^{2+} 氧化及水解反应,形成除蛇纹石化外的重要氢气释放机制。深部断裂带中的拉张、挤压与剪切作用显著增大了矿物-水界面,高效驱动水-岩反应,释放高浓度氢气,其通量($33.1 \text{ mol m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$)比已知的蛇纹石化或辐射分解过程高出至少10万倍(Wu等, 2025)。此外,断裂带内的岩浆提供热量驱动水循环,并与含铁岩石耦合,可在短期内引发高通量产氢事件(Kita等, 1982)。因此,海底地震活动常与氢气释放显著相关,地震或滑脱事件后监测到的氢气升高被认为与断层快速剪切有关(Sano等, 2020)。相关计算表明,地震引发的断裂面产氢通量可达 $737.2 \text{ mol m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$,这一能量远远超过深部微生物群落生存的需要,不仅可能成为驱动地下生命的“能量引擎”(Wu等, 2025),也可能成为氢气藏的重要来源。

(3)辐射分解产氢。在富含铀、钍、钾等放射性元素的沉积物或基底岩石中,自然放射性衰变能引发水分子的辐射分解反应(Radiolysis),生成氢气和其他还原性化合物(Lin等, 2005; Sherwood Lollar等, 2014)。该机制

在全球多类海底沉积环境中普遍存在，在陆缘沉积区尤为显著，对总氢通量的贡献可达约10%–50%(Sauvage等, 2021)(图1)。在富铀-钾黏土沉积物中，产氢速率足以维持深部微生物生态系统的基本能量需求，不仅对地球深部生物圈的长期演化意义重大，也可能在局部形成具资源潜力的富氢微系统。

(4)岩浆-热液与深部流体的补充氢源。岩浆-热液作用在洋中脊等构造环境可通过释放还原性气体(H_2S 、 CH_4)提供区域性补充氢源(Welhan和Craig, 1979)。在东太平洋海隆、大西洋失落之城(Lost City)等热液区已观测到含氢热液羽状流，其氢气浓度虽低但区域通量巨大(图1)，对海底微生物生境形成和金属成矿均有促进作用(Charlou等, 1996)。

此外，俯冲带深部流体作用可能触发多路径产氢：在50–200 km深度，水-岩反应与硫化作用可驱动铁氧化还原循环，生成可再生 H_2 (Arrouvel和Prinzhofer, 2021)；

在更高压条件下(>76 GPa)，含水矿物如 $FeOOH$ 分解可形成 FeO_2 并释放 H_2 (Hu等, 2016)；在核幔边界，俯冲携带的水与金属铁反应生成氢化铁(FeH)，在上升过程中分解释放 H_2 ，同时富氧层滞留深部(Mao等, 2017)。这些深部产氢机制提示，氢循环不仅是浅部热液过程的结果，还可能与地球深部氧-氢循环和地幔演化密切相关。

相关研究进一步表明，不同类型岩石的流体输送能力具有明显差异：地下15 km的碱性岩中氢气的平均含量为 $3\text{ cm}^3\text{ kg}^{-1}$ ，而基性-超基性岩中则为 $26.8\text{ cm}^3\text{ kg}^{-1}$ ；同等条件下，1 kg水从地下15 km运移至地表可以释放出 12000 cm^3 氢气(郭占谦, 2001)。因此，基性-超基性火山岩及其构造活动带常表现出显著的富氢特性，如菲律宾Zambales地区氢气含量超过10%(Abrajano等, 1988)。

综合各类机制可见，海底氢气生成具有明显层次性：浅部以蛇纹石化、水辐射分解和断裂带摩擦作用为主，深部则可能涉及俯冲带水-岩反应和高压条件下含水矿物

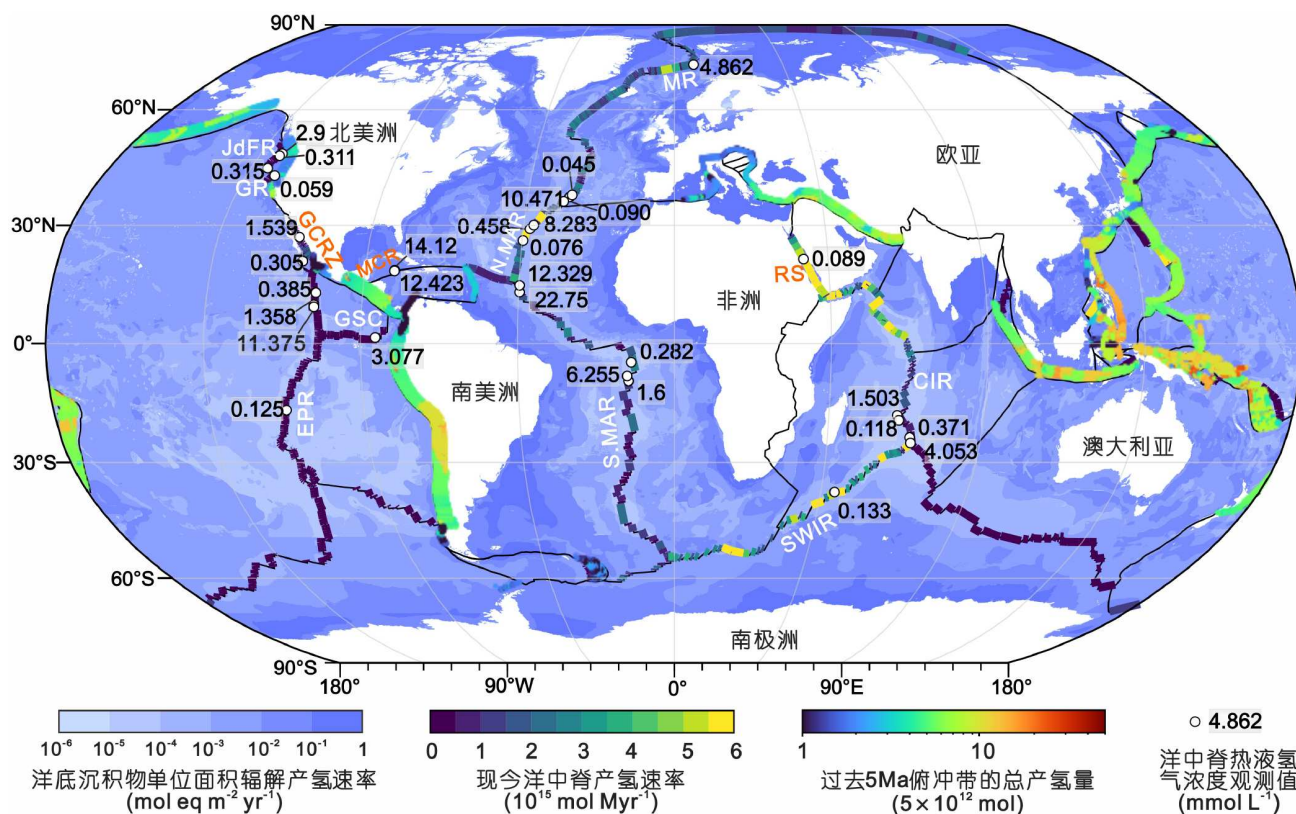


图1 全球海底氢气产量的空间分布特征。底图为全球海洋沉积物中辐射分解产生的 H_2 和辐射分解氧化剂的产率分布(数据来源: Sauvage等, 2021)，单位为 $\text{mol eq m}^{-2}\text{ yr}^{-1}$ 。在电子当量的意义上，水的辐射分解产生 H_2 和氧化性化学物质的速率相等。虽然远洋黏土的体积辐射分解产率约比陆缘沉积物类型的体积产率高一个数量级，但覆盖开阔海域的沉积层要薄得多，因此其垂向积分的辐射分解产率远低于陆缘沉积物。洋中脊产氢速率依据蛇纹石化反应速率计算；圆圈表示已报道的洋中脊热液流体中观测到的氢气浓度，主要分布于东太平洋海隆(EPR)、加拉帕戈斯扩张中心(GSC)、胡安·德富卡洋脊(JdFR)、戈尔达洋脊(GR)、中印度洋脊(CIR)、加利福尼亚湾裂谷带(GCRZ)、北大西洋洋脊北段与南段(N.MAR和S.MAR)、中开曼海脊(MCR)、莫恩斯洋脊(MR)、红海(RS)以及西南印度洋洋脊(SWIR)(Merdith等, 2020)。俯冲带氢气产量为模拟的过去5 Ma内由深海橄榄岩“板片蛇纹石化”产生的总量(Merdith等, 2023)。计算范围涵盖所有正在俯冲的区域，包括已穿过蛇纹石稳定域及未穿过的部分。模拟采用的代表性反应物氢气产率为 $200\text{ g H}_2\text{ m}^{-3}$ 反应物。

分解所驱动的产氢过程,甚至在核幔边界还可能存在超高压环境下的铁-水反应。在空间上,海底氢气产量呈现显著的构造-沉积耦合性(图1):陆缘沉积区因沉积物厚度大且富含放射性元素,其辐射分解产氢通量显著高于远洋黏土区,成为沉积层深部的重要氢源;洋中脊蛇纹石化作用活跃区,如东太平洋海隆、西南印度洋洋中脊等,则以岩石-水相互作用驱动的持续产氢为特征,虽单位体积产氢率较沉积区低,但面积广阔,因而区域性通量巨大;俯冲系统产氢呈明显时空不均一性,其中板片蛇纹石化及深部流体活动可在长时间尺度上提供稳定氢源;外缘隆起带因裂隙发育,海水下参与橄榄岩反应,也可持续产氢。海底氢气的机制多样性及其时空分布格局,不仅反映了不同地质过程的叠加效应,也可为识别潜在生氢灶和开展资源潜力评价提供关键线索。

2.2 海底氢气运移、聚储与封存机制

海底氢能系统的形成不仅依赖于氢气的生成,还取决于其后续的运移、聚集与封存过程。这些环节直接决定了海底氢气能源的富集程度与可利用性。氢分子体积小、黏度低、扩散系数大且化学活性强,尽管也可被吸附或参与次生反应,但总体迁移能力极强,因此需要特殊的地质条件才能聚集与保存(Neretnieks, 2013; Warr等, 2021)。

(1)氢气运移机制。氢气的运移受岩性吸附性、地层渗透性、裂隙疏密度、网络连通性及压力梯度控制。致密岩体中,分子扩散和吸附为主导机制,其在水介质中的扩散系数约为 10^{-5} – 10^{-4} $\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$,约为甲烷的2倍,因此在微裂隙和细孔隙中迁移效率更高(Neretnieks, 2013; Cook等, 2021);在断裂-破碎带等高渗透性通道中,对流-渗流作用占主导,氢气可沿深部裂隙、岩脉或热液通道迅速迁移至浅部(Lippmann-Pipke等, 2011; Vankeuren等, 2019)。天然氢系统的运移时效可从数十亿年到数小时不等,受岩石类型、结构构造、温压条件及微生物活动控制(Lodhia等, 2024)。此外,构造活动、地震或热流体扰动可触发氢气脉冲式释放,表现为气泡、沉积物孔隙氢异常乃至“氢泉”等地质现象(Sleep和Zoback, 2007; Etiope和Sherwood Lollar, 2013; Truche等, 2024),如马里Bourakebougou氢田即为深部氢气系统在构造扰动下间歇释放并在有利沉积-盖层条件下聚集的典型示例(Kendrick等, 2011; Zgonnik, 2020)。在海底,大洋岩石圈的多圈层结构及断裂-裂隙系统,为氢气向浅部运移提供了重要通道,尤其是辉绿岩墙群,其单侧冷凝边和高裂隙度,可能成为有效的氢气运移与储集通道(Karson, 1998)。

(2)氢气聚集与储存机制。氢气在运聚过程中可能受到海水吸收、硫酸盐/硝酸盐还原(化学吸附)、物理吸附以及微生物消耗等作用,限制其富集能力。例如,氢气在水中的溶解度随温压条件变化:高压低温下易溶解(100 °C、20 MPa时溶解度约为0.35 mmol kg^{-1}),高温低压下易以气态析出(Torgersen和Clarke, 1985; Neretnieks, 2013)。当氢气生成速率超过扩散与化学消耗速率时,系统达到过饱和并形成气泡,是氢气聚集和储集的起始条件(Torgersen和Ivey, 1985)。

蛇纹石化橄榄岩由于发育孔隙-裂隙网络及较强吸附-解吸能力,是极具潜力的氢气储集介质之一(刘全有等, 2025)。此外,辉绿岩墙群、碳酸盐裂缝系统及变质岩裂隙带也具备潜在储集能力;被动陆缘超伸展带及慢速-超慢速洋中脊海洋核杂岩构造常形成近源氢富集域。

(3)氢气圈闭与封存机制。长期保存氢气需依赖有效盖层与圈闭结构(Templeton等, 2024)。优质盖层应具备低渗透、低孔隙与良好连续性,如厚盐层、超压黏土层或致密火山岩。Bourakebougou氢田的实例显示,裂隙花岗岩中的氢气能够被上覆玄武岩有效封存(Kendrick等, 2011; Zgonnik, 2020; Maiga等, 2023)。在海底环境中,超慢速洋中脊拆离断层上方的黏土层、洋中脊沉积层或盐下构造也具备类似的封盖作用;俯冲带上方的页岩、盐岩等低渗透盖层亦能阻止氢气逸散。值得注意的是,氢气保存不仅是物理过程,还涉及化学作用: H_2 可与 CO_2 、硫酸盐或金属离子反应被消耗,从而降低有效保存量(Cook等, 2021; Warr等, 2021; Templeton等, 2024)。因此,低氧化剂含量、低微生物活性及相对封闭水-岩体系更有利于氢气长期保存与成藏。

(4)多组分气体耦合系统。天然氢常与He、 N_2 、 CH_4 等气体共存,形成多组分混合体系。如法国、澳大利亚及马里多个氢田显示 H_2 -He共生特征,氢浓度从数%至>90%不等(Torgersen和Clarke, 1992; Kendrick等, 2011; Templeton等, 2024)。其中He可能源自放射性辐解,与 H_2 存在协同迁移关系,可作为氢系统的地球化学示踪剂; N_2 则可能反映深部挥发组分或岩石脱气过程。多组分混合不仅影响氢气的相态稳定性与流动性,还可能通过共迁移过程促进其聚集。氢-氦协同勘探与联合开发或将成为未来天然气类资源的重要增长方向。

可见,海底氢气的运移、聚集与保存依赖于多因素耦合:高效运移通道(如断裂与辉绿岩墙)、适宜储层(如蛇纹岩带)、有效盖层与圈闭(如盐层、黏土层)以及伴生气体的协同作用,共同决定了氢气能否稳定聚集并形成可利用的资源系统。基于这些机制,不同构造环境下的海底氢气呈现出特定的空间组合与成藏规律,即形成了

各具特点的海底氢能成藏模式。

3 海底氢能成藏模式

借鉴油气成藏理论的分类思路(吴冲龙等, 2001; 李建忠等, 2015), 结合海底大洋岩石圈氢源与储层的空间配置及不同构造环境的圈层结构, 本文将海底氢气藏归纳为三类: 源储一体型的岩性氢气藏、源储分离型的构造氢气藏以及混合型。

3.1 源储一体型的岩性氢气藏

岩性氢气藏为自生自储系统, 即生氢灶与储集空间高度重合。其特征包括: 氢气分布与氢源岩(如橄榄岩水化的蛇纹岩或洋壳辉绿岩墙)高度一致, 受裂隙网络控制且非均质性强; 储层多为低孔隙、低渗透致密介质(如蛇纹岩微裂隙、辉绿岩孔隙), 氢气以游离态为主, 部分呈吸附态; 保存条件依赖构造稳定性、温压环境和岩层封闭性。该模式与页岩气藏“源储一体”的概念类似, 但机理不同: 页岩气依赖有机质生烃与吸附-解吸, 而氢气主要依赖无机地质作用与动态封存, 易受扩散与化学损耗影响(表1)。

这种模式常见于蛇纹岩富集区和蛇绿混杂岩体。例如, 伸展构造环境中的被动陆缘超伸展带(图2)或慢速-超慢速洋中脊(图3B), 由拆离断层控制形成的海洋核杂岩直接出露海底, 蛇纹岩-辉绿岩组合提供产氢与储集双重场所, 上覆沉积物或盐层形成封闭条件。此外, 古大洋辉绿岩墙群裂隙发育也可实现原位储集。该模式的典型代表为大西洋Lost City碱性热液区。该区蛇纹岩化地幔岩出露, 超碱性热液流体pH值~9–11, 温度90–150 °C,

H₂浓度可达1–14 mmol kg⁻¹(Früh-Green等, 2022)。碳酸盐塔状结构提供多尺度孔隙空间, 既促进氢气生成也作为局部封存体系。热液烟囱内的磁铁矿沉淀与裂隙-孔隙网络共同构成长期富氢系统, 说明蛇纹岩-碳酸盐组合具备近源聚氢潜力, 由此构成源储一体型海底氢气成藏模式。该模式的优势在于生氢灶与储层高度耦合, 减少运移过程中的损耗; 局限在于若缺乏有效盖层, 氢气易逸散至水体, 因此勘探应优先锁定高封闭性蛇纹岩富集区(如被动陆缘的盐下构造或硅化断裂带)。

3.2 源储分离型的构造氢气藏

构造氢气藏为“下生上储”或“旁生侧储”的含气系统, 氢气生成后沿断裂、裂隙等输导体系向上或侧向运移, 在适宜圈闭内聚集, 运移距离可达米级至千米级(郭旭升等, 2024)。其主要特征包括: 氢气生成于深部蛇纹石化带或辐射分解区, 通过断裂或裂隙运移至砂岩、碳酸盐岩、裂隙发育基底岩及辉绿岩储层; 圈闭以背斜、逆冲或断鼻构造为主, 依赖上覆盖层封闭; 保存条件受物理封闭性和氢气高扩散性及化学活性约束。该模式可类比天然气水合物的“物理封存”机制和动态成藏特征(李三忠等, 2024; 侯佳凯等, 2025), 但与天然气水合物依赖低温高压条件不同, 海底氢气主要来源于无机过程, 其扩散系数约为甲烷的2倍(Cook等, 2021), 对封闭性的要求更为严苛, 成藏核心在于抑制氢气的多重损耗过程, 并确保源岩性质、输导效率、盖层封闭性和系统化学稳定性达到匹配(表1)。

该模式典型代表为马里Bourakebougou氢田。深部氢气沿断裂系统运移, 在上覆花岗岩裂隙体系中聚集, 氢

表1 典型常规-非常规-新型资源特征对比

特征	常规油气	页岩气	天然气水合物	天然氢
资源类型	常规	非常规	非常规	新型、清洁
核心物质	原油、甲烷等烃类	以甲烷为主的烃类	甲烷等气体分子与水分子形成的笼形结晶化合物	氢气分子
生成机理	有机质热演化	有机质热演化	有机质经有机(微生物分解)或无机(热催化)生成甲烷, 后在特定条件下与水结合	有机和无机
成藏模式	源储分离: 下生上储、二次运移	源储一体: 自生自储、基本无运移	物理封存(气体被禁锢在固态晶体中), 动态成藏	源储分离、源储一体、混合型, 动态成藏
储集空间	高孔渗岩层(砂岩、碳酸盐岩空隙、溶洞)	页岩纳米空隙、微孔隙	沉积物空隙或冻土层裂隙	致密岩层微裂隙, 常规孔隙性储层
赋存状态	游离态(为主)、溶解态	吸附态(为主)、溶解态	固态	游离气态(为主)
成藏关键	“生储盖圈运保”关键要素有效匹配	烃源岩品质(TOC、Ro)及可压裂性	低温高压环境的稳定性(唯一保存机制)	极度有效的封存以及抑制高扩散和高反应活性
主要挑战	寻找复杂/隐蔽圈闭, 提高采收率	技术成本、环境影响(水、地震)	安全、经济开采, 环境风险大	抑制逸散损耗
开发状态	技术成熟, 完全商业化	技术成熟, 已大规模商业化	研究与试验阶段	理论和勘探探索阶段

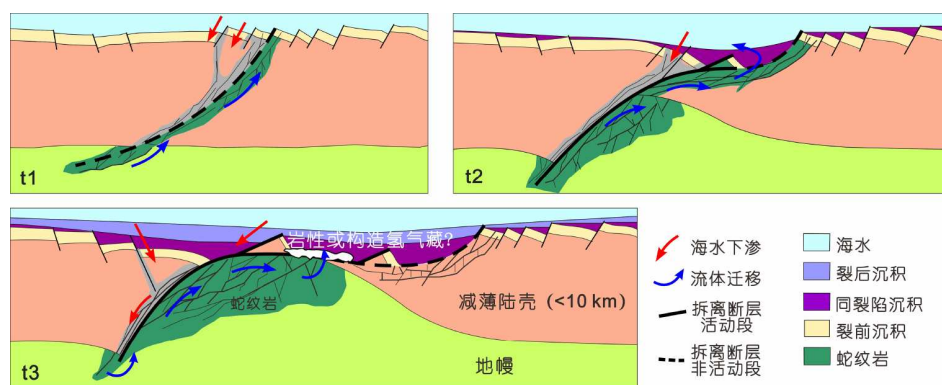


图2 被动陆缘超伸展带的形成过程及其可能的区域成藏模式(Pinto等, 2023)。被动陆缘超伸展带形成过程中, 伴随沿拆离断层的流体活动, 拆离断层成为沟通氢源与储层的通道, 同裂陷沉积和裂后沉积为氢气提供有效封闭; 其中, 氢气既可能来自沿断裂运移来的深部流体, 也可能来自原位蛇纹岩出露区, 故该区域可能表现为“源储一体”和“源储分离”的混合成藏特征

气纯度可达>95%, 由玄武岩与黏土封盖(Zgonnik, 2020), 展示了“深部持续供氢、裂隙输导、花岗岩储集、玄武岩封盖”体系。

海底俯冲带外缘隆起带常具类似机制: 深部蛇纹石化供氢, 断裂输送, 上覆深海黏土层封存, 并在渗漏区形成海底麻坑(图4B)。在弧前区, 来自板片脱水与地幔蛇纹石化的氢气向上进入弧前盆地沉积层, 砂岩-火山碎屑岩为储层, 泥岩/页岩与增生楔逆冲断层共同构成圈闭(图4C)。值得注意的是, 断裂活动在构造氢气藏形成中具有双重作用: 一方面, 活动断裂可作为氢气运移通道, 增强源-储之间的物质交换; 另一方面, 若断裂持续贯穿盖层, 则可能导致氢气逸散。

3.3 混合成藏模式

在实际地质环境中, 氢气成藏模式往往呈现过渡或混合特征, 表现出复合富集机制。例如, 蛇纹岩出露区可形成源储一体型近源富集, 同时部分氢气沿断裂运移进入远端沉积盆地, 表现为“源储分离”特征(图2和4B)。两类模式可在同一构造区内并存, 揭示了源-运-储-盖的系统性耦合控藏特征, 为海底氢能的靶区勘探优选提供了重要的理论依据。

区分不同模式, 需要结合氢气组分和同位素示踪: $\delta D-H_2$ 值偏负且伴随高 $^3He/^4He$ 比值通常指示幔源贡献和近源保存; 而 $\delta D-H_2$ 与 CH_4/H_2 比值升高, 则往往与沉积盖层下的远源保存相关(Etiopie和Sherwood Lollar, 2013)。此外, 需要注意的是, 也有观点认为天然氢气成藏未必严格依赖传统的“储层-圈闭-盖层”组合, 可直接利用持续产氢岩石, 或通过注入流体激发水-岩反应(类似增强地热方式)实现氢气增产(Lapi等, 2022), 为未来资源开发提供新方向。

4 海底氢能资源潜力系统评价

上述成藏模式为认识海底氢气的富集规律提供了概念模型。然而, 对其资源潜力的可靠评估, 则需依赖系统的量化方法。目前, 海底氢气资源量估算主要基于三类方法: 气体通量监测、地质统计学分析及数值模拟预测。

4.1 氢气通量监测: 海底氢气泄露的直接评估

氢气通量监测通过直接或间接测量氢气自地下向海底或地表释放的速率, 是衡量逸出规模和强度的重要手段。该方法尤其适用于断裂带、热液喷口等氢气集中释放区, 可为区域性氢气能源潜力分析提供数据支撑, 并为地质统计模型提供校验依据。

(1)静态箱法(密闭气室法)。静态箱法通过在沉积物表面设置密闭箱体, 测量箱体内氢气浓度随时间的变化速率, 结合箱体体积和底面积计算逸出通量。该方法适用于陆地或浅海断层活动区域。董学(2024)设计了针对天然氢气勘查的高精度通量监测系统, 并引入时间校正点以消除测量漂移(专利号: CN202410044817.2)。李继业等(2019)在松辽盆地开展实地测量, 提出“断层气浓度强度”指标, 用于识别区域氢气异常及地震短临预警。

(2)热液区原位监测技术。海底热液活动是氢气释放的重要途径之一, 其过程涉及冷海水下渗、受热循环与水岩反应生成高温富氢热液, 并以黑烟囱等形式喷发海底。传统方法需取样后船上分析, 而原位传感器技术可在高温高压条件下实时监测。Ding和Seyfried(1995)提出基于Pt-YSZ偶电势响应的电化学传感器, 但低温响应有限。多项研究表明(Wilde等, 2013; Cui等, 2016; Suzuki和Yukawa, 2020), 相比纯钯(Pd)合金膜, Ag-Pd合金膜氢渗透选择性更优异、渗透率更高、抗氧化性更强、

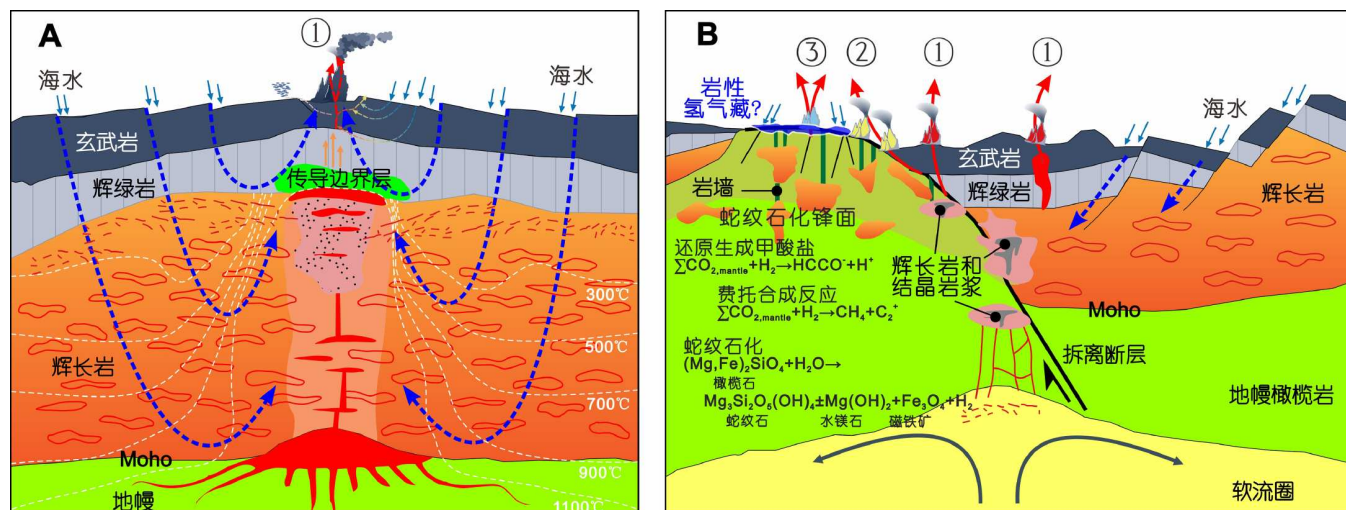


图3 洋中脊海底氢能系统成藏模式(Früh-Green等, 2022)。(A)沿对称扩张的快速洋中脊, 由冷却的岩浆和/或邻近的辉长质地壳驱动高温(>300 °C)热液系统(①), 往往伴随高浓度CO₂、低浓度H₂形成。(B)在非对称扩张超慢速扩张脊的拆离环境中, 受辉长岩和橄榄岩不同混合物影响热和质量通量的高温热液喷口(>300 °C)(②)以及由地幔主导的岩石圈冷却驱动的低至中温(40–110 °C)热液活动(③), 导致蛇纹石化、碱性(pH约10–11)流体活动, 该系统在氢气和甲烷的生成及无机碳的消耗方面具有重要意义; 此外, ③中的碱性流体与海水混合可形成高达60 m的碳酸盐-水镁石塔状沉积, 沿拆离断层带的次平行构造发育大量碳酸盐沉积物, 成为氢气良好的储层, 从而形成区域性源储一体型海底氢气成藏模式

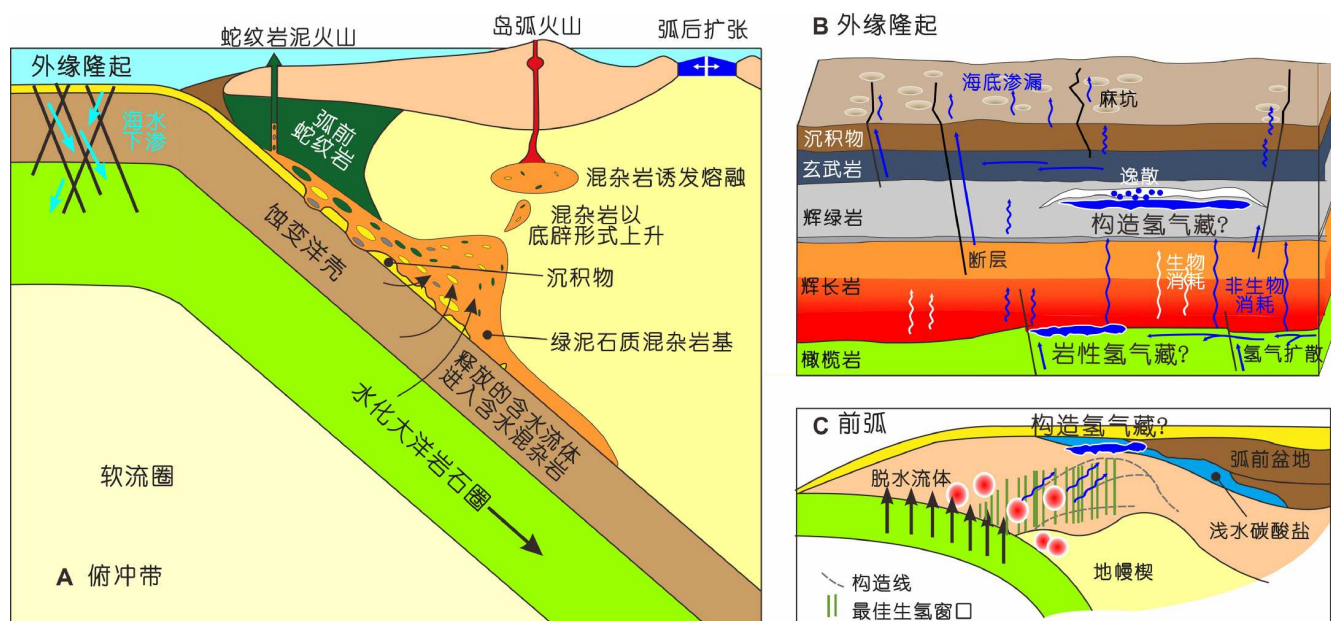


图4 俯冲带系统海底氢能成藏模式(Jackson等, 2024)。(A)俯冲带蛇纹石化/绿泥石化底辟从俯冲通道浮力上升, 直接熔融产生含氢流体和弧岩浆; (B)俯冲带外缘隆起带的正断层活动, 为海水下渗及后续的氢气运移提供了通道, 成为源储一体和源储分离型氢气藏形成的有利构造环境; (C)俯冲带前弧地区, 浅水碳酸盐构成良好氢气储层

更耐高温、稳定性更好。季福武等(2016)开发的Pt或Ag-Pd合金膜传感器可避免热液直接接触电极, 适用于>300 °C强酸条件下长期监测(专利号: CN201610161658.X)。例如, 东太平洋海隆热液区测得氢气浓度高达15 mmol kg⁻¹, 可结合喷口分布密度和喷发周期, 估算区域总H₂释放量(Proskurowski等, 2008)。

4.2 地质统计学方法：不确定性下的资源量估算

地质统计学方法基于空间相关性与概率分析, 量化资源(如矿产或流体)分布及不确定性, 已广泛用于油气资源评价, 主要包括质量守恒法、成因法、体积法、类比法、递减曲线分析法等。

(1)质量守恒法。基于质量守恒法, Ellis和Gelman (2024)建立了氢气迁移-聚集系统模型, 该模型综合考虑了氢气生成量(M_P)、捕获效率(ϵ)、迁移损耗(f_B)、储层泄漏停留时间(τ_L)、储层消耗停留时间(τ_C)及开采量(M_D), 并使用蒙特卡罗模拟与Runge-Kutta算法对参数敏感性进行分析。公式如下:

$$\frac{\partial M_R}{\partial t} = \epsilon(1-f_B)^{(1-x)} \frac{\partial M_P}{\partial t} - \frac{M_R}{\tau_L} - \frac{M_R}{\tau_C} - \frac{\partial M_D}{\partial t} \quad (2)$$

模拟结果显示, 全球氢气生成量可达500 Mt yr⁻¹, 捕获效率在0.1%–10%之间, 泄漏停留时间为1×10⁵–5×10⁹年, 消耗停留时间为1×10⁴–5×10⁹年。全球氢气资源量分布范围为10³–10¹⁰ Mt, 最可能值为5.6×10⁶ Mt, 其中储层停留时间为主控因子(灵敏度系数0.72)(Ellis和Gelman, 2024)。该模型预测的H₂年逸出量(24 Mt yr⁻¹)与热液区观测数据(9.6±7.2 Mt yr⁻¹)基本一致, 验证了其可靠性, 可用于评估不同构造背景下氢气的保存潜力。

(2)成因法与体积法。基于成因法, 刘全有等(2025)利用松辽盆地的氢气同位素($\delta^2\text{H}$)、³He/⁴He和He-H₂-CH₄浓度比值, 提出了两大类天然氢气成因类型: 低温条件下水岩反应、水的辐射分解、有机质演化和高温条件下幔源氢气、水岩反应、水的辐射分解。并进一步采用体积法, 估算氢气资源量:

$$Q = A \times h \times \phi \times S_H \times \rho_H \quad (3)$$

其中, A 为储层面积, h 为厚度, ϕ 为孔隙度, S_H 为氢气饱和度, ρ_H 为氢气密度。估算结果表明, 放射性裂解氢气、水岩反应产氢及幔源氢气生产总量分别为572×10⁹、248×10⁹、127×10⁹ m³; 扣除消耗后的残余H₂储量约1.34×10⁹ m³, 消耗率高达97.8%。

4.3 数值模拟与反演建模: 生成-聚集过程预测

(1)伸展背景蛇纹石化生氢模型。通过分析超基性岩(如橄榄岩)与海水反应的化学动力学参数, 结合区域岩石分布面积和渗透率, 可计算蛇纹岩区的氢气潜力。例如, 蛇纹石化反应中每千克岩石可释放约150–300 mmol 氢气(Liu等, 2023)。基于全球慢速扩张脊(长度20000 km, 热液活动宽度5 km; Dick等, 2003)的23%有效反应面积(Cannat等, 2010)及洋中脊下方约1–2 km厚的橄榄岩层, 结合产氢率以及蛇纹石化程度(Sleep等, 2004; Cannat等, 2010), 估算全球洋中脊氢气潜力达到10¹³–10¹⁴ m³(图1)。在大西洋Lost City热液区, 活动热液喷口的流体采样显示其氢气浓度为1–15 mmol kg⁻¹, 采用“H₂年资源量=年流体流量×H₂平均浓度”公式估算其氢气生成量约1.5×10⁶ m³ yr⁻¹; 考虑到蛇纹石化过程导致岩石体积膨胀(增幅达40%)并形成密集的裂隙网络, 这些裂

隙与孔隙成为富氢流体的储集空间, 采用“总封存量=蛇纹岩体积×孔隙度×H₂饱和度”公式得出其氢气封存量为5×10⁸ m³ yr⁻¹(Kelley等, 2005)。就这些估算的氢气产量, Lapi等(2022)认为足以支撑经济开采, 部分区域甚至无需圈闭结构; 但Sherwood Lollar等(2014)指出天然氢在迁移过程中遭受90%–99.999%的生物或非生物消耗, 实际可采比例仍需谨慎评估。

针对被动陆缘, Liu等(2023)通过建立二维热力学模型, 模拟了北大西洋西爱尔兰-纽芬兰共轭陆缘的构造演化, 并耦合蛇纹岩化过程(假定每千克地幔岩生成227 mmol H₂), 估算横跨北大西洋裂谷剖面的年H₂产量为5×10⁷–10⁸ mol km⁻¹, 12 Myrs累计通量达4.3×10¹⁸ mol。该模型虽然考虑了H₂转化为CH₄(费托合成)的摩尔比关系, 但仍需进一步精确扣除消耗部分。

(2)汇聚背景俯冲带生氢模拟。沿俯冲带, 俯冲板片在俯冲过程中会自身发生或者诱发上覆地幔楔的蛇纹石化反应。然而, 相对于大陆或者洋中脊, 俯冲带的氢气浓度往往无法直接观测。基于全球俯冲带结构数据集, Merdith等(2023)将现今海底扩张历史与“板片蛇纹石化”氢气产量相联系, 揭示其两个主要控制因素分别为: 可发生蛇纹石化的原始物质数量(其中洋壳形成时的海底扩张速率为最关键因素)以及叶蛇纹石(antigorite)稳定区的稳压范围。通过估算进入俯冲带的残留深海橄榄岩(RAP)体积并计算处于或已通过抗滑石稳定区的质量, 发现全球俯冲带中“板片蛇纹石化”的氢气产量约为4.2×10⁷–2.4×10⁸ kg yr⁻¹(图1), 比洋脊中低1–2个数量级; 但若考虑俯冲带中其他蛇纹石化过程的氢气来源(如海沟挠曲蛇纹石化及可能的地幔楔蛇纹石化), 其结果则可能与洋中脊相当。该结果总体支持了前弧地区还原性流体生成氢气的观测事实(Plümpner等, 2017; Vitale Brovarone等, 2020; Debret等, 2022)。

此外, 俯冲带频繁的地震活动会激活地幔裂隙带, 促使氢气释放。可以通过地震层析成像技术定位深部低速带(部分熔融区), 并结合震后地表氢气浓度异常监测, 建立地震能量与氢气释放量的相关性模型。

(3)伸展-汇聚耦合模拟。上述方法分别估算了伸展背景(洋中脊和裂谷)和汇聚背景(俯冲带)下的高效产氢效率, 但这些区域多位于深海, 资源勘探与工业化利用受制于高昂成本和技术难度。相比之下, 陆域暴露的蛇纹石化带(如阿曼、新喀里多尼亚、阿尔巴尼亚等地)可能为氢气能源提供了更易获取的目标。然而, 蛇纹石化作用和氢气生成通常在温度超过200 °C时效率最高, 且近地表氢气易被(生物)化学过程消耗, 导致可利用储量有限。所以, 浅层地幔岩石中可利用的天然氢数量可能相

对较少。那么，深层地幔(>10 km)的天然氢气是不是会好一些呢？

鉴于如上考虑，Zwaan等(2025)基于ASPECT(Advanced Solver for Planetary Evolution, Convection, and Tectonics, 用于模拟地球动力学过程)与FastScape(Landscape evolution modeling)平台构建了二维动力学-地貌演化耦合模型，模拟裂谷反转造山带的演化过程，观察地幔岩石从大陆伸展、破裂到反转造山不同阶段的氢气分布规律。模拟过程中，设定蛇纹石化的温度窗口为200–350 °C，反应速率表达为

$$\frac{\partial \text{Serp}}{\partial t} = ae^{-b_t(T-c_t)^2} \quad (4)$$

其中，Serp代表二维模型网格单元在时间 t 的蛇纹石化量， T 代表该网格单元的对应温度，动力学系数($a=10^{-10} \text{ s}^{-1}$, $b_t=2.5 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}^{-2}$, $c_t=270 \text{ }^\circ\text{C}$)通过蛇纹石化动力学的实验和理论观测推导得出。断裂带是关键反应通道，选取累积塑性应变 ≥ 0.5 与应变率 $\geq 10^{-15} \text{ s}^{-1}$ 的区域作为蛇纹岩活化活跃单元。

模拟结果表明，裂谷持续时间控制地幔物质的抬升与保存，较长裂谷期利于地幔岩石抬升并形成不对称造山带。反转造山阶段的低温环境使蛇纹石化窗口显著增大，伴随规模更大的断裂带可增强水循环，使最大蛇纹石化能力较裂谷期提高约20倍。模型估算裂谷期氢气产量约 $1.5 \times 10^9 \text{ mol yr}^{-1}$ ，构造反转阶段升至 $3 \times 10^{10} \text{ mol yr}^{-1}$ ，深部(>10 km)地幔岩石的构造抬升与就位可能促成大规模蛇纹石化和氢气生成。这类造山带(如比利牛斯山脉西部莫莱翁盆地、西阿尔卑斯-喜马拉雅造山带)，因抬升地幔体与厚层沉积盖层共存(Schmid等, 2017)，成藏条件良好。

综上，气体通量观测、地质统计与数值模拟三类方法也面临着基础数据稀缺、适用性局限、圈层耦合复杂及动态变化显著等挑战：通量监测法可获得最直接的泄漏通量数据，但受限于观测点稀疏和高成本；地质统计学方法适合区域资源潜力评估，但结果依赖假设条件与先验分布；数值模拟方法可揭示生成、运移、聚集的多物理过程耦合机制，但对参数敏感度高、需观测数据验证。未来应重点推动原位观测、统计推断、数值模拟的多源数据融合，构建不同构造场景的系统化氢气资源评价体系，以获得更可靠的可采储量预测(图5)。

5 全球典型构造环境对比分析

上述资源评价方法为估算氢气潜力提供了关键工具。然而，这些方法的应用效果高度依赖于具体的地质背景。为深入揭示不同构造环境下氢能系统的形成规律与资源

分布特征，有必要对全球典型构造环境进行系统对比分析，以为潜力区预测提供基础。

(1)洋中脊环境。洋中脊是最重要的天然氢气生成与释放区之一。快速洋中脊多以岩浆-热液作用为主，氢气来源相对有限；而慢速与超慢速洋中脊因岩石圈减薄、地幔橄榄岩广泛出露，蛇纹石化成为主要产氢机制(Cannat等, 2010)，尤其是海洋核杂岩是近源氢气富集的理想场所，辉绿岩墙群裂隙可作为氢气运移与聚集的重要通道。该类环境多表现为源储一体型或混合型成藏模式，但保存效率受制于断裂活动强度(图3)。

(2)俯冲带与前弧区。俯冲带及前弧区具备独特的氢气成因与保存条件。俯冲洋壳及上地幔在脱水过程中发生蛇纹石化，可产生大量氢气；同时，高压条件下的含水矿物分解和铁-水反应亦可能贡献深部产氢(Hu等, 2016; Mao等, 2017)。俯冲带前弧通常覆盖厚沉积层或火山碎屑物，有利于氢气的保存，但断裂-裂隙系统可能造成部分逸散。因此，该类环境多表现为源储分离型模式，储层与盖层条件对资源潜力起关键控制作用(图4)。

(3)被动陆缘蛇纹岩出露区。洋陆过渡带或被动陆缘的蛇纹岩出露与海洋核杂岩构造普遍存在，形成近源氢气富集区。这类环境因储层-盖层组合差异，既可能形成源储一体型模式(蛇纹岩本身作为产氢、储集双重场所)，也可能演化为源储分离型模式(氢气沿断裂进入沉积盆地聚集)(图2)。

(4)深水盆地与盐下构造区。在部分深水盆地，氢气来源于基底蛇纹石化、辐射分解或深部流体释放，经断裂运移进入上覆沉积层。在厚盐层或黏土层的有效封盖下，氢气可长期保存，类似于油气系统中的“盐下气藏”。西非近岸盆地及南美部分盐下盆地即显示了较高的氢气潜力。这类环境保存效率高，但成藏受控于断裂-盐构造相互作用。

对比全球不同构造环境可见，海洋核杂岩的氢气生成效率高，源储耦合，但保存能力可能相对有限；俯冲带前弧区地区深部产氢机制独特，储层-盖层条件良好，但运移-逸散过程复杂；被动陆缘与深水盆地保存条件优越，氢气可形成较稳定的储集系统，但生成速率相对较低。未来的勘探应重点关注海洋核杂岩出露区、俯冲带前缘等地质环境，并结合同位素与通量观测等手段，实现对不同类型成藏模式的有效识别。

6 结论与展望

本文通过系统梳理海底氢能系统的关键地质过程与资源评价方法，主要得出以下结论。

(1)海底氢气成因具有多源驱动与构造分带特征。蛇

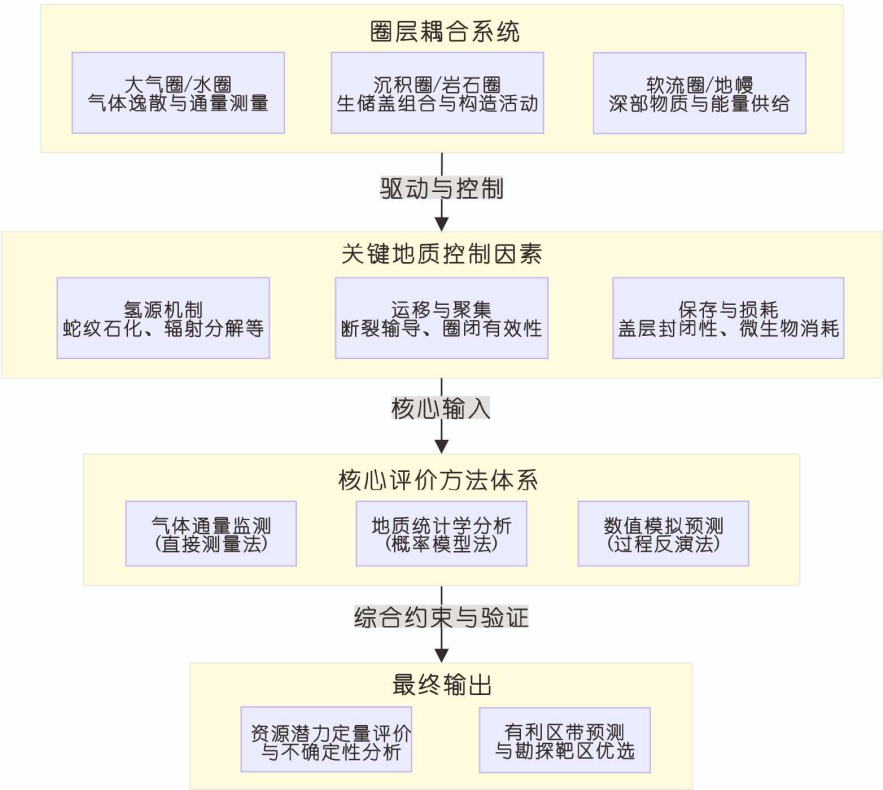


图5 多圈层耦合系统的天然氢资源潜力评价方法体系

纹石化为主导的无机产氢机制，广泛存在于洋中脊、俯冲带及大陆裂谷等构造环境；同时，辐射分解、热解及地幔脱氢等机制叠加，共同构成深源-浅成耦合的氢气生成系统。

(2)运移-聚储-圈闭是控制海底氢气成藏与能源化的关键地质过程。氢气运移受岩体渗透性、裂隙网络及热-流体耦合条件控制，主要通道包括断裂带、剪切带及热液系统；聚集依赖孔隙-裂隙空间及热力学相态调控；有效封存需低渗透盖层、构造稳定及热力学屏障的协同作用。特别是氢气的高扩散性与高反应活性，使“扩散损失与化学消耗”成为影响海底氢气成藏稳定性的首要约束因素，要实现富集，必须具备“持续供氢、低渗透通道、低氧化剂环境”的综合条件。

(3)海底氢能系统评价需要多源数据与多模型协同支持。气体通量观测可揭示释放强度，地质统计学可量化区域分布，数值模拟可解析构造-热流-水岩反应耦合过程，三类技术协同可提升靶区识别精度。

综合理论认知和方法实践，慢速-超慢速洋中脊及被动陆缘超伸展带的海洋核杂岩区生成效率高、源-储耦合但可能保存有限；俯冲带前弧区深部产氢独特、储盖条件良好但运移-逸散复杂；被动陆缘及深水盆地储存优越但生成速率低。未来勘探应优先聚焦海洋核杂岩出露区、

俯冲带前缘构造及盐下盆地，并结合同位素示踪及通量观测等技术，以实现对不同成藏模式的精准识别与资源评价。

尽管海底氢能作为一种潜在的低碳可持续资源前景广阔，但仍面临成因-通量-封存多尺度耦合机制不清、微生物-无机反应竞争关系待约束等关键科学问题；在技术方面，虽然高温高压原位氢气传感器技术(如Pt-YSZ、Ag-Pd等新型电化学膜传感器)、长时序深海多参数观测平台(IFREMER、WHOI等机构构建的海底缆系观测网与自主潜标)、AI驱动的富集预测均取得了重要进展，但深海极端环境原位高精度探测技术受限。未来需加强地质、地球化学、地球物理与微生物学的深度交叉，发展长期原位监测、同位素示踪与智能反演一体化体系，推动从理论认知向试验性开采与工程化应用跨越，支撑海底氢能从科学探索迈向资源化利用。

参考文献

董学. 2024. 一种用于天然氢资源勘测的渗漏通量测量方法及系统. 中国专利, CN117907189A. 2024-04-19
郭旭升, 胡宗全, 申宝剑, 等. 2024. 中国页岩油气源-储耦合类型划分及勘探意义. 石油学报, 45: 1565-1578
郭占谦. 2001. 从全球油气田分布看我国东南沿海火山岩覆盖区的含油气前景. 石油实验地质, 23: 122-132

- 侯佳凯, 朱光有, 朱紫光, 等. 2025. 高含氢天然气藏中天然氢气的成因机制、分布特征及富集机理. *天然气地球科学*, 35: 1113–1122
- 黄瑞芳, 孙卫东, 丁兴, 等. 2015. 橄榄岩蛇纹石化过程中氢气和烷烃的形成. *岩石学报*, 31: 1901–1907
- 黄瑞芳, 孙卫东, 丁兴, 等. 2024. 二氧化硅对橄榄石热液蚀变反应速率和氢气形成的影响. *中国科学：地球科学*, 54: 231–243
- 季福武, 周怀阳, 杨群慧, 等. 2016. 一种可用于原位检测海底热液流体中氢气含量的传感器. 中国专利, CN105806739A. 2016-07-27
- 姜兆霞, 李三忠, 索艳慧, 等. 2024. 海底氢能探测与开采技术展望. *地学前缘*, 31: 183–190
- 李继业, 赵谊, 任建辉, 等. 2019. 黑龙江中西部跨断层土壤氢气初步分析. *地震地磁观测与研究*, 40: 108–113
- 李建忠, 郑民, 陈晓明, 等. 2015. 非常规油气内涵辨析、源-储组合类型及中国非常规油气发展潜力. *石油学报*, 36: 521–532
- 李三忠, 索艳慧, 姜兆霞, 等. 2024. 氢构造与海底氢能系统. *科学通报*, 69: 4696–4703
- 刘全有, 魏永波, 朱东亚, 等. 2025. 沉积盆地稀贵气体形成与富集机制. *中国科学：地球科学*, 55: 3401–3420
- 索艳慧, 姜兆霞, 李三忠, 等. 2024. 海底氢气成藏模式与全球分布. *地学前缘*, 31: 175–182
- 吴冲龙, 毛小平, 王燮培, 等. 2001. 三维油气成藏动力学建模与软件开发. *石油实验地质*, 23: 301–311
- Abrajano T A, Sturchio N C, Bohlke J K, et al. 1988. Methane-hydrogen gas seeps, Zambales Ophiolite, Philippines: Deep or shallow origin? *Chem Geol*, 71: 211–222
- Arrouvel C, Prinzhofer A. 2021. Genesis of natural hydrogen: New insights from thermodynamic simulations. *Int J Hydrogen Energy*, 46: 18780–18794
- Cai C, Wiens D A, Shen W, et al. 2018. Water input into the Mariana subduction zone estimated from ocean-bottom seismic data. *Nature*, 563: 389–392
- Cannat M, Fontaine F, Escartin J. 2010. Serpentinization and associated hydrogen and methane fluxes at slow spreading ridges. *Geophys Monogr Ser*, 188: 241–264
- Charlou J L, Fouquet Y, Donval J P, et al. 1996. Mineral and gas chemistry of hydrothermal fluids on an ultrafast spreading ridge: East Pacific Rise, 17° to 19°S (Naudur cruise, 1993) phase separation processes controlled by volcanic and tectonic activity. *J Geophys Res*, 101: 15899–15919
- Cook M C, Blank J G, Rietze A, et al. 2021. A geochemical comparison of three terrestrial sites of serpentinization: The Tablelands, the Cedars, and Aqua de Ney. *J Geophys Res-Biogeophys*, 126: e2021JG006316
- Cui L, Zhou G, Li Z, et al. 2016. Experimental research of optical fiber hydrogen gas sensing system based on palladium-silver alloy. *Optoelectron Lett*, 12: 413–416
- Debret B, Ménez B, Walter B, et al. 2022. High-pressure synthesis and storage of solid organic compounds in active subduction zones. *Sci Adv*, 8: 2397
- Dick H J B, Lin J, Schouten H. 2003. An ultraslow-spreading class of ocean ridge. *Nature*, 426: 405–412
- Ding K, Seyfried Jr. W E. 1995. *In-situ* measurement of dissolved H₂ in aqueous fluid at elevated temperatures and pressures. *Geochim Cosmochim Acta*, 59: 4769–4773
- Ellis G S, Gelman S E. 2024. Model predictions of global geologic hydrogen resources. *Sci Adv*, 10: 0955
- Etiopie G, Sherwood Lollar B. 2013. Abiotic methane on Earth. *Rev Geophys*, 51: 276–299
- Früh-Green G L, Kelley D S, Lilley M D, et al. 2022. Diversity of magmatism, hydrothermal processes and microbial interactions at mid-ocean ridges. *Nat Rev Earth Environ*, 3: 852–871
- Gaucher E C. 2020. New perspectives in the industrial exploration for native hydrogen. *Elements*, 16: 8–9
- Hu Q Y, Kim D Y, Yang W G, et al. 2016. FeO₂ and FeOOH under deep lower-mantle conditions and Earth's oxygen-hydrogen cycles. *Nature*, 534: 241–244
- Huang R F, Song M S, Ding X, et al. 2017. Influence of pyroxene and spinel on the kinetics of peridotite serpentinization. *J Geophys Res-Solid Earth*, 122: 7111–7126
- Huang R F, Sun W D, Ding X, et al. 2020. Effect of pressure on the kinetics of peridotite serpentinization. *Phys Chem Miner*, 47: 33
- Huang R F, Shang X Q, Zhao Y S, et al. 2023. Effect of fluid salinity on reaction rate and molecular hydrogen (H₂) formation during peridotite serpentinization at 300°C. *J Geophys Res-Solid Earth*, 128: e2022JB025218
- Jackson O, Lawrence S R, Hutchinson I P, et al. 2024. Natural hydrogen: Sources, systems and exploration plays. *Geoenergy*, 2: 2024
- Karson J A. 1998. Internal structure of oceanic lithosphere: A perspective from tectonic windows. *Geophys Monogr Ser*, 106: 177–218
- Kelley D S, Karson J A, Früh-Green G L, et al. 2005. A serpentinite-hosted ecosystem: The lost city hydrothermal field. *Science*, 307: 1428–1434
- Kendrick M A, Honda M, Walshe J, et al. 2011. Fluid sources and the role of abiogenic-CH₄ in Archean gold mineralization: Constraints from noble gases and halogens. *Precambrian Res*, 189: 313–327
- Kita I, Matsuo S, Wakita H. 1982. H₂ generation by reaction between H₂O and crushed rock: An experimental study on H₂ degassing from the active fault zone. *J Geophys Res*, 87: 10789–10795
- Lapi T, Petros C Z, Raineau L, et al. 2022. System approach to natural versus manufactured hydrogen: An interdisciplinary perspective on a new primary energy source. *Int J Hydrogen Energy*, 47: 21701–21712
- Li L, Zhang H, Xi S, et al. 2025a. A large intraplate hydrogen-rich hydrothermal system driven by serpentinization in the western Pacific: Kunlun. *Sci Adv*, 11: 3202
- Li L, Zhang H, Xi S, et al. 2025b. Large hydrogen hydrothermal pipe swarm identified in the deep ocean. *Sci Bull*, 70: 2583–2586
- Lin L H, Slater G F, Sherwood Lollar B, et al. 2005. The yield and isotopic composition of radiolytic H₂, a potential energy source for the deep subsurface biosphere. *Geochim Cosmochim Acta*, 69: 893–903
- Lippmann-Pipke J, Sherwood Lollar B, Niedermann S, et al. 2011. Neon identifies two billion year old fluid component in Kaapvaal Craton. *Chem Geol*, 283: 287–296
- Liu Z L, Perez-Gussinye M, García-Pintado J, et al. 2023. Mantle serpentinization and associated hydrogen flux at North Atlantic magma-poor rifted margins. *Geology*, 51: 284–289
- Lodhia B H, Peeters L, Frery E. 2024. A review of the migration of hydrogen from the planetary to basin scale. *J Geophys Res-Solid Earth*, 129: e2024JB028715
- Maiga O, Deville E, Laval J, et al. 2023. Characterization of the spontaneously recharging natural hydrogen reservoirs of Bourakebougou in Mali. *Sci Rep*, 13: 11876
- Mao H K, Hu Q Y, Yang L X, et al. 2017. When water meets iron at Earth's core-mantle boundary. *Nat Sci Rev*, 4: 870–878
- Martin B, Fyfe W S. 1970. Some experimental and theoretical observations on the kinetics of hydration reactions with particular reference to serpentinization. *Chem Geol*, 6: 185–202
- Merdith A S, del Real P G, Daniel I, et al. 2020. Pulsated global hydrogen and methane flux at mid-ocean ridges driven by Pangea breakup. *Geochem Geophys Geosyst*, 21: e2019GC008869
- Merdith A S, Daniel I, Sverjensky D, et al. 2023. Global hydrogen production during high-pressure serpentinization of subducting slabs. *Geochem Geophys Geosyst*, 24: e2023GC010947
- Neretnieks I. 2013. Some aspects of release and transport of gases in deep granitic rocks: Possible implications for nuclear waste repositories. *Hydrogeol J*, 21: 1701–1716
- Pinto V H G, Manatschal G, Karpoff A M, et al. 2023. Mass-transfer and fluid flow along extensional detachment faults in hyperextended rift

- systems: The examples of Tasna in the Alps, Mauléon in the Pyrenees, and Hobby High Offshore Iberia. *Geosciences*, 13: 374
- Plümpner O, King H E, Geisler T, et al. 2017. Subduction zone forearc serpentinites as incubators for deep microbial life. *Proc Natl Acad Sci USA*, 114: 4324–4329
- Proskurowski G, Lilley M D, Seewald J S, et al. 2008. Abiogenic hydrocarbon production at Lost City hydrothermal field. *Science*, 319: 604–607
- Sano T, Hanyu T, Tejada M L G, et al. 2020. Two-stages of plume tail volcanism formed Ojin Rise Seamounts adjoining Shatsky Rise. *Lithos*, 372–373: 105652
- Sauvage J F, Flinders A, Spivack A J, et al. 2021. The contribution of water radiolysis to marine sedimentary life. *Nat Commun*, 12: 1297
- Schmid S M, Kissling E, Diehl T, et al. 2017. Ivrea mantle wedge, arc of the Western Alps, and kinematic evolution of the Alps-Appennines orogenic system. *Swiss J Geosci*, 110: 581–612
- Shang X Q, Huang R F, Sun W D. 2023a. Formation of ammonia through serpentinization in the Hadean Eon. *Sci Bull*, 68: 1109–1112
- Shang X Q, Huang R F, Sun W D. 2023b. An ammonia-methane dominated atmosphere in the Hadean Eon. *Solid Earth Sci*, 8: 191–194
- Sherwood Lollar B, Onstott T C, Lacrampe-Couloume G, et al. 2014. The contribution of the Precambrian continental lithosphere to global H₂ production. *Nature*, 516: 379–382
- Sleep N H, Zoback M D. 2007. Did earthquakes keep the early crust habitable? *Astrobiology*, 7: 1023–1032
- Sleep N H, Meibom A, Fridriksson T, et al. 2004. H₂-rich fluids from serpentinization: Geochemical and biotic implications. *Proc Natl Acad Sci USA*, 101: 12818–12823
- Suzuki A, Yukawa H. 2020. A review for consistent analysis of hydrogen permeability through dense metallic membranes. *Membranes*, 10: 120
- Templeton A S, Ellison E T, Kelemen P B, et al. 2024. Low-temperature hydrogen production and consumption in partially-hydrated peridotites in Oman: Implications for stimulated geological hydrogen production. *Front Geochem*, 2: 1366268
- Torgersen T, Clarke W B. 1985. Helium accumulation in groundwater, I: An evaluation of sources and the continental flux of crustal ⁴He in the Great Artesian Basin, Australia. *Geochim Cosmochim Acta*, 49: 1211–1218
- Torgersen T, Ivey G N. 1985. Helium accumulation in groundwater. II: A model for the accumulation of the crustal ⁴He degassing flux. *Geochim Cosmochim Acta*, 49: 2445–2452
- Torgersen T, Clarke W B. 1992. Geochemical constraints on formation fluid ages, hydrothermal heat flux, and crustal mass transport mechanisms at Cajon Pass. *J Geophys Res*, 97: 5031–5038
- Truche L, Donzé F V, Goskolli E, et al. 2024. A deep reservoir for hydrogen drives intense degassing in the Bulqizë ophiolite. *Science*, 383: 618–621
- Vankeuren A N P, Matter J M, Stute M, et al. 2019. Multitracer determination of apparent groundwater ages in peridotite aquifers within the Samail ophiolite, Sultanate of Oman. *Earth Planet Sci Lett*, 516: 37–48
- Vitale Brovarone A, Sverjensky D A, Piccoli F, et al. 2020. Subduction hides high-pressure sources of energy that may feed the deep subsurface biosphere. *Nat Commun*, 11: 3880
- Warr O, Giunta T, Onstott T C, et al. 2021. The role of low-temperature ¹⁸O exchange in the isotopic evolution of deep subsurface fluids. *Chem Geol*, 561: 120027
- Wegner W W, Ernst W. 1983. Experimentally determined hydration and dehydration reaction rates in the system MgO-SiO₂-H₂O. *Am J Sci*, 283: 151–180
- Welhan J A, Craig H. 1979. Methane and hydrogen in East Pacific Rise hydrothermal fluids. *Geophys Res Lett*, 6: 829–831
- Wilde J D, Wagner P N, Zeiser R. 2013. Assembly and interconnection technologies for sensors for very high temperature applications. In: AMA Conferences. Wunstorf: AMA Service. 229–235
- Wu X, Zhu J, Yang H, et al. 2025. Crustal faulting drives biological redox cycling in the deep subsurface. *Sci Adv*, 11: 5372
- Xiao Y Y, Wang K, Wang Y, et al. 2025. Formation of breccia pipes associated with a hydrogen-rich hydrothermal system on the east Caroline plate in the West Pacific. *Sci Adv*, 11: eadx2600
- Zgonnik V. 2020. The occurrence and geoscience of natural hydrogen: A comprehensive review. *Earth-Sci Rev*, 203: 103140
- Zwaan F, Brune S, Glerum A C, et al. 2025. Rift-inversion orogens are potential hot spots for natural H₂ generation. *Sci Adv*, 11: eadr3418

(责任编辑: 翦知湔)