

۵- ارزیابی سنگ منشأ (Source Rock Evaluation)

سنگ منشأ از نظر تعریف، سنگ دانه‌ریز غنی از ماده آلی است که قادر است در اثر تکامل حرارتی تولید هیدروکربن نماید. سنگ‌های منشأ را می‌توان در سه گروه قرار داد: سنگ منشأ مفید (effective source rock) که نفت خود را تولید و از خود خارج نموده است؛ سنگ منشأ محتمل (possible source rock) که پتانسیل منشأ بودن آن هنوز ارزیابی نشده است، ولی احتمال دارد نفت تولید کرده باشد؛ و سنگ منشأ بالقوه (potential source rock) به سنگ رسوبی نابالغی گفته می‌شود که توانایی تولید هیدروکربن را در صورت رسیدن به درجه بلوغ دارد.

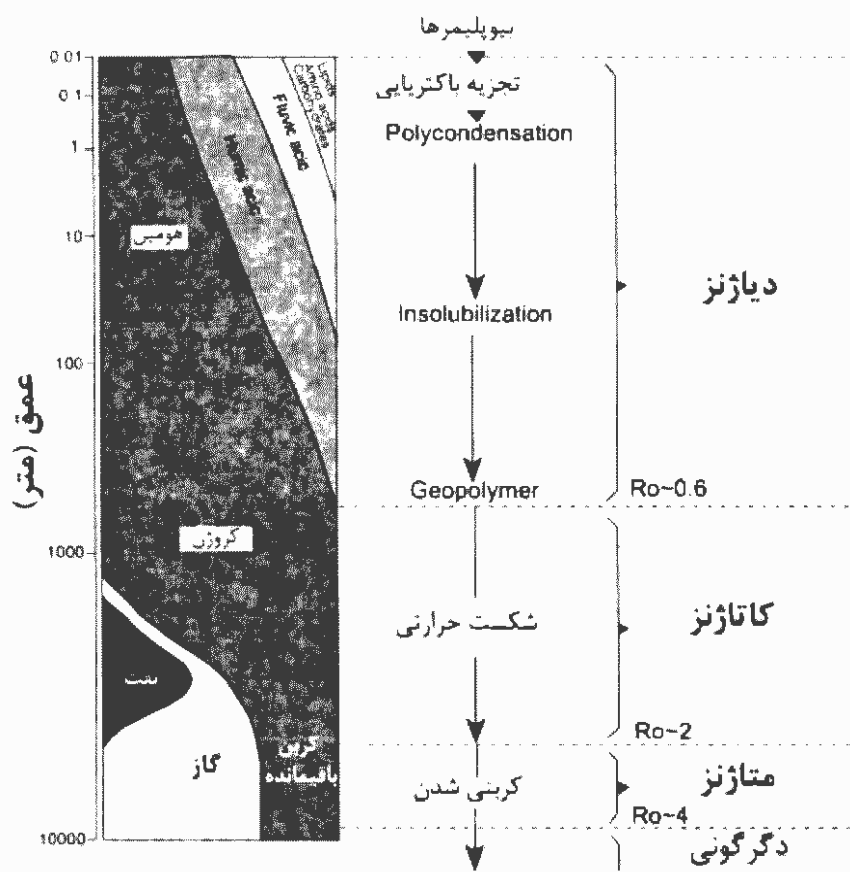
در این بخش از کتاب روش‌های ارزیابی و محیط‌های رسوبی سنگ‌های منشأ مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۵-۱ تولید هیدروکربن از سنگ منشأ با افزایش عمق تدفین

از آنجایی که حرارت با عمق تدفین افزایش می‌یابد، عمق واقعی برای یک سنگ منشأ خاص برای تولید هیدروکربن به همان میزان که به نوع کروژن و تاریخچه تدفین بستگی دارد، به شیب زمین گرمایی ناحیه نیز وابسته است. در اعماق خیلی کم، متان بیوژنیک یا گاز مرداب از مواد آلی اولیه تولید می‌شود. به خاطر داشته باشید که این رویداد در آغاز دیاژنز یا زون نابالغ رخ می‌دهد. در عمق حدود ۱ تا ۲ کیلومتری، مرحله کاتارنز شروع می‌شود. مرحله آغازین کاتارنز تا عمق حدود ۳ کیلومتری مطابق با زون اصلی تولید نفت است. سنگ‌های منشأ که در این محدوده عمقی تدفین شده اند، گفته می‌شود که در پنجره نفتی (oil generation window) واقعند (شکل ۵-۱). کاتارنز پایانی در عمق حدود ۳ الی ۳/۵ کیلومتری قرار دارد که زون اصلی تولید گاز می‌باشد. نخست گاز مرطوب (wet gas) و متان با نرخ تولید یکسان حاصل می‌شوند، اما در عمق بیش از ۴ کیلومتر سنگ منشأ بسیار بالغ می‌شود. در این نقطه متارنز شروع شده و فقط متان از شکست حرارتی دیگر هیدروکربن‌ها تولید می‌شود.

از نقطه نظر حرارتی، پنجره نفتی وقتی شروع می‌شود که سنگ منشأ در حرارتی تقریباً بیش از ۶۰ درجه سانتیگراد قرار گرفته باشد. نفت حاصله در این درجه حرارت پایین، نسبتاً

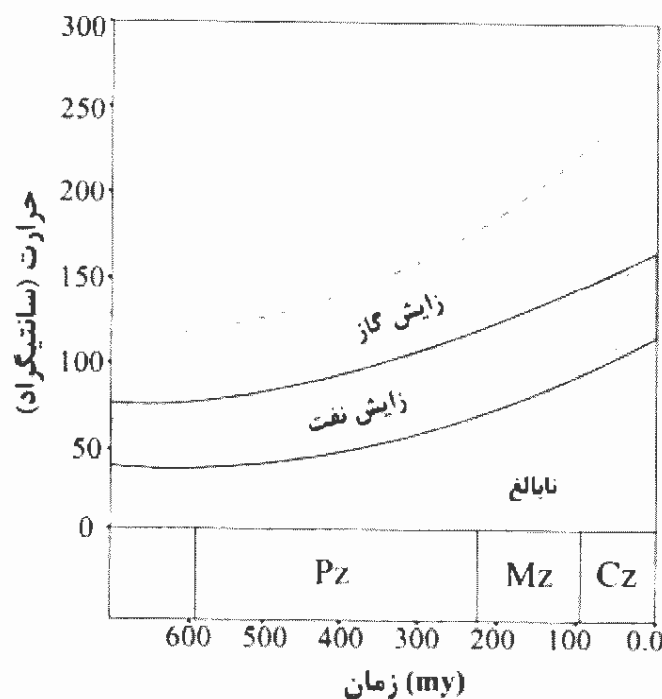
سنگین و نابالغ است. با افزایش درجه حرارت، نفت سبکتر زایش می‌یابد. حداکثر تولید نفت (peak generation) در درجه حرارت حدود ۱۰۰ درجه سانتیگراد رخ می‌دهد و سپس کاهش می‌یابد. در دمای حدود ۱۷۵ درجه سانتیگراد، پنجره نفتی بسته و زون اصلی تولید گاز شروع می‌شود. تولید هیدروکربن در دمای حدود ۲۲۵ درجه سانتیگراد متوقف می‌شود، اما متان همچنان تا دمای بالاتر از ۳۱۵ درجه سانتیگراد در نقطه‌ای که سنگ منشأ متحمل دگرگونی ناحیه‌ای می‌شود از شکسته شدن نفت تولید می‌شود.



شکل ۵-۱ - تکامل حرارتی مواد آلی با افزایش عمق تدفین

قوانین شیمی بیان می‌کند که نرخ واکنش‌های شیمیایی، تابع حرارت و زمان است. شکل ۵-۲ که با استفاده از اطلاعات بسیار زیادی ترسیم شده است، درجه حرارت تشکیل نفت را در مقابل سن سنگ منشأ نشان می‌دهد. در این شکل می‌توان دید که دمای تولید نفت برای سنگ‌های منشأ پالئوزوئیک، کمتر از ۶۰ درجه سانتیگراد است، در صورتی که این دما به بیش از ۱۵۰ درجه سانتیگراد برای سنگ‌های منشأ سنوزوئیک افزایش می‌یابد. در اینجا باید متذکر شد که ممکن است زمان، اثر درجه حرارت و درجه حرارت، اثر زمان را جبران کند. به طور مثال، سنگ منشأهایی که همیشه نسبتاً سرد باقی‌مانده‌اند ممکن است یکصد میلیون سال یا بیشتر را پشت سر بگذارند تا نفت تولید کنند، در حالی که سنگ منشأهای جوان، ممکن است فقط در طی چند میلیون سال هیدروکربن تولید کنند، چنانچه در معرض درجه حرارت بالا و

مناسب قرار گیرند. لازم به ذکر است که معمولاً درجه حرارت، نقش مهم‌تری نسبت به زمان در بلوغ سنگ منشأ دارد. اگرچه تولید هیدروکربن در یک فاصله زمانی کوتاه اتفاق می‌افتد، اما ضرورتاً بدین معنا نیست که این روند بلافاصله پس از نهشته شدن صورت می‌گیرد. تمامی سنگ منشأها عمدتاً به مدت خیلی طولانی در همان عمق کم باقی می‌مانند و سپس توسط رسوبات ضخیم در یک فاصله زمانی کوتاه پوشیده شده و در انتها تولید هیدروکربن می‌کنند. مثال آن در سنگ منشأهای سیلورین غرب الجزایر می‌باشد که تا لحظه‌ای که توسط رسوبات مزوزوئیک دفن نشده بود، هیچ هیدروکربنی تولید نکرد. در مناطق پلاتفرمی که نرخ فرونشینی متوسط است، تولید ممکن است پس از یک دوره زمانی بسیار طولانی اتفاق بیافتد. مثال آن، سنگ منشأ ژوراسیک حوضه پاریس می‌باشد. در این حوضه هیدروکربن پس از گذشت دوره زمانی بیش از یکصد میلیون سال که سنگ منشأ به وسیله رسوبات کرتاسه و ترشیری به طور تصاعدی دفن شده، تولید شده است.



شکل ۵-۲ - زایش نفت از سنگ منشأ تابع درجه حرارت و زمان است. با گذشت زمان بیشتر، درجه حرارت کمتری برای زایش نفت نیاز است

۵-۲ روش‌های ارزیابی سنگ منشأ هیدروکربن و پارامترهای حاصل از آن

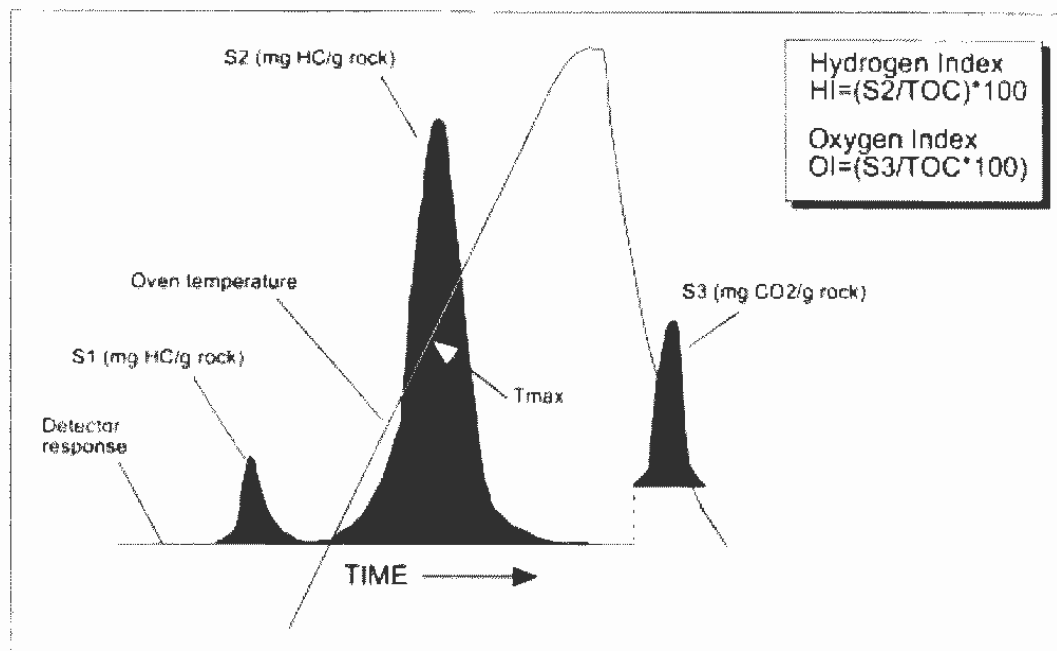
۵-۲-۱ روش‌های آزمایشگاهی

در ارزیابی یک سنگ منشأ با استفاده از روش‌های آزمایشگاهی، از سه روش کلی پتروگرافی آلی، آنالیز شیمیایی و ارزیابی حرارتی استفاده می‌شود. با استفاده از این روش‌ها، پارامترهایی نظیر مقدار و نوع ماده آلی و نیز درجه بلوغ ماده آلی مشخص می‌گردند. پتروگرافی آلی شامل

مطالعه مواد آلی توسط میکروسکوپ‌های با نور عبوری، نور انعکاسی و نور ماوراءبنفش می‌باشد. در این روش با استفاده از برخی ویژگی‌های قابل مشاهده توسط انواع میکروسکوپ‌ها، نظیر ساخت داخلی، شکل، رنگ و شدت انعکاس نور، می‌توان اجزای تشکیل دهنده کروژن را شناسایی نمود.

از روش‌های مهم شیمیایی می‌توان تجزیه عنصری کروژن، اسپکتروفتومتری مادون قرمز (infrared spectrophotometry)، رزونانس چرخش الکترون (electron spin resonance) و ایزوتوپ کربن را نام برد.

پایرولیز (pyrolysis) مواد آلی، یک روش حرارتی است که برای تشخیص کیفیت و بلوغ حرارتی سنگ‌های منشأ استفاده می‌شود. این روش با حرارت دادن ماده آلی در غیاب اکسیژن انجام و جهت تولید و آزاد شدن هیدروکربن از مواد آلی و تعیین پتانسیل هیدروکربن‌زایی باقی مانده مواد آلی موجود در سنگ، به کار برده می‌شود. برای انجام این آنالیز از دستگاه پایرولیز راک-اول (Rock-Eval pyrolysis) استفاده می‌شود. این روش، اطلاعاتی نظیر کیفیت و کمیت ماده آلی، نوع ماده آلی، پتانسیل باقیمانده نمونه و تحول حرارتی ماده آلی را به دست می‌دهد. در طی این آنالیز چندین پیک شاخص در درجه حرارت‌های مختلف به دست می‌آید که هر کدام معنا و تفسیر خاص خود را دربر دارد. در دمای حدود 300°C پیک S_1 ، بر حسب میلی‌گرم هیدروکربن در هر گرم سنگ، حاصل می‌شود. این پیک بیانگر میزان هیدروکربن‌های آزادی است که در زمان رسوبگذاری در سنگ وجود داشته و یا از کروژن در طی تدفین رسوبات شکل گرفته‌اند. در دمای بین 300 و 600°C پیک S_2 ، بر حسب میلی‌گرم هیدروکربن در هر گرم سنگ، ظاهر می‌شود. این پیک ناشی از شکسته شدن کروژن و بیتومن‌های سنگینی است که تا دمای 300°C مقاوم بوده‌اند. درجه حرارتی که پیک S_2 در آن حداکثر است، درجه حرارت حداکثر ($T_{\max}$)، بر حسب درجه سانتی‌گراد، نامیده می‌شود. در این درجه حرارت، مقدار هیدروکربن‌های تولید شده از شکستن حرارتی کروژن در حد نهایی خود است. پیک S_3 بیانگر میزان CO_2 است که از شکسته شدن گروه‌های کربوکسیل و دیگر ترکیبات اکسیژن‌دار کروژن در دمای 300 تا 390°C حاصل می‌شود. پیک S_4 میزان CO_2 ، بر حسب میلی‌گرم CO_2 در هر گرم سنگ است و از اکسیداسیون کربن آلی باقی‌مانده در دمای 600°C و تحت شرایط اتمسفر، پس از ثبت پیک S_2 ، به دست می‌آید. شکل ۳-۵ نتیجه حاصل از پایرولیز را به صورت منحنی برای یک نمونه فرضی نشان می‌دهد.



شکل ۳-۵ - منحنی حاصل از پایرولیز راک-اول. این منحنی‌ها پایروگرام (pyrogram) نامیده می‌شوند

با استفاده از آنالیز دستگاه پایرولیز راک-اول پارامترهایی نظیر پتانسیل زایش (genetic potential) $(S_1 + S_2)$ ، شاخص زایش (production index) $(S_1 / S_1 + S_2)$ ، شاخص هیدروژن (S_2 / TOC) و شاخص اکسیژن (S_3 / TOC) به دست می‌آید.

۵-۲-۱-۱ تخمین مقدار ماده آلی (TOC)

برای اندازه گیری مقدار کل کربن آلی در سنگ منشأ دو روش وجود دارد. روش اول که امروزه کمتر استفاده می‌شود، با استفاده از سوزاندن مستقیم نمونه است. در این روش بعد از پودر کردن و شستن نمونه با اسید کلریدریک برای از بین رفتن کربنات، نمونه در مجاورت اکسیژن و تحت شرایط اتمسفر در درجه حرارت حدود 1000°C سوزانده می‌شود و CO_2 حاصل از سوختن مواد آلی مقدار کربن آلی را مشخص می‌کند.

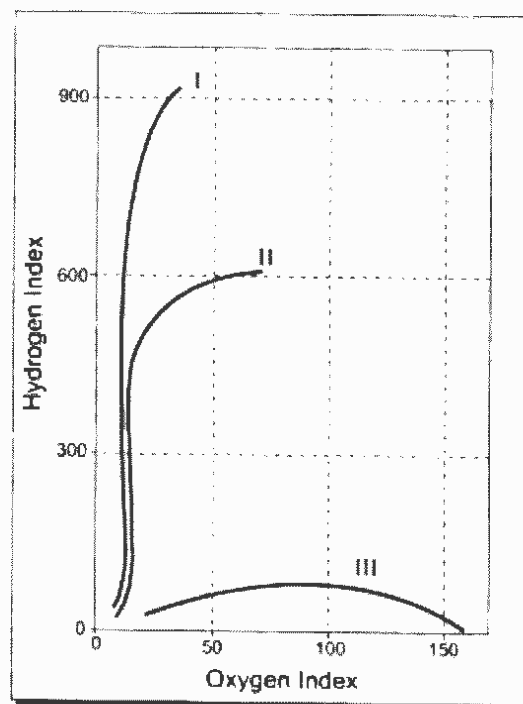
روش دوم اندازه گیری کربن آلی با استفاده از پایرولیز است که نسبت به روش قبلی دقیق‌تر است. با آنالیز نمونه با دستگاه پایرولیز راک-اول، کل کربن آلی یا TOC (Total Organic Carbon) که برحسب درصد وزنی است، براساس پیک‌های S_1 ، S_2 و S_4 تخمین زده می‌شود. به طور کلی TOC برابر با مجموع کربن پایرولیز شده (pyrolysed carbon) و کربن باقی‌مانده (residual carbon) است که از طریق زیر قابل محاسبه‌اند:

$$10(S_1 + S_2)/82 = \text{کربن پایرولیز شده}$$

$$S_4/10 = \text{کربن باقی‌مانده}$$

۲-۱-۲-۵ تشخیص نوع ماده آلی

تشخیص نوع کروژن در ارزیابی سنگ منشأ از اهمیت زیادی برخوردار است، چرا که نوع کروژن کنترل کننده نوع هیدروکربن تولید شده است. نوع کروژن می‌تواند تا حدی توسط روش پتروگرافی آلی مشخص شود. استفاده از نمودار ون-کروئل که در آن با استفاده از تجزیه عنصری کروژن، نسبت اتمی H/C در مقابل O/C نشان داده می‌شود، یکی از روش‌های مناسب برای تعیین نوع کروژن است. در این روش با اندازه‌گیری نسبت‌های اتمی H/C و O/C و پلات کردن آن‌ها در مقابل یکدیگر می‌توان نوع کروژن سنگ منشأ را مشخص نمود (شکل ۴-۱۹).
روش دوم، پایرولیز است که در واقع بطریقی استفاده از نمودار ون-کروئل است که در آن HI در مقابل OI پلات می‌شود (شکل ۴-۵). در این روش محتوای اکسیژن کروژن متناسب با CO₂ آزاد شده (S₃) و محتوای هیدروژن کروژن متناسب با هیدروکربن‌های آزاد شده از شکستگی حرارتی کروژن (S₂) در طی پایرولیز در نظر گرفته می‌شود.



شکل ۴-۵ - شناسایی نوع کروژن با استفاده از پلات HI در مقابل OI

۲-۱-۳-۵ اندازه‌گیری درجه بلوغ حرارتی ماده آلی

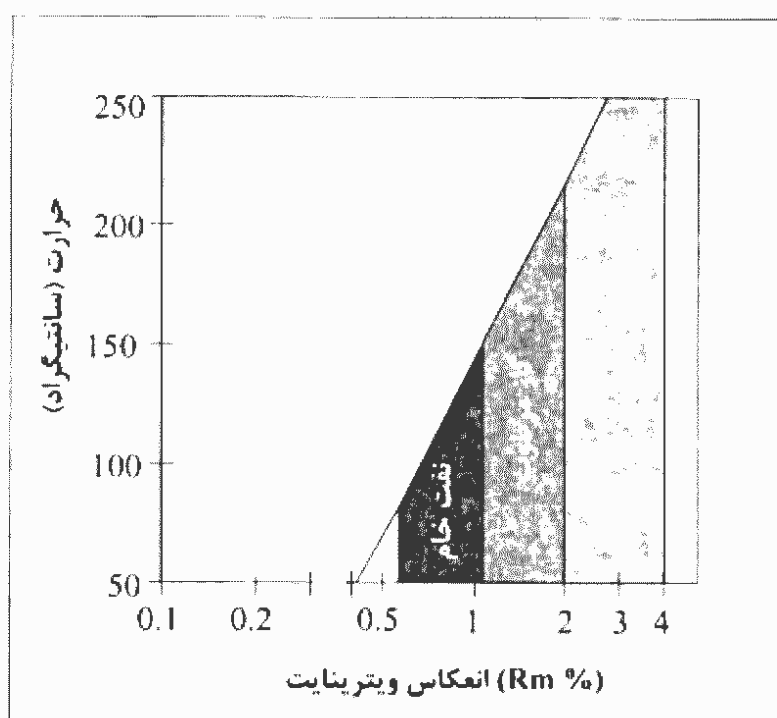
اندازه‌گیری حداکثر درجه حرارتی که یک سنگ منشأ خاص طی آن پخته شده بسیار مهم است. برای این منظور نیاز به حرارت‌سنج‌های دیرینه (paleothermometers) داریم. بعضی از حرارت‌سنج‌های دیرینه براساس خصوصیات فیزیکی و شیمیایی کروژن استوار هستند.
روش‌های متعددی برای اندازه‌گیری حداکثر درجه حرارتی که یک سنگ منشأ تحمل کرده است وجود دارد. در یکی از روش‌ها، پس از آنکه کروژن از سنگ منشأ جدا شد، محتوای

O, H و C آن از طریق آنالیز شیمیایی مشخص و به صورت نسبت H/C و O/C روی دیاگرام ون-کروئن پلات می‌شود. به خاطر داشته باشید که برای انواع کروژن کاهش زیاد نسبت H, O به C به علت افزایش درجه بلوغ آن است. بنابراین پس از آنکه نوع کروژن معلوم گردید، به سرعت می‌توانیم بگوییم که این کروژن چقدر مسیر تکاملی بلوغ را طی کرده است.

رنگ بعضی از ماسرال‌های کروژن نیز می‌تواند برای پالئوترمومتری بکار برده شود. اسپورها و پولن‌ها در ابتدا بی رنگ هستند. افزایش درجه حرارت سبب کاهش هیدروژن و اکسیژن مواد آلی و غنی شدن آن‌ها از کربن می‌شود و لذا به صورت پیشرونده رنگ آن‌ها تیره‌تر می‌شود. رنگ این ماسرال‌ها در داخل کروژن با دقت بسیار بالایی، حداکثر درجه حرارتی را که سنگ منشأ به آن رسیده است مشخص می‌کند. شاخص دگرسائی حرارتی (Thermal Alteration Index, TAI) برای ارزیابی درجه بلوغ حرارتی مواد آلی بکار برده می‌شود. شاخص دگرسائی حرارتی از ۱ تا ۵، که شامل ۱۰ رنگ است، تقسیم بندی شده است که با افزایش درجه بلوغ حرارتی، رنگ اولیه اجزای گیاهی که ابتدا بی رنگ یا زرد کم‌رنگ هستند به زرد تیره، نارنجی، قهوه‌ای متوسط، قهوه‌ای تیره و سیاه تبدیل می‌شود. رنگ زرد بیانگر مرحله نابلغ (sub-mature) مواد آلی است که در طی آن نفت سنگین ایجاد می‌شود. وجود رنگ نارنجی و قهوه‌ای متوسط در مواد آلی، مرحله بلوغ (mature) آن‌ها را نشان می‌دهد که در طی آن نفت، گاز تر و نفت میعانی تولید می‌شود. رنگ قهوه‌ای تیره تا سیاه، بیانگر مرحله فوق بالغ (over-mature) است که مصادف با تشکیل گاز خشک است. برای زمان‌های قبل از دونین که گیاهان وجود نداشته‌اند، درجه بلوغ حرارتی را می‌توان از شاخص رنگ کنودونت (Conodont Alteration Index, CAI) مشخص نمود. در طی بلوغ حرارتی، کنودونت‌ها همانند پالینومورف‌ها با افزایش درجه حرارت تغییر رنگ می‌دهند.

روش دیگر، براساس ضریب انعکاس ویتترینایت (vitrinite reflectivity) استوار می‌باشد. ویتترینایت ماسرال چوبی مشتق شده از گیاهان عالی خشکی می‌باشد. هنگامی که کروژن حرارت می‌بیند، لایه‌های غنی از آروماتیک موجود در ساختمان ویتترینایت بیشتر منظم می‌شوند. این رویداد ضریب انعکاس یا درخشش ویتترینایت را به طور تدریجی افزایش می‌دهد. زغال‌شناسان، سال‌های متمادی انعکاس ویتترینایت را برای تعیین درجه زغال‌شدگی (coalification) بکار می‌برده‌اند. چون ویتترینایت به طور گسترده‌ای در سنگ‌های رسوبی وجود دارد، این روش برای زمین‌شناسان نفت نیز مفید است. افزایش خطی درجه حرارت باعث می‌شود که به تبع آن ضریب انعکاس ویتترینایت به صورت توانی (exponentially) افزایش یابد و لذا این افزایش به صورت خط مستقیم در روی کاغذهای نیمه لگاریتمی ظاهر می‌شود.

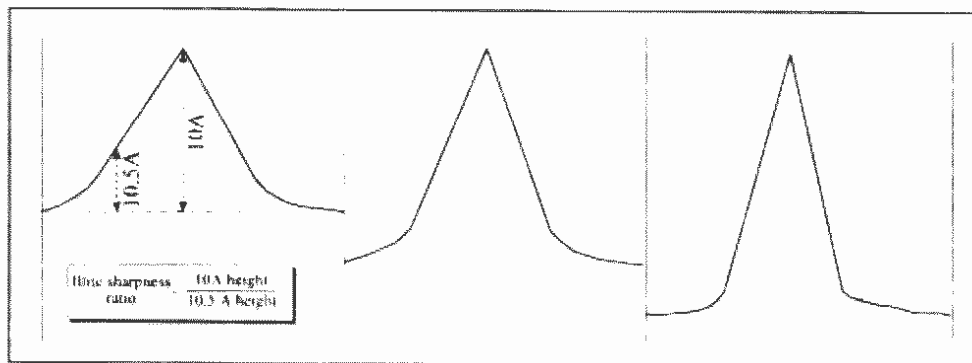
(شکل ۵-۵). در حقیقت اندازه‌گیری انعکاس یا درخشش ویتروینایت به صورت میانگین چندین اندازه‌گیری بر روی هر نمونه صورت می‌گیرد که با R_m نشان داده می‌شود، چراکه انعکاس یا درخشش ویتروینایت تا حدی با نوع گیاه و جهت ذرات تغییر می‌کند. تولید نفت خام در R_m بین ۰/۶ تا ۱/۲ درصد اتفاق می‌افتد. گاز مرطوب اغلب در R_m حدود ۱/۲ تا ۲ درصد تولید می‌شود. زون متاژنز که در آن فقط گاز خشک تولید می‌شود در R_m بین ۲ تا ۴ درصد قرار دارد.



شکل ۵-۵ - پلات نیمه لگاریتمی انعکاس ویتروینایت در مقابل درجه حرارت

روش‌هایی نیز وجود دارد که به وسیله کانی‌های تشکیل دهنده سنگ منشأ، نظیر رس‌ها، می‌تواند به منظور پالئوترمومتری استفاده شود. کانی‌های رسی در طی دفن و افزایش درجه حرارت، عموماً آب خود را از دست می‌دهند و ساختمان آنها منظم‌تر می‌شود. عموماً رس‌های لایه مختلط (mixed layers) و مونت‌موریلونیت به انواع دیگر رس‌ها از قبیل ایلیت و کلریت تبدیل می‌شوند. این اتفاق در درجه حرارتی حدود پنجره تولید نفت رخ می‌دهد.

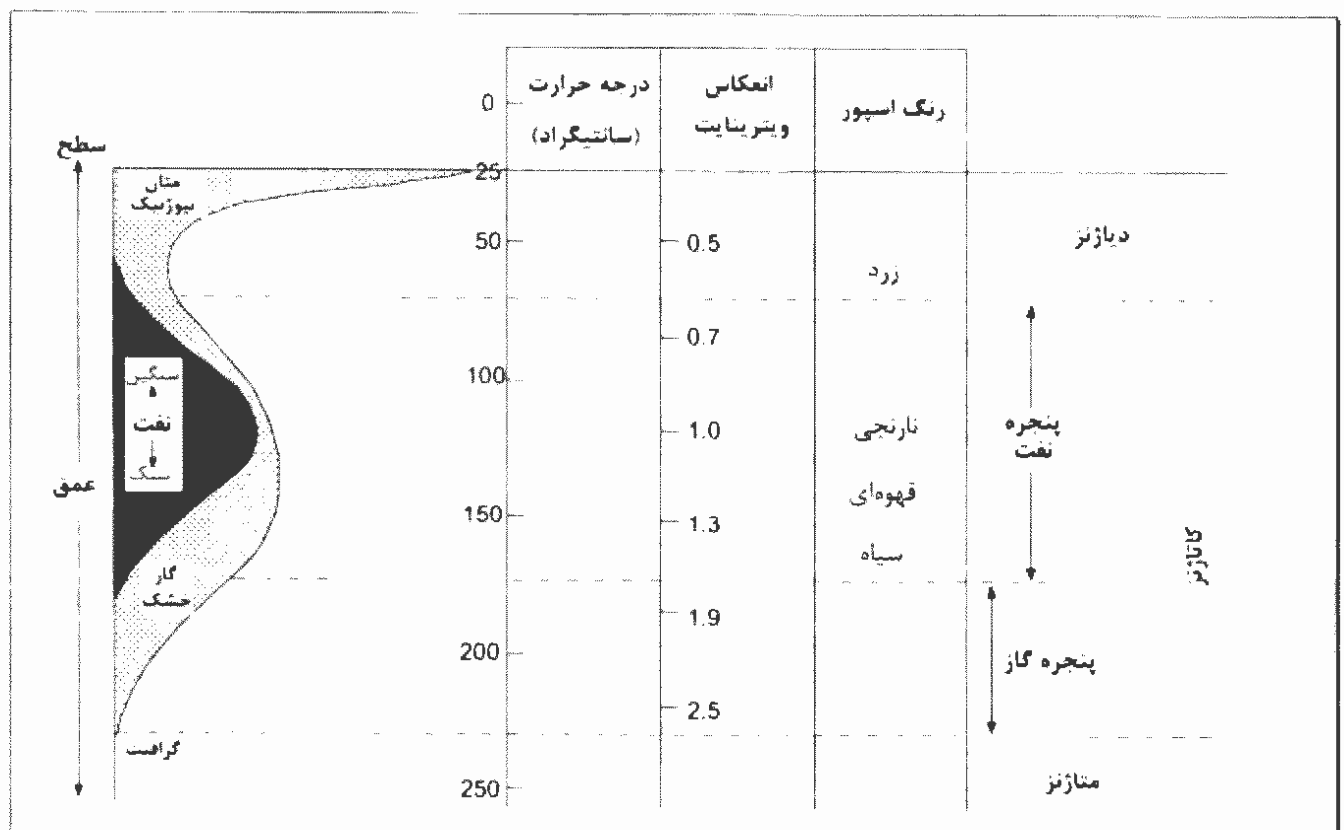
یکی از راه‌های اندازه‌گیری تغییرات ناشی از درجه حرارت در رس‌ها، تعیین درجه تبلور ایلیت (illite crystallinity) می‌باشد. پیک‌های مربوط به ایلیت در گراف‌های XRD، هنگامی که درجه حرارت افزایش پیدا می‌کند، تیزتر، باریک‌تر و متقارن‌تر می‌شوند. یکی از روش‌های اندازه‌گیری تیزی (sharpness)، مقایسه نسبت ارتفاع پیک ۱۰ انگستروم ایلیت به ارتفاع هم‌شانه غیرمتقارن همان گراف در ۱۰/۵ انگستروم می‌باشد (شکل ۵-۶).



شکل ۵-۶ - با افزایش درجه تبلور ایلیت، پیک‌های مربوط به گراف‌های XRD، تیزتر، باریک‌تر و متقارن‌تر می‌شوند. در این مثال به سمت راست، درجه تبلور ایلیت افزایش یافته است

ذکر این نکته مهم است که با وجود اینکه دیاژنز کروژن‌ها فقط تحت تأثیر درجه حرارت است، دیاژنز کانی‌های رسی، تحت تأثیر عوامل دیگری چون ترکیب شیمیایی آب منفذی نیز قرار می‌گیرد.

با وجود اینکه ماهیت پالئو ترمومترهای فوق خیلی با هم متفاوتند، ولی بخوبی با یکدیگر و با درجه حرارت تولید نفت و گاز قابل انطباق می‌باشند (شکل ۵-۷). به طور مثال، سنگ منشأیی که در پیک تولید نفت قرار دارد، رنگ پولن و اسپوره‌های آن نارنجی و نسبت تیزی پیک ایلیت آن در حدود ۲ و میانگین انعکاس ویتترینایتش ۱ درصد است. معمولاً، باید حداقل دو روش متفاوت برای تعیین درجه بلوغ یک سنگ منشأ خاص بکار برده شود.



شکل ۵-۷ - تطابق پالئو ترمومترهای مختلف با پنجره تولید نفت

در جدول ۱-۵ مقادیر برخی از پالنوترمومترها با یکدیگر مقایسه شده اند.

جدول ۱-۵ - مقایسه مقادیر سه پالنوترمومتر با یکدیگر

CAI	TAI	Ro
۱	۲	۰.۴
۱	۲.۳	۰.۵
۱	۲.۶	۰.۶
۱.۵	۲.۸	۰.۸
۲	۳	۱
۲	۳.۲	۱.۲
۲	۳.۴	۱.۳۵
۳	۳.۵	۱.۵
۴	۳.۸	۲
۴	۴	۳
۵	۴	۴

روش دیگر استفاده از اطلاعات پایرولیز است. درجه حرارت حداکثر (T_{max}) می‌تواند به عنوان شاخص بلوغ حرارتی مواد آلی مورد استفاده قرار گیرد. این پارامتر همراه با افزایش درجه بلوغ حرارتی کروژن، افزایش می‌یابد. جدول ۲-۵ درجه حرارت حداکثر شروع پنجره نفت‌زایی کروژن‌های مختلف را در مقایسه با ضریب انعکاس ویتترینایت و پتانسیل تولید نشان می‌دهد. در طی پایرولیز، تولید نفت کروژن نوع I در محدوده حرارتی بین 440°C تا 450°C ، کروژن نوع II بین 435°C تا 460°C و کروژن نوع III بین 435°C تا 470°C است. برای کروژن نوع III، محدوده حرارتی گازتر و نفت میعانی بین 470°C تا 540°C و محدوده حرارتی گاز خشک بیش از 540°C است.

جدول ۲-۵ - مقایسه درجه حرارت حداکثر (T_{max})، پتانسیل تولید و ضریب انعکاس ویتترینایت در تعیین درجه پختگی

پختگی	حرارت حداکثر	پتانسیل تولید	انعکاس ویتترینایت
شروع پنجره نفت	۴۴۵-۴۳۵	۰.۱	۰.۶
پایان پنجره نفت	۴۷۰	۰.۴	۱.۲

۴-۱-۲-۵ توان هیدروکربن‌زایی و نوع هیدروکربن

با استفاده از اطلاعات پایرولیز راک-اول می‌توان توان هیدروکربن‌زایی و نوع هیدروکربن حاصله از سنگ منشأ (جدول ۳-۵) را مشخص نمود. توان هیدروکربن‌زایی را می‌توان با استفاده از

پارامترهای S_1 ، S_2 و S_1+S_2 مشخص نمود. نوع هیدروکربن تولید شده از شاخص هیدروژن (HI) و نسبت S_2/S_3 به دست می‌آید (جدول ۴-۵).

جدول ۴-۵ - ارزیابی توان هیدروکربن زایی با استفاده از پارامترهای S_1 ، S_2 و S_1+S_2 بر حسب میلیگرم هیدروکربن به ازای هر گرم سنگ

توان هیدروکربن زایی	S_1	S_2	S_1+S_2
ضعیف	۰-۰.۵	۰-۲.۵	۰-۳
مناسب	۰.۵-۱	۲.۵-۵	۳-۶
خوب	۱-۲	۵-۱۰	۶-۱۲
خیلی خوب	بیش از ۲	بیش از ۱۰	بیش از ۱۲

جدول ۴-۵ - تشخیص نوع هیدروکربن با استفاده از شاخص هیدروژن (HI) و نسبت S_2/S_3

نوع هیدروکربن	HI	S_2/S_3
گاز	۰-۱۵۰	۰-۳
گاز و نفت	۱۵۰-۳۰۰	۳-۵
نفت	بیش از ۳۰۰	بیش از ۵

۲-۲-۵ ارزیابی سنگ‌های منشأ با استفاده از تاریخچه تدفین

اندازه گیری مستقیم بلوغ حرارتی سنگ منشأ عموماً با مشکلاتی همراه است که شامل موارد زیر می‌شود:

- در بعضی مناطق، نمونه‌های چاه قابل استفاده وجود ندارد و یا معمولاً در حواشی حوضه‌ها ممکن است حتی یک چاه، در ده‌ها یا صدها کیلومتر فاصله وجود نداشته باشد که بتوان از نمونه‌های آن استفاده کرد.
- حتی در حوضه‌هایی که به طور کامل کشف شده، نمونه‌های موجود برای آنالیز اغلب تصویر شاخصی از بلوغ در حوضه را نشان نمی‌دهد و فقط می‌تواند به ما درباره بلوغ کنونی اطلاعات دهد.
- اگر اندازه‌گیری‌ها نشان دهد که سنگی قبلاً از پنجره نفت گذشته است، نشانه و دلیلی برای اینکه زایش نفت در چه زمانی، چه عمق و یا درجه حرارتی رخ داده است، وجود ندارد. این ملاحظات، زمانی اهمیت خود را نشان می‌دهد که بخواهیم زمان تولید و مهاجرت هیدروکربن را با زمان شکل‌گیری نفتگیر مقایسه نماییم.

به منظور غلبه بر این مشکلات، روش‌هایی برای محاسبه بلوغ، در جایی که اندازه‌گیری‌ها دردسترس نیستند، ارائه شده است. مطالعه تاریخچه تدفین (burial history) یکی از روش‌های غیرمستقیم بمنظور ارزیابی سنگ‌های منشأ یک حوضه به جهت پی بردن به وضعیت بلوغ و

درجه پختگی مواد آلی، عمق و زمان تشکیل نفت آن است. نقش زمان و درجه حرارت و تأثیر متقابل ایندو در زایش هیدروکربن در متدهای غیر مستقیم بایستی به طور مناسب در نظر گرفته شود. در سال ۱۹۷۱ لوپاتین روش ساده ای را معرفی نمود که به وسیله آن تأثیرات هر دو عامل زمان و درجه حرارت در محاسبه بلوغ حرارتی مواد ارگانیکی در رسوبات در نظر گرفته شد. او از یک شاخص زمان-حرارت یا TTI (Time-Temperature Index) برای کمی کردن روشش استفاده کرد. یکی از مزیت‌های متد لوپاتین، این است که داده‌های ورودی مورد نیاز خیلی ساده است و به آسانی به دست می‌آید. در این روش به داده‌هایی نیاز است که ما را برای ساخت یک زمان چینه‌شناسی مناسب و برای مشخص نمودن تاریخچه حرارتی آن توانا سازد. داده‌های زمان چینه‌شناسی سازندها معمولاً به کمک اطلاعات چینه‌شناسی زیستی (biostratigraphy) در دسترس هستند.

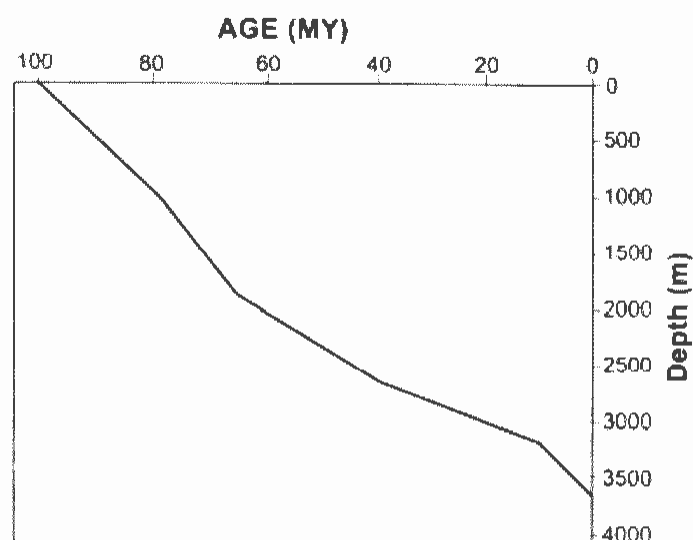
۵-۲-۱ روش رسم منحنی‌های تاریخچه تدفین (Burial History Curves)

متد لوپاتین با ترسیم یک منحنی تاریخچه تدفین برای قدیمی‌ترین سازند شروع می‌شود. مثال شکل ۵-۸ با استفاده از جدول ۵-۵ برای یک چاه فرضی رسم شده است. در این مثال رسوبات به طور پیوسته اما در نرخ‌های متفاوت از زمان نهشتگی قدیمی‌ترین سازند در صد میلیون سال پیش تجمع یافته‌اند و در حال حاضر سازند در عمق ۳۷۰۰ متری است. حال به صورت قدم به قدم منحنی تاریخچه تدفین را می‌سازیم:

جدول ۵-۵ - اطلاعات زمان-چینه‌ای (time-stratigraphic) برای چاه فرضی

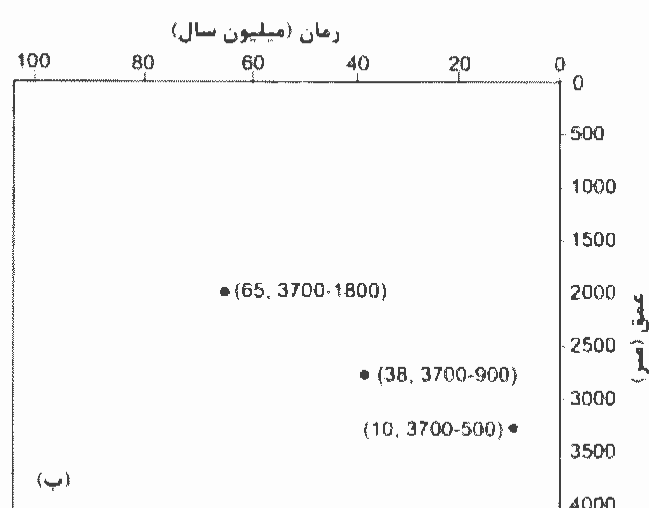
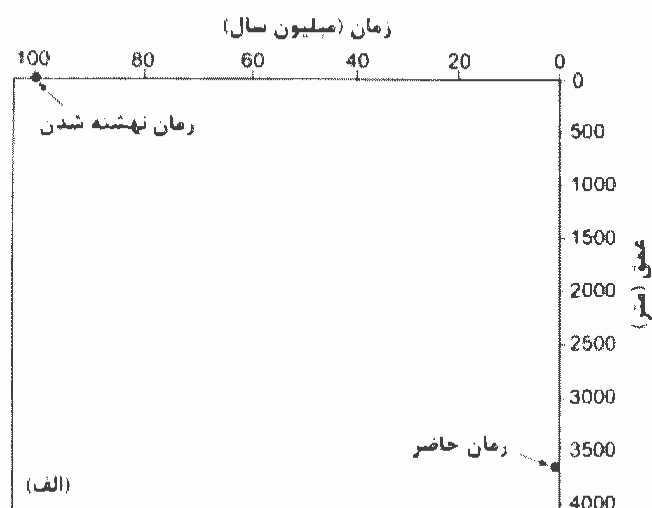
سن (میلیون سال)	عمق (متر)
۰	۰
۱۰	۵۰۰
۳۸	۹۰۰
۶۵	۱۸۰۰
۸۰	۲۸۰۰
۱۰۰	۳۷۰۰

ابتدا دو نقطه را، که یکی زمان نهشته شدن رسوب و دیگری موقعیت کنونی آن است، روی پلات زمان-عمق مشخص می‌کنیم (شکل ۵-۹الف). قدم بعدی قرار دادن اولین نقاط کنترل از داده‌های زمان چینه‌شناسی موجود در جدول ۵-۵ است (شکل ۵-۹ب). اتصال شش نقطه در شکل ۵-۹ب، منحنی تاریخچه دفن را که قبلاً در شکل ۵-۸ نشان داده شده، کامل می‌کند. در قدم بعدی منحنی‌های تاریخچه تدفین همه افق‌های کم عمق‌تر و جوانتر به همان

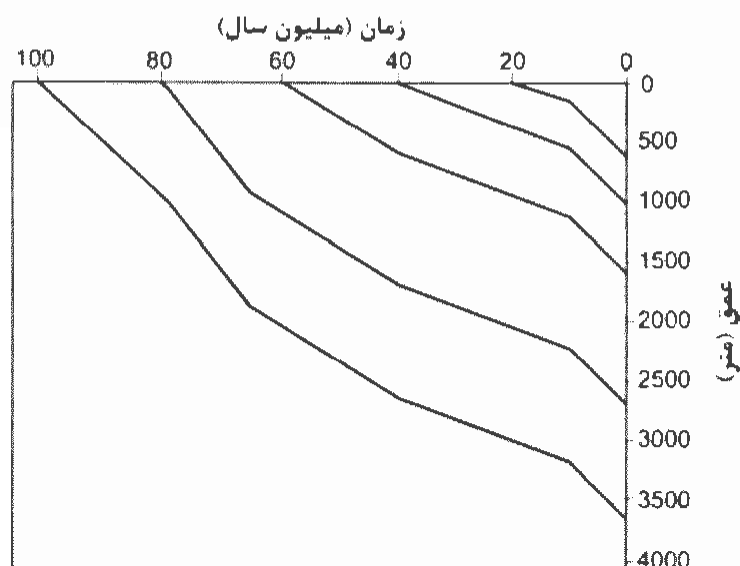


ترتیب رسم می‌شوند. تمامی این منحنی‌ها موازی با قدیمی‌ترین افق است (شکل ۵-۱۰). در اینجا لازم به ذکر است که نرم افزارهای کامپیوتری متعددی وجود دارد که به دقت می‌توانند منحنی‌های تاریخچه تدفین را رسم نمایند.

شکل ۵-۸ - منحنی تاریخچه تدفین، ساخته شده از اطلاعات زمان-چینه‌ای جدول ۵-۵، برای عمیق‌ترین لایه (۱۰۰ میلیون سال)



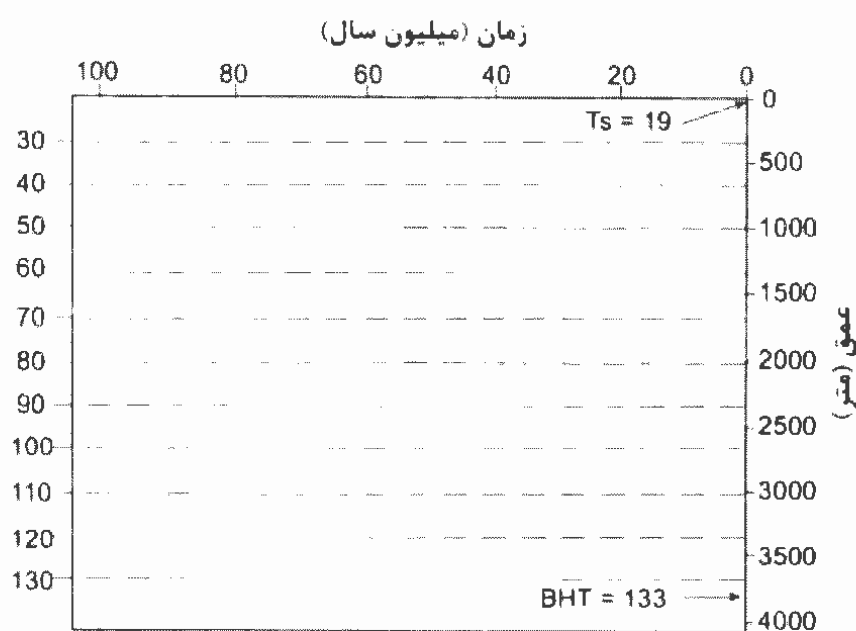
شکل ۵-۹ - مراحل رسم منحنی تاریخچه تدفین: (الف) اولین مرحله یعنی پلات دو نقطه زمان نهشته شدن و موقعیت کنونی اینتروال (ب) پلات کردن تمامی نقاط کنترل بر روی دیاگرام



شکل ۵-۱۰ - رسم منحنی‌های تاریخچه تدفین همه افق‌ها

۲-۲-۲-۵ تاریخچه درجه حرارت (Thermal History)

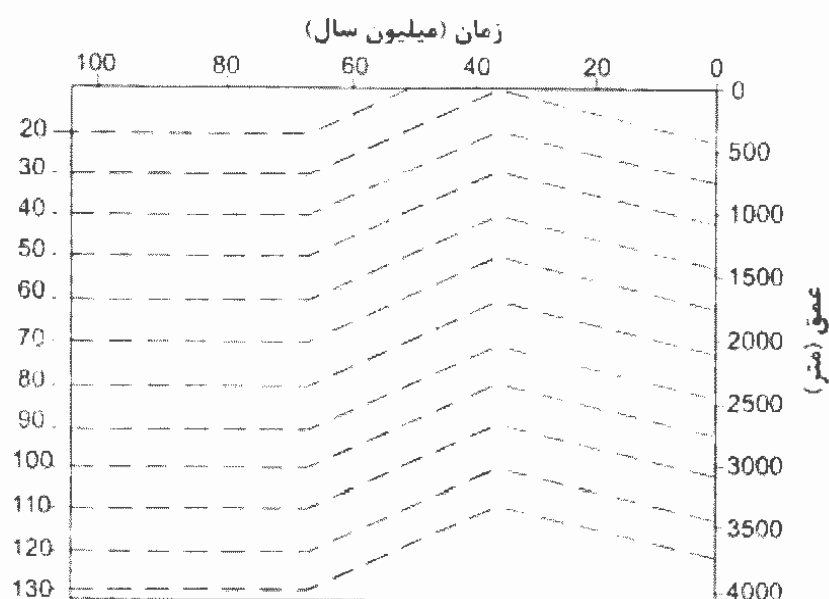
گام بعدی تهیه تاریخچه درجه حرارت همراه با منحنی تاریخچه تدفین است. درجه حرارت زیر سطح هر عمقی باید در تمام مدت مربوط به گذشته زمین‌شناسی مشخص شده باشد. ساده ترین راه، این است که شیب زمین‌گرمایی کنونی حساب گردد و فرض بر این باشد که هم شیب زمین‌گرمایی (geothermal gradient) و هم درجه حرارت سطح زمین (surface temperature) در تمام مدت ثابت باقی مانده است. فرض کنید که برای چاه فرضی درجه حرارت ۱۳۳ درجه در عمق ۳۸۰۰ متری از ته چاه (bottom hole temperature) به دست آمده است و درجه حرارت سطحی ۱۹ درجه سانتیگراد است. با استفاده از این داده‌ها می‌توانیم شبکه درجه حرارت را بسازیم (شکل ۵-۱۱). در جایی که درجه حرارت‌های ته چاه در دسترس نیستند، نقشه‌های شیب زمین‌گرمایی ناحیه‌ای می‌تواند در تخمین شیب در یک مکان ویژه استفاده شود.



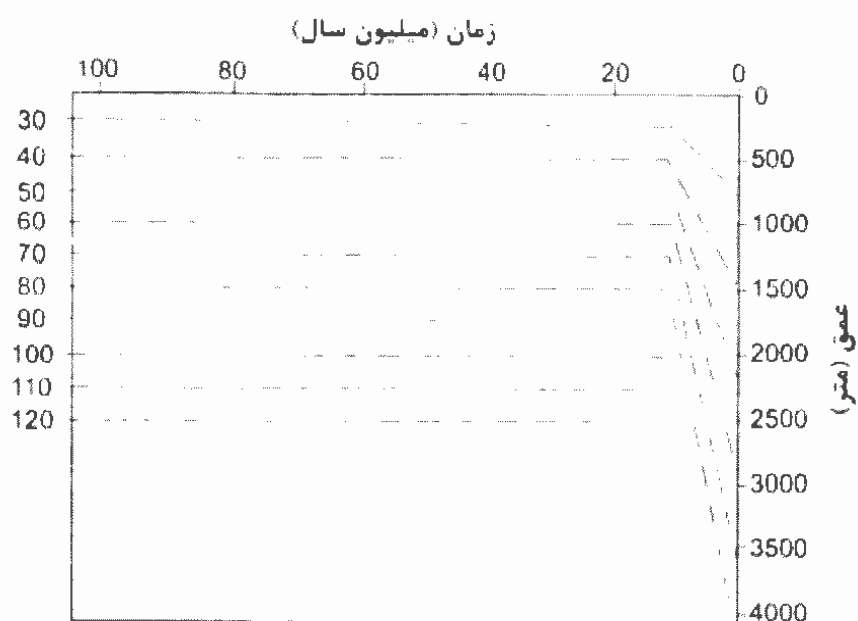
شکل ۵-۱۱ - شبکه درجه حرارت زیر سطحی که یک درجه حرارت ثابت سطحی ۱۹ درجه و شیب زمین‌گرمایی ۳۰ درجه سانتیگراد را فرض می‌کند

حالات متعدد دیگر وجود دارد که می‌تواند در ایجاد شبکه‌های درجه حرارت بکار رود. برای مثال می‌توانیم درجه حرارت‌های سطح را در طول زمان بدون تغییر شیب زمین‌گرمایی تغییر دهیم (شکل ۵-۱۲). علت‌هایی برای سرد و گرم شدن جهانی وجود دارد که یا نتیجه تأثیرات محلی و یا ناشی از جابجایی قاره‌ها و یا تغییر در ارتفاع می‌باشد. در موارد دیگر درجه حرارت سطح ثابت باقی می‌ماند اما شیب زمین‌گرمایی به علت گرم و سرد شدن تغییر می‌یابد. مثال

شکل ۵-۱۳ نشان می‌دهد که شیب زمین گرمایی محلی در اثر رسوبگذاری سریع در ۱۰ میلیون سال آخر پایین آمده است.

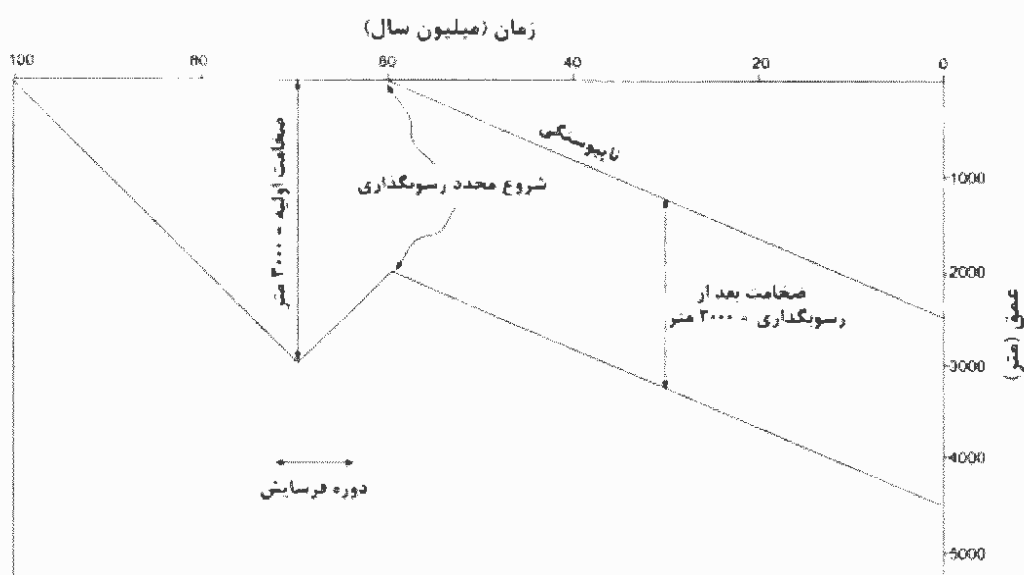


شکل ۵-۱۲ - شبکه درجه حرارت زیر سطحی که یک شیب ثابت زمین گرمایی ۳۰ درجه سانتیگراد را با درجه حرارت سطحی متغیر فرض می‌کند



شکل ۵-۱۳ - شبکه درجه حرارت زیر سطحی که درجه حرارت سطحی را ثابت، ولی شیب زمین گرمایی کاهش زیادی را در ۱۰ میلیون سال آخر نشان می‌دهد

متداول‌ترین فاکتور پیچیده در ساخت منحنی‌های تاریخچه تدفین، فرسایش است. فرسایش در منحنی تاریخچه تدفین توسط حرکت بطرف بالای منحنی نشان داده می‌شود. اگر بعد از فرسایش، رسوبگذاری مجدداً آغاز شود، منحنی تاریخچه دفن دوباره با تمایل بطرف پایین شروع می‌شود (شکل ۵-۱۴).



شکل ۵-۱۴ - حذف ۱۰۰۰ متر رسوب در اثر یک بالاآمدگی در طی ۷۰ الی ۶۰ میلیون سال گذشته

۳-۲-۲-۵ محاسبه بلوغ حرارتی سنگ منشأ

بعد از ساخته شدن منحنی‌های تاریخچه تدفین و شبکه‌های درجه حرارت، باید آن‌ها را روی هم نمایش داد. شکل ۵-۱۵ روی هم قرارگیری ساده‌ترین شبکه درجه حرارت شکل ۵-۱۱ را بر روی منحنی تاریخچه تدفین قدیمی‌ترین سازند از چاه فرضی شکل ۵-۸ نشان می‌دهد. در این شکل محل تقاطع منحنی تاریخچه دفن به هر ایزوترم (خطوط هم‌حرارت) به وسیله نقاط مشخص شده است. این نقاط زمان و محدوده‌های درجه حرارت را که باید در محاسبات استفاده نمود بیان می‌کنند. اینتروال‌های درجه حرارت، توسط فواصل ایزوترمی برای هر ۱۰ درجه سانتیگراد تعریف می‌شوند. یک فاصله زمانی، مدت زمانی است که سنگ در محدوده درجه حرارتی خاص گذرانده است. بلوغ کل با جمع نمودن بلوغ اضافه شده در هر محدوده

درجه حرارت محاسبه می‌شود. حالا ما

می‌توانیم محاسبات بلوغ را انجام دهیم.

تئوری نرخ واکنش شیمیایی بیان

می‌کند که نرخ هر واکنش تقریباً با هر

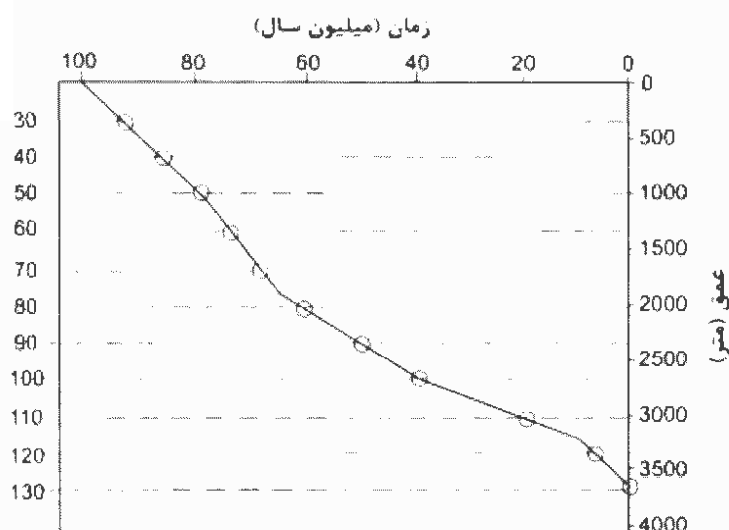
۱۰ درجه افزایش، دو برابر خواهد شد.

برطبق محاسبات بلوغ، برای تعریف هر

دو فاکتور زمان و درجه حرارت به هر

یک از محدوده‌های درجه حرارت،

نشان داده شده در شکل ۵-۱۵، نیاز است.



شکل ۵-۱۵ - روی هم قرارگیری منحنی تاریخچه

دفن بر روی ساده‌ترین شبکه درجه حرارت

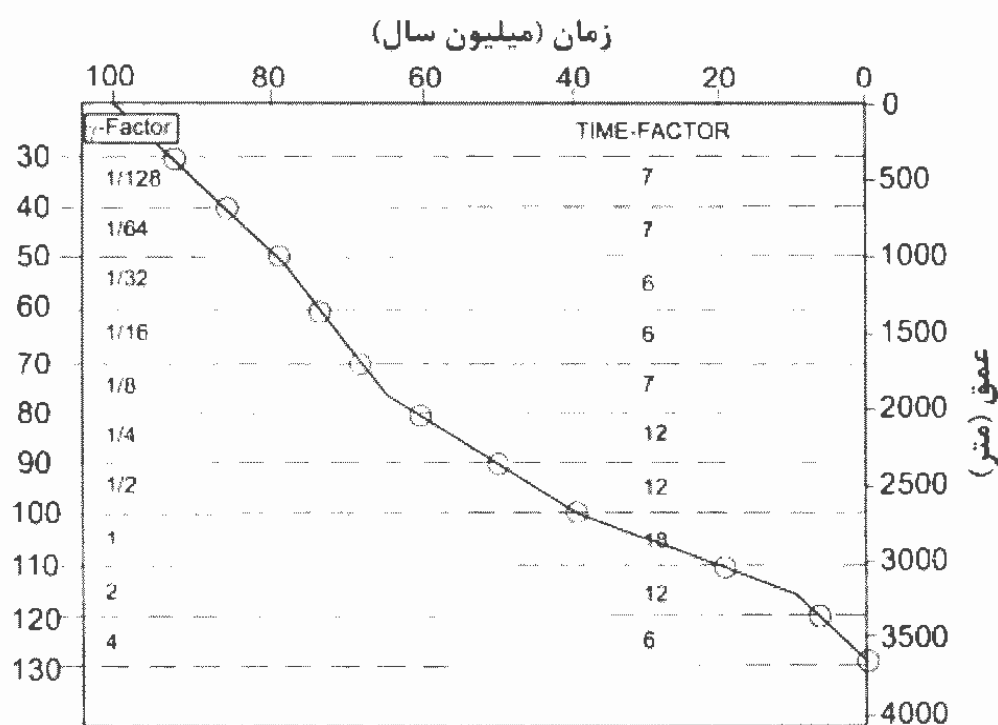
لوپاتین عامل زمان را به طور ساده، به صورت طول زمان در میلیون سال بیان نمود، که سنگ در هر محدوده حرارتی گذرانده است. فاکتور درجه حرارت به طور نمایی با افزایش دما افزایش می یابد. لوپاتین اینتروال ۱۱۰-۱۰۰ درجه سانتیگراد را به عنوان مبنا انتخاب نمود و آن را به یک مقدار شاخص $n=0$ نسبت داد. مقادیر شاخص n مرتباً در درجه حرارت‌های بالاتر، افزایش و در درجه حرارت‌های پایین‌تر کاهش می یابد (جدول ۵-۶). هر محدوده درجه حرارت، که لوپاتین آن را با γ نشان می دهد، توسط معادله زیر به دست آمده است:

$$\gamma = 2^n$$

جدول ۵-۶ - ارتباط بین درجه حرارت سنگ، n و فاکتور γ

دامنه درجه حرارت (سانتیگراد)	n	فاکتور حرارت (γ)
۴۰-۳۰	-۷	۱/۱۲۸
۵۰-۴۰	-۶	۱/۶۴
۶۰-۵۰	-۵	۱/۳۲
۷۰-۶۰	-۴	۱/۱۶
۸۰-۷۰	-۳	۱/۸
۹۰-۸۰	-۲	۱/۴
۱۰۰-۹۰	-۱	۱/۲
۱۱۰-۱۰۰	۰	۱
۱۲۰-۱۱۰	۱	۲
۱۳۰-۱۲۰	۲	۴
۱۴۰-۱۳۰	۳	۸
۱۵۰-۱۴۰	۴	۱۶
۱۶۰-۱۵۰	۵	۳۲
۱۷۰-۱۶۰	۶	۶۴

بنابراین فاکتور γ به صورت نمایی وابستگی بلوغ به درجه حرارت را نشان می دهد. از ضرب فاکتور زمان (time factor) هر محدوده حرارتی در فاکتور γ ، اندیس زمان-حرارت یا TTI به دست می آید. مقدار TTI، بلوغ به دست آمده سنگ در آن محدوده حرارتی را نشان می دهد. برای به دست آوردن بلوغ کل، باید همه مقادیر TTI سنگ را جمع نمود. گام اول در محاسبه TTI در شکل ۵-۱۶ نشان داده شده است، جایی که فاکتورهای زمان و γ برای هر محدوده حرارتی روی منحنی تاریخچه دفن نشان داده می شود. در جدول ۵-۷ مقادیر TTI محدوده و TTI کل تا زمان حاضر محاسبه شده است.



شکل ۵-۱۶ - در این شکل فاکتورهای زمان و درجه حرارت (۷) برای هر محدوده حرارتی بر روی منحنی تاریخچه تدفین نشان داده شده است

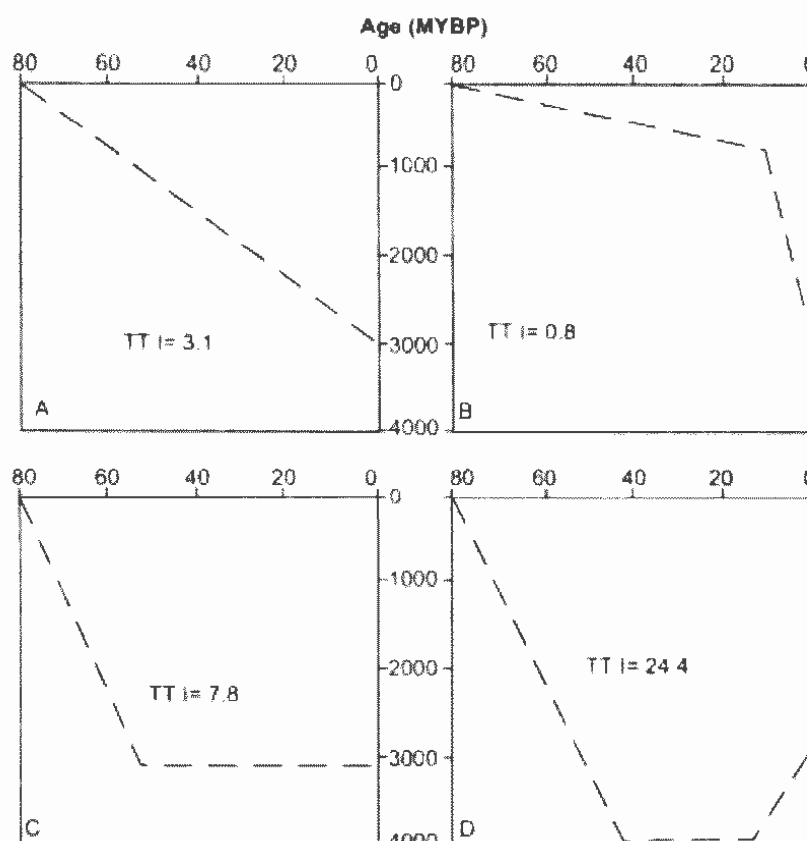
جدول ۵-۷ - خلاصه‌ای از محاسبه برای چاه فرضی با رسوبات به قدمت ۱۰۰ میلیون سال

زمان (m.y.BP)	TTI کل	TTI محدوده	فاکتور زمان	فاکتور ۷	درجه حرارت محدوده (سانتیگراد)
۸۶	۰.۰۵	۰.۰۵	۷	۱/۱۲۸	۴۰-۳۰
۷۹	۰.۱۶	۰.۱۱	۷	۱/۶۴	۵۰-۴۰
۷۳	۰.۳۵	۰.۱۹	۶	۱/۳۲	۶۰-۵۰
۶۷	۰.۷۳	۰.۳۸	۶	۱/۱۶	۷۰-۶۰
۶۰	۱.۶	۰.۸۸	۷	۱/۸	۸۰-۷۰
۴۸	۴.۶	۳	۱۲	۱/۴	۹۰-۸۰
۳۶	۱۰.۶	۶	۱۲	۱/۲	۱۰۰-۹۰
۱۸	۲۸.۶	۱۸	۱۸	۱	۱۱۰-۱۰۰
۶	۵۲.۶	۲۴	۱۲	۲	۱۲۰-۱۱۰
۰	۷۶.۶	۲۴	۶	۴	۱۳۰-۱۲۰

همچنین ممکن است مقدار TTI کل در هر زمانی در گذشته به سادگی با توقف محاسبه در آن زمان به دست آید. برای مثال TTI کل در طول الیگوسن پیشین (۳۶Ma) برابر ۱۰/۶ بوده است.

۴-۲-۲-۵ فاکتورهای تدفین مؤثر بر بلوغ حرارتی

چون بلوغ حرارتی توسط زمان و درجه حرارت پختگی کنترل می‌شود، تاریخچه تدفین قویاً بلوغ حرارتی سنگ منشأ را متأثر می‌کند. شکل ۵-۱۷ چهار نوع مسیری را که توسط یک سنگ قدیمی ۸۰ میلیون ساله، که عمق دفن کنونی آن ۳۰۰۰ متر است، نشان می‌دهد. در شکل ۵-۱۷ A سنگ با یک نرخ ثابت در تمام تاریخ ۸۰ میلیون سال دفن شده است. در شکل ۵-۱۷ B دفن در طول ۷۰ میلیون سال اول خیلی آهسته بوده است، اما در ۱۰ میلیون سال آخر کاملاً سریع دفن شده است. شکل ۵-۱۷ C دفن سریع در طی ۲۰ میلیون سال اول را نشان می‌دهد که با یک هیاتوس رسوبی غیر فرسایشی برای ۶۰ میلیون سال آخر ادامه یافته است. شکل ۵-۱۷ D چهل میلیون سال دفن سریع تا عمق ۴۰۰۰ متری، سپس یک هیاتوس ۳۰ میلیون ساله و بعد در طی ۱۰ میلیون سال بالآمدگی و فرسایش به عمق ۳۰۰۰ متری رسیده است. مقادیر TTI به طور محسوسی در این چهار طرح فرق می‌کند. بلوغ محاسبه شده در شکل ۵-۱۷ D به مراتب بالاتر است، زیرا به درجه حرارت عمق ۳۰۰۰ رسیده و تا ۴۰۰۰ متر نیز ادامه یافته و برای مدت زمانی نیز در آن عمق بوده بدون اینکه فرسایش نیز بوده باشد.



شکل ۵-۱۷ - چهار منحنی تاریخچه تدفین احتمالی برای یک سنگ ۸۰ میلیون ساله که در حال حاضر در عمق ۳۰۰۰ متری قرار دارد. مقادیر TTI بر حسب درجه حرارت سطحی ۱۹ درجه و شیب زمین گرمایی ۳۰ درجه سانتیگراد محاسبه شده است

۵-۲-۲-۵ تفسیر مقادیر TTI

بدیهی است که مقادیر TTI کالیبره نشده ارزش زیادی ندارند. برای مفید بودن، آن‌ها باید با مقادیر اندازه‌گیری شده از دیگر روش‌ها مقایسه گردند. جدول ۵-۸ تطابق TTI و زایش هیدروکربن را نشان می‌دهد. آغاز زایش هیدروکربن بر حسب TTI برای کروژن‌های گوناگون، متفاوت است (۱) برای رزینیت، $TTI = 3$ برای کروژن‌های باسولفور بالا و $TTI = 10$ برای کروژن‌های نوع II و $TTI = 15$ برای کروژن‌های نوع سوم).

جدول ۵-۸ - تطابق مقادیر TTI و انعکاس ویتروینایت با زایش هیدروکربن

Ro	TTI	زایش هیدروکربن
۰.۴	۱	نفت میعانی از رزینیت
۰.۵	۳	
۰.۶	۱۰	شروع زایش نفت
۰.۶۵	۱۵	
۰.۷	۲۰	حداکثر تولید نفت
۰.۹	۵۰	
۱	۷۵	پایان زایش نفت
۱.۳۵	۱۸۰	گاز تر
۲	۹۰۰	گاز حبس

۵-۳ شیل‌های نفتی (Oil Shales)

شیل‌های نفتی سنگ منشأهایی هستند که هیچ‌گاه به درجه حرارت لازم جهت زایش نفت و گاز نرسیده‌اند. این سنگ‌های دانه‌ریز دارای مقادیر قابل توجهی کروژن می‌باشند. شیل‌های نفتی و سنگ‌های منشأ نفت به مقدار زیاد با یکدیگر متفاوتند. یک شیل نفتی معمولاً وضعیت نابالغ کروژن پیش از دفن عمیق را حفظ می‌کند و فقط تحت تجزیه حرارتی، نفت تولید می‌کند. از طرف دیگر یک سنگ منشأ نفت به منظور تبدیل کروژن به نفت، نیاز به دفن قابل ملاحظه و درجه حرارت کاتارنزی دارد. شیل‌هایی که غنی از ماده آلی‌اند و به طور عمیق دفن شده‌اند، شیل‌های نفتی پرباری نیستند، حتی اگر چین‌خوردگی بعدی و فرسایش باعث برگشتن شیل به سطح زمین شده باشد. در شیل‌های نفتی، نفت در داخل ساختمان پیچیده کروژن قرار دارد. این نفت فقط با حرارت دادن شیل نفتی تا بیش از ۵۰۰ درجه سانتیگراد، طی فرایند پیرولیز تولید می‌شود و لذا شیل نفتی در تعریف عبارتست از هر سنگ رسوبی دانه‌ریزی که در طول فرایند پیرولیز نفت تولید کند. مقدار دقیق مواد آلی مورد نیاز، که بتوان یک سنگ دانه‌ریز غنی از مواد آلی را شیل نفتی نامید، اختیاری است. معمولاً حداقل ۵٪ وزنی محتوای مواد آلی برای شیل نفتی در نظر گرفته می‌شود. ماتریکس شیل شامل کانی‌های رسی،

کربنات‌ها و کوارتز است. ماده آلی معمولاً مرکب از جلبک‌های دریایی یا آب شیرین است ولی دیگر ارگانسیم‌های پلانکتونی و باکتری‌ها نیز ممکن است به میزان زیاد وجود داشته باشند. تمامی شیل‌های نفتی عمدتاً کروژن نوع I و II دارند. شیل‌های نفتی در بسیاری از نقاط دنیا در زمان‌های مختلف یافت می‌شوند. تخمین زده می‌شود که شیل‌های نفتی دنیا بیش از چهار تریلیون بشکه نفت داشته باشند، که فقط حدود ۲٪ آن با تکنولوژی امروزی قابل استخراج است.

شیل‌های نفتی معمولاً دارای لامیناسیون ظریف متشکل از تناوب لامینه‌های غنی از ماده آلی و ماتریکس رسی هستند. لامیناسیون، رسوبگذاری آرام و نبود موجودات کف‌زی را نشان می‌دهد. در این محیط بسته، در اثر فساد ماده آلی، اکسیژن برای تولید گاز کربنیک مصرف می‌شود. بدین ترتیب ماده آلی از انتقال مجدد توسط جانوران کف‌زی و از تجزیه میکروب‌های هوازی حفظ می‌شود. محیط‌هایی که شیل‌های نفتی در آنجا نهشته می‌شوند معمولاً بیشتر مشابه با همان‌هایی هستند که سنگ‌های منشأ هیدروکربنی در آن‌ها وجود دارند، نظیر دریا‌های کم عمق، دریاچه‌ها، باتلاق‌ها و مرداب‌ها. شیل‌های نهشته شده در دریا‌های کم عمق نازک لایه (به ضخامت چند متر تا چند ده متر) و با گسترش زیاد (بیش از صدها تا هزاران کیلومتر مربع) هستند. رخنمون‌های متعددی از شیل‌های نفتی شناخته شده‌اند. یکی از بهترین نمونه‌های شیل نفتی، سازند گرین‌ریور (Green River) به سن انوسن در غرب آمریکا می‌باشد. این سازند حدوداً دارای ۲ تریلیون بشکه نفت است. این شیل‌ها، شیل واقعی نیستند بلکه در واقع مارن‌های غنی از کروژن نوع I هستند. این مارن‌ها در بخش شرقی کوه‌های راکی در محیط دریاچه‌ای نهشته شده‌اند.

۴-۵ محیط‌های رسوبی سنگ‌های منشأ

از مدت‌ها قبل، رسوبات ریزدانه آواری و کربناته به عنوان سنگ‌های اصلی منشأ نفت شناخته شده‌اند. غالباً ظرفیت نفتزایی سنگ منشأ را براساس کمیت و کیفیت مواد آلی موجود در آن ارزیابی می‌کنند. از نقطه نظر شیمیایی، مواد آلی غنی از هیدروژن بیشترین پتانسیل نفتزایی (oil prone) را دارند، درحالی‌که مواد آلی تخریبی دارای هیدروژن کم و بیشتر گاززا (gas-prone) هستند.

در دریا مواد آلی در قسمت‌هایی حفظ می‌شوند که از نظر اکسیژن فقیر باشند و این قسمت‌ها در لایه‌های پایین آب قرار دارند. تجمع مواد آلی در قاره‌ها، احتیاج به شرایط خاص دارد، از جمله باتلاق‌های پیتی (bog peat) که در آب و هوای مرطوب در مرحله اول زغال‌سازی

تشکیل می‌شوند. این مواد آلی عمدتاً از قطعات گیاهانی تشکیل می‌شوند که سرعت اکسیداسیون و تجزیه باکتریایی کمی دارند. این مواد هیدروژن کمتری داشته و از نظر تولید نفت نسبت به نوع دریایی غنی نیستند. علاوه بر مقدار و نوع ماده آلی، فاکتورهای چینه‌شناسی نیز نقش مهمی در تخمین و ارزیابی نفتزایی سنگ منشأ دارند. ضخامت، گسترش جانبی و حجم سنگ منشأ از جمله این فاکتورها هستند.

در این بخش از کتاب به محیط‌های رسوبی مناسب برای رسوبگذاری سنگ منشأ اشاره می‌شود.

۵-۴-۱ حوضه‌های بسته دریای عمیق (Deep Marine Silled Basins)

حوضه‌های بسته فاقد اکسیژن، مکان‌های عمده تشکیل سنگ منشأ هستند. دریای سیاه را به عنوان نمونه امروزی می‌توان مثال زد. در این نوع حوضه‌ها، کنترل کننده رسوبات غنی از کربن آلی، آب‌های کف فاقد اکسیژن است که منجر به حفظ زیاد کربن آلی می‌شود. اگرچه کنترل کننده‌های دیگری مانند قدرت تولید اولیه بیولوژیکی، دگرسانی بیوشیمیایی مواد آلی، زمان و مکانیسم حمل، اندازه خرده‌ها و میزان رسوبگذاری نیز نقش دارند.

به طور کلی حالت آنوکسیک وقتی ایجاد می‌شود که تقاضای اکسیژن بیش از تأمین آن باشد و چرخش آب به دلیل لایه‌بندی (stratification) در آب وجود نداشته باشد. در حالت معمولی، آب موجود در حوضه‌های بسته، راکد است و معمولاً آب‌های سطحی، غنی از اکسیژن بوده و آب‌های کف در حالت آنوکسیک هستند. رسوبگذاری معمولاً در عمق ۲۰۰ متری انجام می‌گیرد و راکد بودن آب به دلیل لایه‌بندی تشدید می‌شود. در دریای سیاه، آب دریا از مدیترانه تأمین می‌شود و چون شوری این آب کم است در سطح قرار می‌گیرد. بنابر این مرز هالوکلین (halocline) تبدیل به مرز آنوکسیک می‌شود. بررسی‌ها نشان داده است که وقتی آب‌های کف به مدت ۷۰۰۰ سال به این صورت باقی می‌ماند، مقدار کربن آلی آن از ۰٫۷٪ به ۲۰٪ می‌رسد و دارای ضخامت ۴۰ سانتیمتر می‌گردد و به صورت شیل‌های سیاه در می‌آیند.

به طور خلاصه، حوضه‌های بسته با جابجایی کم آب بین سطح و عمق مشخص می‌شوند. غالباً در این حوضه‌ها یک زون باریک در ستون آب وجود دارد که خصوصیات فیزیکی و شیمیایی آب، همچون دما، چگالی، شوری، اکسیژن و H_2S بصورت ناگهانی تغییر می‌کند. در زیر این زون، تجزیه مواد آلی محدود می‌شود و رسوبات این زون، غنی از کربن آلی هستند.

۲-۴-۵ مناطق با جریان‌های رو به بالا (Upwelling)

این مناطق، نواحی هستند که توده‌های بزرگی از آب‌های سرد اقیانوسی، مواد غذایی و اکسیژن محلول را از اعماق اقیانوس به سطح انتقال می‌دهند. این آب‌ها دارای مواد مغذی همچون نیترات، فسفات و سیلیکات هستند، بنابراین باعث تولید موجودات زیادی می‌شوند. این مناطق درصد بسیار کوچکی از اقیانوس‌های فعلی را تشکیل می‌دهند و غالباً در سواحل شمال غرب آفریقا، جنوب غرب آفریقا، پرو و شمال غرب آمریکای شمالی است. رسوبات این مناطق حاوی کربن آلی زیاد، سیلیس بیوژنیک زیاد، فسفر و نرخ بالای رسوبگذاری بیوژنیک است.

۳-۴-۵ فلات‌های قاره‌ای بدون اکسیژن (Anoxic Continental Shelves)

شیل‌های سیاه که در محیط‌های کم عمق دریایی رسوب کرده‌اند، عمدتاً مربوط به پالئوزوئیک و مزوزوئیک هستند، اما هیچ مشابه امروزی برای مقایسه با آن‌ها وجود ندارد. به عنوان مثال شیل‌های سیاه کربونیفر پسین اروپا و شمال آمریکا از نمونه این نوع رسوبات است. این شیل‌ها فازهای پیشرونده سکانس‌های رسوبی کربونیفر هستند که بین رخساره‌های دریایی و غیردریایی قرار دارند و معمولاً کم‌ضخامت بوده و فاقد فسیل‌های بنتیک و آثار زیست‌آشفته‌گی (bioturbation) هستند و تحت وضعیت آنوکسیک رسوب کرده‌اند. چرخه‌های پیشرونده-پسرونده، کنترل کننده‌های عمده تجمع شیل‌های سیاه شمال آمریکا هستند. پیشروی سریع دریای اپی‌کنتیننتال (epicontinental sea) روی زغال‌های نارس باتلاقی و پهنه دلتایی انجام می‌گیرد و باعث فراوانی و جریان مواد غذایی و مواد هومیک در محیط دریایی می‌شود. مواد غذایی باعث افزایش رشد جلبک‌ها می‌شود و حالت آنوکسیک تشدید می‌یابد. زمانی که پیشروی از ماکزیمم خود فراتر میرود، تمامی باتلاق‌ها و پهنه‌های دلتایی زیر آب می‌روند و گسترش آن‌ها کم می‌شود و جریان مواد مغذی و مواد هومیک و قدرت تولید کاهش می‌یابد و لذا شدت حالت آنوکسیک و محافظت مواد آلی کم می‌شود و رسوبگذاری شیل‌های سیاه خاتمه می‌یابد. پسروی بعدی منجر به ایجاد دوباره پهنه دلتایی و باتلاق‌ها می‌شود و دوباره وضعیت برای تشکیل شیل‌های سیاه مساعد می‌گردد.

۴-۴-۵ مخروط‌های زیردریایی پیشرونده (Progradational Submarine Fans)

مخروط‌های زیردریایی پیشرونده، سکانس‌های رسوبی هستند که در دریای عمیق نزدیک قاره تجمع می‌یابند و معمولاً توسط رودخانه تغذیه می‌شوند. مثال‌های امروزی آن، مخروط

می‌سی‌سی‌پی و بنگال است. رسوبات پلاژیک پالئوسن و الیگوسن مخروط بنگال تقریباً فاقد کربن آلی است و حاوی حدود ۸۰٪ کربنات مشتق شده از ارگانوسم‌های پلانکتونی و بنتیک هستند. با کاهش عمق و افزایش پیشروی مخروط بنگال، مقدار کربنات کاهش می‌یابد ولی مقدار کربن آلی افزایش پیدا می‌کند. این حالت در اثر ورود رودخانه‌های گنگ (Ganges) و براهماپوترا (Brahmaputra) به اقیانوس هند انجام می‌گیرد. مواد آلی رسوب یافته منشأ تخریبی دارند و فقیر از هیدروژن هستند. در مرکز اقیانوس هند، مقدار کربن آلی و تجمع کربنات نسبت مستقیم دارند که علت آن تأثیر میزان بالای حفاظت مواد آلی در نتیجه دفن سریع است. به طور خلاصه می‌توان گفت که رسوبات مخروط‌های زیردریایی با مقدار بیشتر کربن آلی از رسوبات دریایی عمیق شناخته می‌شوند. آن‌ها دارای مواد آلی با هیدروژن کم می‌باشند که منشأ تخریبی دارد. حفاظت مواد آلی در اثر دفن سریع در مخروط‌ها ناشی از جریان‌های توربیدیتی است.

۵-۴-۵ محیط‌های تبخیری (Evaporitic Environment)

در طی مطالعات اخیر مشخص شده است که توده‌های زیستی می‌توانند در حد زیادی در محیط‌های تبخیری وجود داشته باشند. مواد آلی موجود در لاگون خیلی شور (hypersaline) به فراوانی گزارش شده است. لاگون سه منبع اصلی برای رسوبگذاری مواد آلی در اختیار دارد که شامل فرش‌های میکروبی (microbial mat)، مانگروها (mangroves) و علف‌های دریایی (sea-grass) است. مانگروها در منطقه اینترتایدال رشد میکنند و مواد آلی در قسمت سوپراتایدال سبزا از فرش‌های میکروبی منشأ می‌گیرند. هر سه منبع حاوی اندیس هیدروژن (HI) بالایی هستند. در حالی که این رسوبات غنی، از مواد آلی تشکیل می‌شوند، در مجاورت آن‌ها کربنات‌های کم عمق فقیر از کربن آلی تشکیل می‌شود.

رسوبات تبخیری الیگوسن حوضه فرانسه به خوبی مطالعه شده است و نتیجه اول این است که نمک و انیدریت دارای مواد آلی کمی هستند اما به علت نرخ بالای رسوبگذاری، نرخ تجمع مواد آلی نیز زیاد است. مارلستون‌های نازک متناوب با آن‌ها نیز دارای بیش از ۵٪ مواد آلی است.

۵-۴-۶ دریاچه‌ها (Lakes)

دریاچه‌ها بعنوان مکان‌هایی مناسب برای رسوبگذاری سنگ‌های غنی از نفت شناخته شده‌اند. غنی‌شدگی رسوبات دریاچه‌ای وابسته به تأمین مواد غذایی از رودخانه‌ها و پایداری لایه‌بندی آب می‌باشد. رسوبات آلی دریاچه تانگانیکا نشان می‌دهد که وضعیت رسوبگذاری آلی در این

دریاچه شبیه حوضه‌های دریایی محدود، همچون دریای سیاه است و اکثر مواد آلی در عمیق‌ترین قسمت دریاچه رسوب می‌کنند. دریاچه‌ها محیط مناسبی برای رسوبگذاری شیل‌های نفتی هستند. از شیل‌های نفتی می‌توان شیل‌های نفتی ائوسن مسل (Messel) و میوسن نوردلینگر (Nordlinger) در جنوب غرب آلمان را نام برد. شیل‌های مسل در محیطی با آب و هوای گرم و مرطوب همراه با ورود رودخانه‌های غنی از مواد آلی شکل گرفته است. از طرف دیگر، چرخش آب به صورت ورود و یا خروج باعث به هم زدن لایه‌بندی آب نمی‌شده است. این حالت از لامینه‌های متوالی غنی از جلبک و غنی از رس (ضخامت ۰/۱ میلیمتر) استنتاج می‌شود. عدم وجود اکسیژن در سطح آب/رسوب از عدم وجود زیست‌آشفته‌گی معلوم می‌شود. در این دریاچه، عوامل تکتونیکی باعث ایجاد گرآین و ایجاد رسوبات ضخیم شده است. نوع مواد آلی در دریاچه به وضعیت محیطی خشکی‌های مجاور بستگی دارد. در شیل‌های مسل باقیمانده گیاهان خشکی وارد دریاچه می‌شود (حدود ۲۰٪).

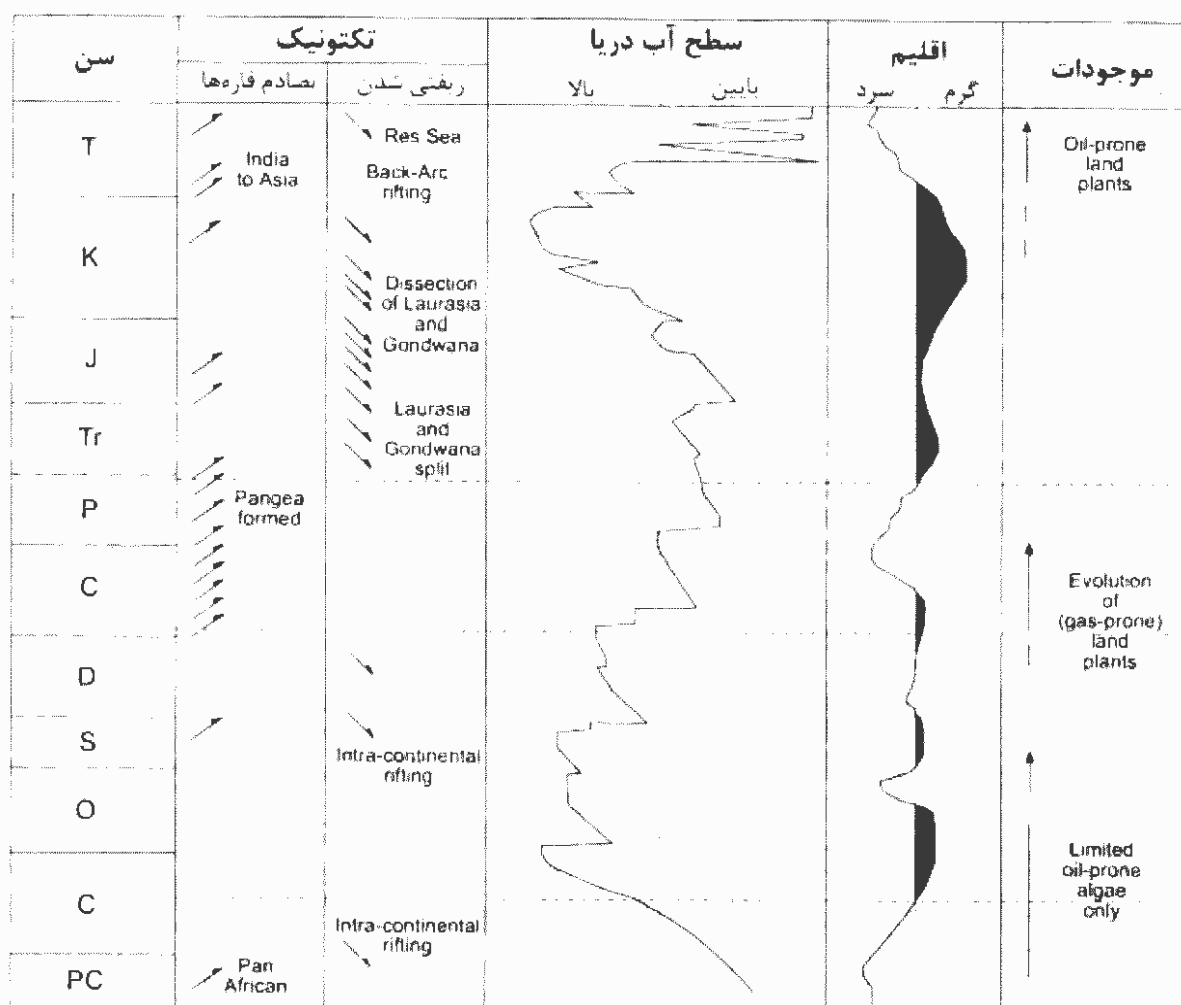
۷-۴-۵ سکانس‌های دلتایی-رودخانه‌ای

رسوبات رودخانه‌ای و دلتایی مهم‌ترین سنگ منشأ برای گاز طبیعی هستند، اگرچه بعضاً بعنوان سنگ منشأ نفت نیز گزارش شده‌اند (به‌خصوص در استرالیا، اندونزی و دریای شمال). سکانس‌های رودخانه‌ای - دلتایی حاوی زغال، در آب و هوای مرطوب گسترش دارند و بیشترین مواد آلی را دارا می‌باشند. از نظر پتروگرافی، ماده آلی در رسوبات رودخانه‌ای و دلتایی از ماسرال‌های مختلف تشکیل شده است، ولی گروه ماسرال غالب و پترینایت است. به طور خلاصه، در سکانس‌های دلتایی - رودخانه‌ای، زغال می‌تواند منشأ گاز طبیعی و متان باشد. در حوضه‌های دارای زغال، مادستون و سیلتستون غالباً درصد بالایی از کربن ارگانیکی دارند که باعث افزایش پتانسیل هیدروکربن‌زایی زغال‌ها می‌شوند.

۵-۵ تکتونیک و سنگ منشأ

شکل ۵-۱۸ پراکندگی سنگ منشأهای نفت را در طول زمان زمین‌شناسی نشان می‌دهد. این شکل نشان می‌دهد که شرایط خاص تکتونیکی برای گسترش سنگ‌های منشأ لازم است. حداکثر گسترش سنگ‌های منشأ دریایی در دونین پسین و در ژوراسیک پسین-کرتاسه منطبق بر اشتقاق قاره‌ها و حداکثر فعالیت کششی است. لذا عمده سنگ منشأها در شرایط کششی (extentional tectonic settings) تشکیل می‌شوند، از جمله در حوضه‌های حواشی غیرفعال (passive margins) و حوضه‌های پشت‌قوسی (back-arc basins). یکی از دلایلی که توسعه سنگ‌های منشأ را در شرایط کششی تبیین می‌نماید، در واقع بالا آمدن جهانی سطح

آب دریاهاست. این پدیده در طی ماکزیمم فعالیت رشته‌های میان اقیانوسی و بالا آمدن آن‌ها و اشغال حجم وسیعی از اقیانوس‌ها به حداکثر خود می‌رسد و در بعضی نواحی بالا آمدن حدود ۴۰۰ متر سطح آب دریا گزارش شده است. بالا آمدن جهانی سطح آب سبب گسترش فلات‌های قاره، جایی که سنگ‌های منشأ دریایی نهشته می‌شوند، می‌گردد.



شکل ۵-۱۸ - توزیع سنگ‌های منشأ در طی زمان زمین‌شناسی

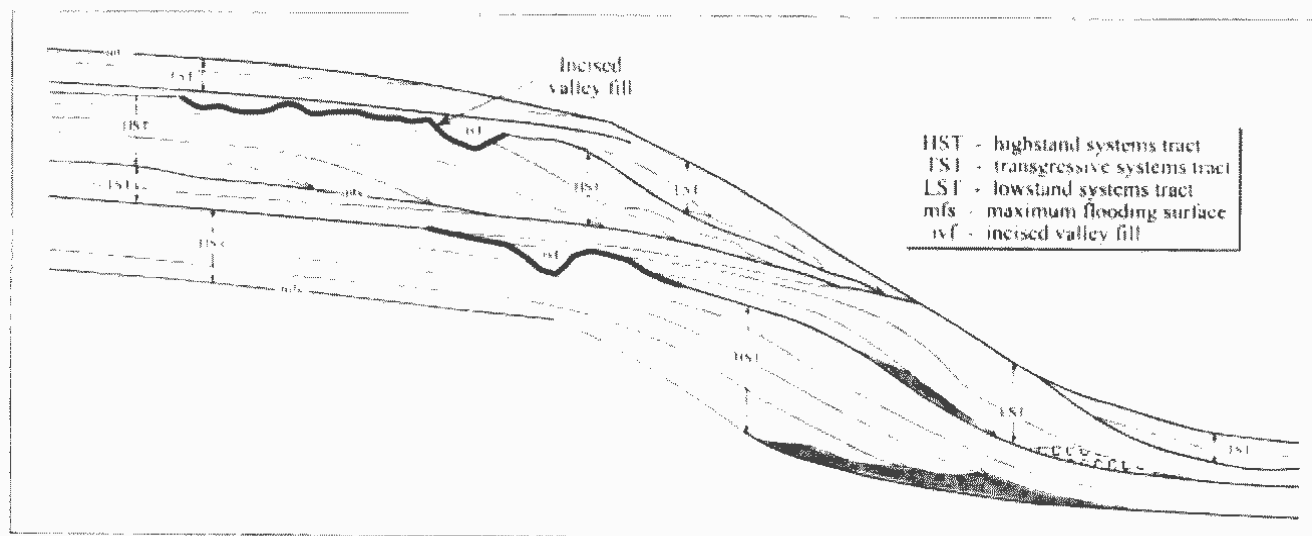
۵-۶ نقش چینه‌شناسی سکansı در مطالعه گسترش و پراکندگی سنگ‌های منشأ

با توجه به این که در طی توصیف شرایط مناسب رسوبگذاری سنگ‌های منشأ و مخزن از علم چینه‌شناسی سکansı نیز استفاده شده است، لذا به نظر ضروری می‌رسد که در این بخش از کتاب به صورت بسیار مختصر و فشرده اشاره‌ای به مفاهیم اساسی این علم گردد.

۵-۶-۱ چینه‌شناسی سکansı (Sequence Stratigraphy)

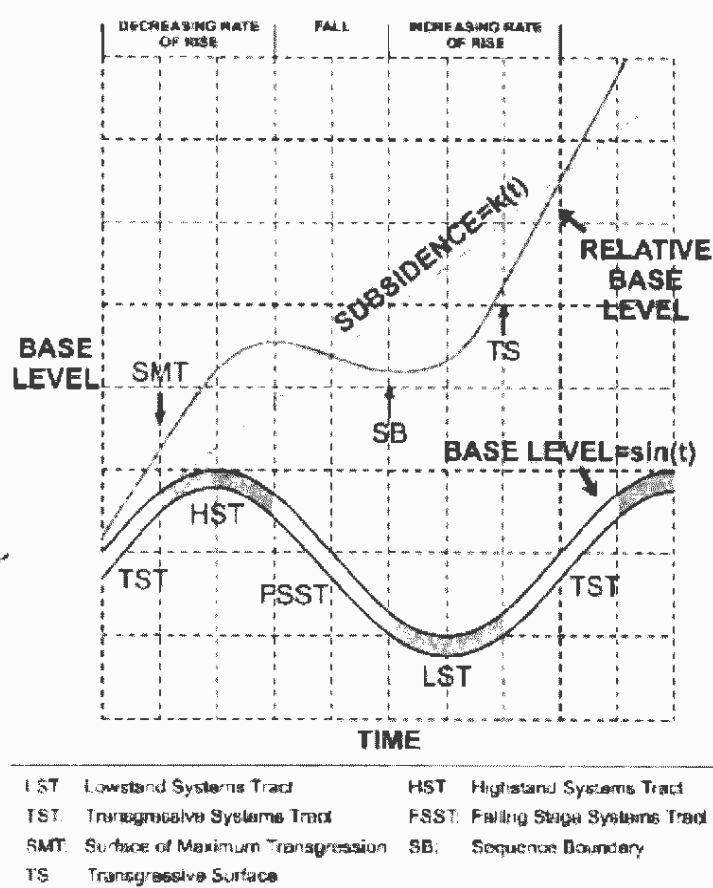
توالی یا سکانس (sequence) واحد اساسی چینه‌شناسی سکansı است که از واحدهای هم‌رنز نسبتاً پیوسته‌ای تشکیل شده است که توسط سطوح ناپیوستگی و یا سطوح پیوسته معادل آن‌ها از بالا و پایین دربر گرفته شده است (شکل ۵-۱۹). یک سکانس رسوبی در اثر تغییرات

نسبی سطح آب دریا (sea level change) شکل می‌گیرد. یک توالی را می‌توان به واحدهای مشخصی به نام سیستم تراکت (systems tracts) تفکیک نمود که در تعریف، به مجموعه‌های رسوبی مرتبط و همزمان اطلاق می‌شود که در شرایط یکسان از نظر تغییرات سطح آب دریا شکل گرفته‌اند. سیستم تراکت‌ها توسط موقعیتشان در یک توالی و الگوی برانباشت (stacking pattern) مجموعه پاراسکانس‌ها (parasequence sets) از یکدیگر مشخص می‌شوند. یک پاراسکانس در واقع متشکل از یک سری لایه‌های پیوسته هم‌ژنز است که توسط سطوح پیشروی آب (marine flooding surface) از دیگر پاراسکانس‌ها جدا می‌شود. پاراسکانس‌ها به صورت پیشرونده به سمت دریا (progradational) می‌باشند و لذا لایه‌ها در یک پاراسکانس بسمت بالا کم عمق شوند (shoaling upward) هستند. یک سطح پیشروی آب نیز سطحی است که لایه‌های جوانتر را از قدیمتر جدا کرده و در آن سطح شواهد افزایش ناگهانی عمق آب وجود دارد. یک مجموعه پاراسکانس نیز متشکل از چندین پاراسکانس با یک الگوی انبارش مشخص است که توسط سطوح اصلی پیشروی آب از یکدیگر تفکیک می‌شوند.



شکل ۵-۱۹ - نمایی از یک سکانس رسوبی

چهار فاکتور اصلی، الگوی انباشت لایه‌ها و توزیع لیتوفاسیس‌ها را در سنگ‌های رسوبی کنترل می‌کنند. این فاکتورها فرونشست تکتونیکی (tectonic subsidence)، تغییرات جهانی سطح آب دریا (eustatic sea level change)، میزان رسوبات وارد به حوضه و اقلیم هستند. مجموع فرونشست تکتونیکی، که فضای مورد نیاز برای رسوبگذاری را فراهم می‌کند، و تغییرات جهانی سطح آب دریا، که عامل اصلی در کنترل الگوی انباشت لایه‌ها و توزیع لیتوفاسیس‌هاست، سبب تغییرات نسبی سطح آب دریا می‌شود. کلید اصلی برای فهم چینه‌شناسی، درک تغییرات نسبی سطح آب دریاست. شکل ۵-۲۰ دیاگرام یوستازی (Eustasy) را در مقابل فرونشست تکتونیکی نشان می‌دهد. ترکیب این دو پارامتر، میزان



تغییرات نسبی سطح آب دریا را مشخص می‌کند که فضای مورد نیاز رسوبگذاری (accommodation) برای رسوبات را فراهم می‌سازد.

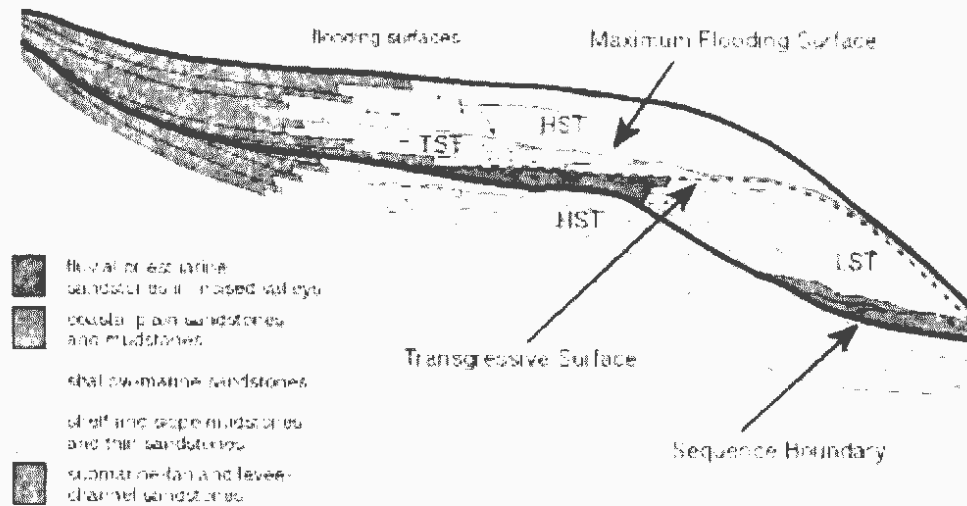
شکل ۵-۲۰ دیگرام یوستازی در مقابل فرونشست تکتونیکی

الگوی برانبارش چگونگی انباشته شدن لایه‌های رسوبی را بر روی یکدیگر بیان می‌کند که اصولاً به سه شکل پیشرونده (progradational)، برنهادی (aggradational) و پسرونده (retrogradational) است. الگوی

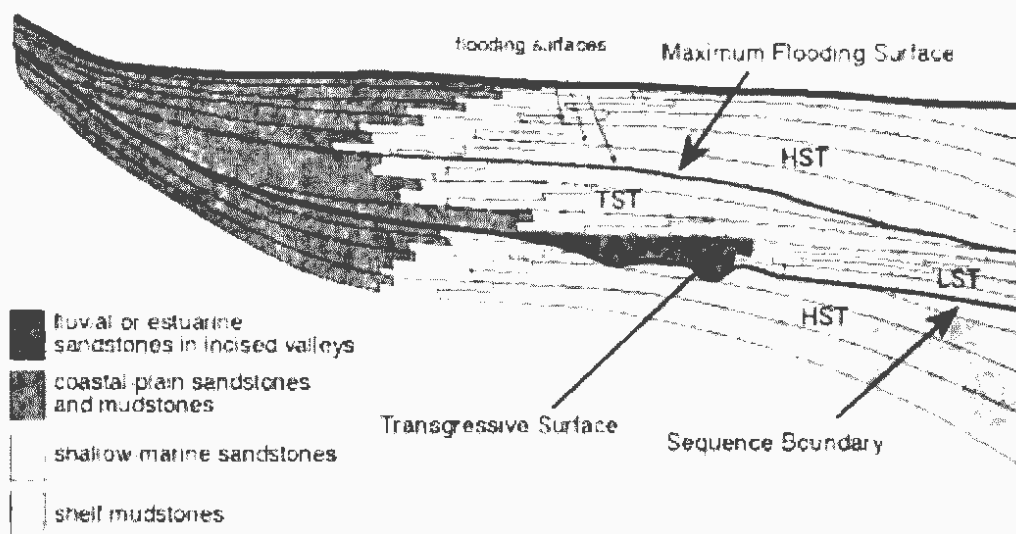
برانبارش پیشرونده زمانی شکل می‌گیرد که میزان ورود رسوب از مقدار فضای رسوبگذاری بیشتر باشد. در چنین حالتی رخساره‌ها به طرف حوضه جابجا می‌شوند. الگوی برانبارش برنهادی زمانی ایجاد می‌شود که میزان ورود رسوب و فضای رسوبگذاری یکسان باشند. در چنین حالتی رخساره‌ها به صورت عمودی بر روی یکدیگر انباشته می‌شوند. در الگوی برانبارش پسرونده میزان ورود رسوب به حوضه کمتر از مقدار فضای رسوبگذاری بوده و در چنین حالتی رخساره‌های رسوبی به طرف خشکی جابجا می‌شوند.

یک توالی در طی یک سیکل پیشروی و پسروی آب دریا شکل می‌گیرد. دو نوع توالی به نام‌های توالی نوع ۱ (type-1) و توالی نوع ۲ (type-2) در رسوبات قابل شناسایی است. توالی نوع ۱ (شکل ۵-۲۱ و ۵-۲۲)، توالیی است که از پایین توسط مرز توالی نوع ۱ (type-1 sequence boundary) و از بالا به وسیله یک مرز توالی نوع ۱ یا ۲ محدود شده باشد. توالی نوع ۲ (شکل ۵-۲۳)، توالیی است که از پایین توسط مرز توالی نوع ۲ (type-2 sequence boundary) و از بالا به وسیله یک مرز توالی نوع ۱ یا ۲ احاطه شده است. مرز توالی نوع ۱، سطحی است که زمانی که نرخ پایین آمدن سطح دریا بسیار سریع‌تر از فرونشست تکتونیکی باشد، شکل می‌گیرد. در این سطح، فرسایش ناشی از خروج از آب (subaerial exposure) به خوبی مشخص است و علاوه بر آن جابجایی خطوط ساحلی به مقدار زیاد به سمت دریا و لذا جابجایی رخساره‌ها به سمت مرکز حوضه مشخص است. مرز توالی

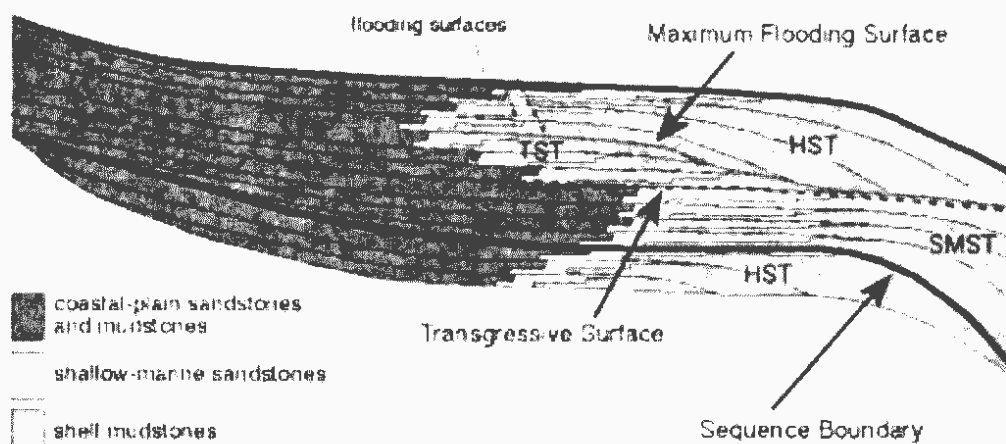
نوع ۲، سطحی است که در زمانی که نرخ پایین آمدن سطح دریا کمتر از نرخ فرونشست حوضه است، شکل می‌گیرد. در این سطح، فرسایش ناشی از خروج از آب ناچیز است و نیز جابجایی رخساره‌ها به سمت مرکز حوضه تدریجی است.



شکل ۵-۲۱ - الگوی لایه‌ها در یک توالی نوع ۱ که در یک حوضه دارای شیب قاره نهشته شده است



شکل ۵-۲۲ - الگوی لایه‌ها در یک توالی نوع ۱ که در یک حوضه از نوع رمپ نهشته شده است



شکل ۵-۲۳ - الگوی لایه‌ها در یک توالی نوع ۲

در سکانس‌های رسوبی سیستم تراکت‌های اصلی شامل موارد زیر است:

lowstand system tract (LST) ←

transgressive system tract (TST) ←

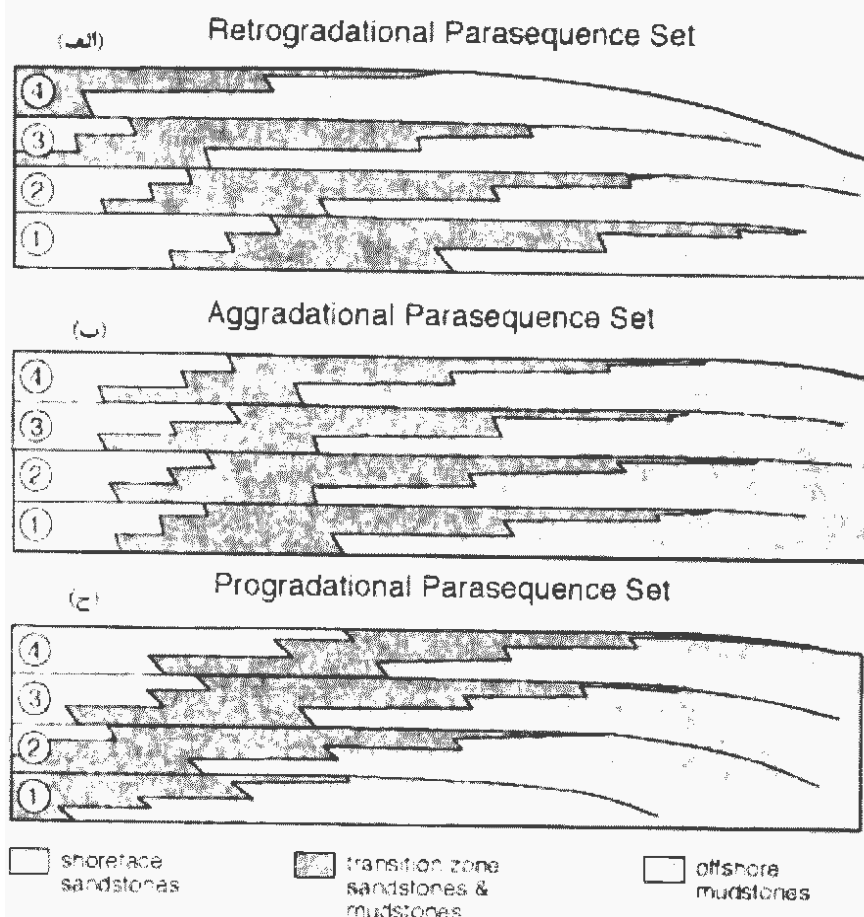
highstand system tract (HST) ←

shelf-margin system tract (SMST) ←

پایین‌ترین سیستم تراکت، LST نامیده می‌شود که بر روی مرز توالی نوع ۱ قرار دارد و اگر روی مرز توالی نوع ۲ قرار گیرد، SMST خوانده می‌شود. LST در طی اواخر افت سطح آب دریا (eustatic fall) یا اوایل بالا آمدن سطح آب دریا (eustatic rise) شکل می‌گیرد. LST اگر در یک حوضه رسوبی دارای شیب قاره نهشته شود، می‌تواند دارای سه بخش مخروط کف حوضه (basin floor fan)، مخروط شیب (slope fan)، و رسوبات گوه‌ای (lowstand wedge) باشد. TST یا سیستم تراکت میانی توسط برانباشت نوع مجموعه پاراسکانس‌های پشرونده (retrogradational parasequence sets) مشخص می‌شود (شکل ۵-۲۴ الف). این سیستم تراکت در طی پیشروی سریع سطح آب دریا شکل می‌گیرد. HST یا سیستم تراکت بالایی با برانباشت نوع برنهادی (aggradational) و مجموعه پاراسکانس‌های برنهادی (aggradational parasequence sets) (شکل ۵-۲۴ ب) شروع و با مجموعه پاراسکانس‌های پیشرونده (progradational parasequence sets) (شکل ۵-۲۴ ج) خاتمه می‌یابد. این سیستم

تراکت در طی اواخر پیشروی (rise)، ثبات (stillstand) و شروع افت (fall) سطح آب دریا، شکل می‌گیرد. شکل ۵-۲۴ انواع برانباشت را با توجه به نسبت فضای رسوبگذاری و میزان رسوبات وارد شده به حوضه نشان می‌دهد.

شکل ۵-۲۴ - انواع مجموعه پاراسکانس‌ها: الف) پشرونده، ب) برنهادی و ج) پیشرونده



۵-۶-۲ سنگ‌های منشأ در چهارچوب چینه‌شناسی توالی‌ها

سکانس استراتیگرافی، یک روش مناسب برای مطالعه گسترش و پراکندگی رخساره‌های غنی از مواد آلی است. با استفاده از سکانس استراتیگرافی می‌توان مقاطع لرزه‌ای (seismic) و رخنمون‌ها را به سیستم تراکت‌ها (system tracts) تقسیم کرد که در آن‌ها می‌توان عواملی را که کنترل‌کننده رسوبگذاری سنگ منشأ هستند ملاحظه کرد. مطالعه کامل چینه‌شناسی سکانسی ناحیه‌ای که سنگ منشأ در آن تشکیل شده برای پیش‌بینی گسترش جانبی و تغییرات آن لازم و ضروری است.

حفظ مواد آلی در داخل رسوبات به عوامل متعددی بستگی دارد که عبارتند از:

- فیزیوگرافی حوضه
- اقلیم
- میزان تولید مواد آلی در خشکی
- میزان تولید مواد آلی در دریا
- جریان‌های اقیانوسی
- نرخ رسوبگذاری
- عمق آب

تعدادی از این فاکتورها را نمی‌توان با استفاده از سیستم تراکت‌ها پیش‌بینی کرد. به عنوان نمونه نمی‌توان فاکتورهای اقلیم و جریان‌های اقیانوسی را با استفاده از این روش پیش‌بینی نمود.

۵-۶-۳ گسترش سنگ منشأ تخریبی در سیستم تراکت‌ها

در اینجا گسترش سنگ منشأها در داخل سیستم تراکت‌هایی که در اثر چرخه بالا و پایین رفتن سطح نسبی آب دریاها ایجاد می‌شوند، بحث خواهد شد.

(LST) Lowstand System Tract

در زمان اوایل LST مواد ارگانیکی شدیداً اکسیده می‌شوند. در این زمان فلات قاره و بخش فوقانی شیب قاره به صورت یک زون گذر رسوبات (sediment bypass zone) عمل می‌کند و بنابراین پتانسیل گسترش سنگ منشأ در این مناطق وجود ندارد و ورود مواد ارگانیکی تخریبی به طور محلی به مخروط‌های زیردریایی محدود می‌شود. اگر شرایط غیراکسیدان در حوضه وجود داشته باشد، سنگ منشأ می‌تواند در بخش‌های مرکزی حوضه دور از نقطه ورود رسوبات نیز تشکیل شود. گسترش رخساره‌های غنی از مواد آلی در شیب قاره و داخل حوضه به دلیل

بالا بودن شدت رسوبگذاری غیرمحمتمل می‌باشد. به طور کلی این سیستم تراکت مناسب برای گسترش سنگ منشأ نیست.

(TST) Transgressive System Tract

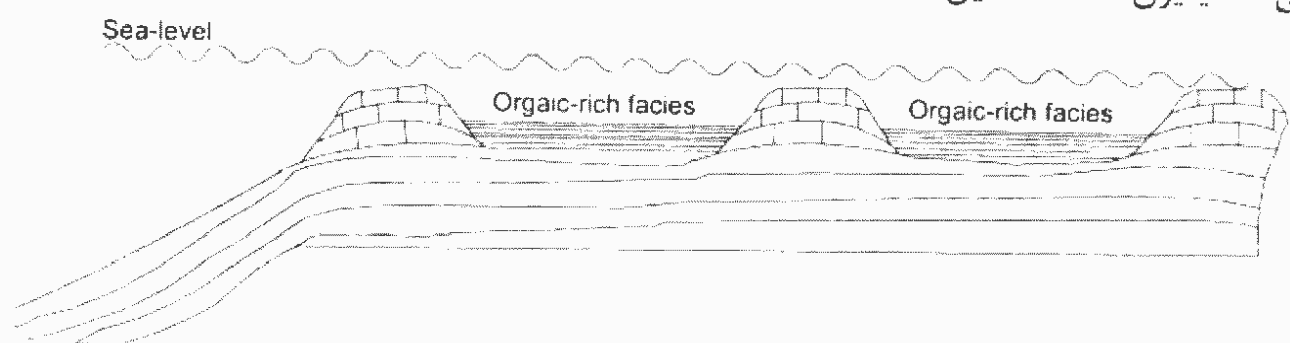
این سیستم تراکت مهمترین سیستم تراکت برای گسترش رخساره‌های غنی از مواد آلی است و مواد آلی که در آن تشکیل می‌شود اکثراً نفتزا (oil-prone) هستند. در این سیستم تراکت خط ساحلی به طرف خشکی حرکت می‌کند و سبب می‌شود به که طور مداوم گسترش جغرافیایی در فلات قاره زیاد شده و در سطح حداکثر پیشرفت آب (maximum flooding surface, MFS) به حداکثر مقدار خود برسد. افزایش سطح آب دریا همان طوری که گفته شد سبب مهاجرت خط ساحلی به طرف خشکی می‌شود و این عمل باعث می‌شود که رسوبات تخریبی و مواد ارگانیکی تخریبی وارد فلات خارجی (outer shelf) و شیب قاره نشوند و یا ورودشان خیلی کمتر شود و این عمل سبب گسترش رخساره‌های سخت (condensed facies) در این نقاط می‌شود. اما تنها کاهش ورود ذرات آواری به محیط، شرایط لازم و کافی برای گسترش رخساره‌های غنی از مواد آلی و در نتیجه تشکیل سنگ منشأ را فراهم نمی‌سازد، بلکه فاکتور دیگر نیز لازم است که آن ایجاد شرایط غیراکسیدان است. در زمان پیشروی آب دریا، گسترش جغرافیایی فلات، زیاد و عمق آن کم می‌شود و این امر و سایر شرایط محیطی و آب و هوایی، سبب گسترش خیلی زیاد جانداران دریایی می‌شود. گسترش زیاد جانداران، باعث کاهش اکسیژن و در نتیجه ایجاد شرایط غیراکسیدان می‌شود. از عوامل دیگری که سبب ایجاد شرایط غیراکسیدان می‌شود وسیع شدن فلات است که باعث کم شدن قدرت جزر و مد شده و این مسأله سبب افزایش شانس ایجاد شرایط غیراکسیدان می‌گردد. در ضمن بیشترین گسترش رخساره‌های سنگ منشأ منطبق بر زمان حداکثر پیشرفت آب (maximum flooding) است.

(HST) Highstand System Tract

در این سیستم تراکت توالی‌های ضخیمی از رسوبات در پهنه ساحلی تشکیل می‌شود. در جاهایی که میزان پیشروی رسوبات به سمت دریا بالا است، احتمال تشکیل سنگ‌های منشأ ضخیم لایه در منطقه پهنه ساحلی کم می‌شود. میزان رسوبگذاری بالا و وجود محیط‌هایی که به طور مداوم با آب‌های اکسیژن‌دار مخلوط می‌شوند در منطقه شیب قاره سبب رقیق‌تر شدن مواد کربنی آلی می‌شود. گل‌سنگ‌های شیب قاره در بهترین حالت می‌توانند به عنوان سنگ منشأ گازها تلقی شوند.

۵-۶-۲-۲ سنگ‌های منشأ کربناته دریایی (Marine Carbonate Source Rocks)

بیشتر سنگ منشأهای خوب جهان در سیستم‌های رسوبی کربناته دریایی گسترش یافته‌اند. اینتروال‌های رسوبی که سبب تجمع کربن آلی در سیستم‌های کربناته می‌شود تقریباً مشابه سیستم‌های تخریبی هستند. در این سیستم‌ها نیز وجود شرایط غیراکسیدان لازم و ضروری است که ممکن است در اثر محدود شدن چرخش آب اقیانوس‌ها و یا در اثر بالا رفتن تولیدات بیولوژیکی در لایه‌های سطحی آب ایجاد شود. در این بخش، چهار نوع ژنتیکی از سنگ‌های منشأ کربناته بحث می‌شوند که بر اساس شکل رسوبی آن‌ها تعریف می‌گردند. نوع اول سنگ منشأ بین ریفی (intercarbonate build-up) است که در نواحی چرخش محدود آب دریا بین پلاتفرم کربناته (carbonate platforms) و حواشی پلاتفرم (platform margins) تشکیل می‌شوند. در زمان‌هایی که سطح آب دریاها به طور سریع بالا می‌آید ممکن است در اثر رشد سریع ریف‌ها (هم‌زمان با بالا آمدن آب) بالا آمدگی‌هایی ایجاد شود که در بین این برآمدگی‌ها حوضه‌هایی بوجود می‌آید که در آن‌ها چرخش آب دریا خیلی کم و در نتیجه شرایط غیراکسیدان ایجاد می‌شود (شکل ۵-۲۵). در چنین شرایطی کربنات‌های غنی از مواد آلی می‌تواند نهشته شود. سازند دوورنی دونین (Douvernay Formation) در امریکا نمونه‌ای از این نوع سنگ منشأ است. ضخامت کلی رخساره‌های غنی از مواد آلی در حدود ۱۰ الی ۲۰ متر تغییر می‌کند و TOC آن از ۴٪ تا ۷٪ است. به نظر می‌رسد که این سنگ منشأ در یک دوره ۱ الی ۳ میلیون ساله تشکیل شده است.



شکل ۵-۲۵ - شکل گیری سنگ منشأ بین ریفی

نوع دوم سنگ منشأ فروافتادگی میان پلاتفرمی (intraplatform depression) است که در مواقعی تشکیل می‌شوند که پلاتفرم‌های فرونشسته (isostatically sagged platform interior) غرق شوند. این نوع سنگ منشأها از مشخصه سیستم‌هایی است که تولید کربناته آن‌ها خیلی زیاد است. در این حالت فرونشست‌های متفاوت در داخل پلاتفرم، سبب ایجاد فروافتادگی‌هایی در طی بالا آمدن سریع آب دریا می‌گردد و در نتیجه فضایی حاصل می‌شود که چرخش محدود آب، محیط غیراکسیدان ایجاد کرده و به تبع آن مواد آلی در آن انباشته می‌شود. در طی LST

به علت پایین رفتن سریع آب دریا، این فروافتادگی ممکن است ارتباطش با آب دریا قطع شده و در نتیجه باعث ایجاد تبخیری‌های ضخیم لایه در این نوع محیط‌ها شود. سازند حنیفه ژوراسیک (Hanifa Formation) در خلیج فارس در چنین شرایطی تشکیل شده است. ضخامت رخساره‌های غنی از مواد آلی در این سازند به ۳۰ تا ۵۰ متر می‌رسد و TOC آن در حدود ۵ - ۱۰٪ است.

نوع سوم سنگ منشاهایی هستند که در حاشیه حوضه‌های غیرمحدود (unrestricted basin margin) تشکیل می‌شوند. ایجاد سنگ منشأ در این نوع حوضه‌ها به علت پدیده جریان‌های رو به بالا است که در آن مناطق صورت می‌گیرد و به تبع آن سبب افزایش تولید بالای بیولوژیکی در لایه‌های سطحی آب و ایجاد شرایط غیراکسیدان می‌شود. تعدادی از سنگ منشاهایی که بدین صورت تشکیل شده‌اند شامل، Gulf Coast، سازند ژوراسیک Smackover است.

و در نهایت چهارمین نوع سنگ‌های منشأ، آنهایی هستند که در حوضه‌های عمیق اقیانوسی تشکیل می‌شوند. این حالت در صورتی به وجود می‌آید که منطقه مدت زمان زیادی پایدار باشد. سنگ منشاهایی که در این منطقه و یا در این نوع حوضه‌ها تشکیل می‌شوند، بیشتر توسط فاکتورهای اقیانوسی قدیمه (paleo-oceanographic) کنترل می‌شوند تا توسط تغییرات سطح آب دریاها، زیرا این سنگ‌های منشأ در اعماق صدها تا هزاران متر رسوبگذاری می‌شوند. نمونه‌ای از این سنگ منشأ را می‌توان در رسوبات کربناته پلاژیک عمیق کرتاسه پیشین تا میانی خلیج مکزیک مشاهده کرد که در طی ۴۳ میلیون سال در عمقی در حدود ۱۵۰۰ تا ۲۰۰۰ متر رسوبگذاری کرده است و TOC آن هم در حدود ۱,۸٪ است.