

مروری بر مطالعات اسکروکرونولوژی صدف‌ها به منظور بازسازی شرایط آب‌وهوایی: الگوی رشد و سنجش نسبت ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن

علیرضا کوچکزایی؛ استادیار، مرمت اشیاء فرهنگی و تاریخی، دانشگاه هنر اسلامی تبریز
سالار یزدان‌بخش*؛ کارشناسی ارشد، باستان‌سنجی آثار و مواد معدنی، دانشگاه هنر اسلامی تبریز
محسن محمدی آچاچلویی؛ استادیار، مرمت اشیاء فرهنگی و تاریخی، دانشگاه هنر اصفهان

چکیده

اسکروکرونولوژی، مطالعه فیزیکی و شیمیایی بافت سخت موجودات زنده‌ای است که معمولاً از طریق تجمع تدریجی لایه‌ها، رشد می‌کنند. مطالعه میکروسکوپی برش‌ها، ریخت‌شناسی و بررسی الگوهای رشد صدف بی‌مهرگان منجر به درک چگونگی از شرایط محیط رشد جاندار می‌شود. سنجش نسبت ایزوتوپ‌های پایدار در کنار مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی نیز امکان بازسازی شرایط محیطی زمان رشد جانور را فراهم می‌کند. روش‌های اسکروکرونولوژی در چند دهه گذشته علاوه بر زیست‌شناسان به دلیل دقت بررسی سالانه، ماهانه، هفتگی و حتی روزانه، مورد توجه دیرینه‌شناسان و باستان‌شناسان برای پاسخ به پرسش‌های دیرین اقلیم بوده است. علی‌رغم دقت و اهمیت کاربردی آن در زمینه بازسازی شرایط محیطی، به نظر می‌رسد همچنان برای بسیاری از پژوهشگران ناشناخته است. علاوه بر این در اسکروکرونولوژی با گونه‌هایی از جانداران روبرو هستیم که تفاوت‌هایی را در بخش‌هایی از روند بررسی الگوی رشد یا چگونگی نمونه‌برداری جهت آنالیز ایزوتوپی ایجاد می‌کند. این در حالی است که گاهی گونه‌های تایید شده برای آنالیز با گذشت زمان این قابلیت را از دست می‌دهند یا حتی گونه‌هایی هستند که تنها قسمت‌های مشخصی از آن‌ها می‌تواند مورد بررسی قرار گیرد. چنین مواردی برای پژوهشگرانی که به تازگی به این رشته علاقمند شده‌اند، مطالعه روش‌های مربوط را دشوار کرده است. این مقاله با مرور پیشینه و ادبیات اسکروکرونولوژی و استفاده از روش‌های اسکرووشیمی به منظور بازسازی شرایط آب‌وهوایی از طریق مطالعات کتابخانه‌ای بخش مهمی از این مشکلات را رفع می‌کند.

کلیدواژه‌ها: ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن، اسکروکرونولوژی، باستان‌سنجی، تغییرات اقلیمی، صدف.

مقدمه

بازسازی شرایط آب‌وهوایی همواره یکی از هدف‌های اساسی در مطالعات باستان‌شناسی (پتری ۱ و همکاران ۲۰۱۷؛ ون د نورت ۲۰۱۱)، زمین‌شناسی، اقلیم‌شناسی و دانش‌های مرتبط بوده است (فیستر ۳ و همکاران ۲۰۱۸؛ رابرتس ۴ و همکاران ۲۰۱۸؛ وانگ ۵ و همکاران ۲۰۲۱). تغییرات آب‌وهوایی و اقلیمی از مهم‌ترین عوامل شکل‌گیری و تداوم جوامع بشری (ویباری ۶ و فین ۲۰۱۸)، مهاجرت‌ها (کاوایل ۷ و همکاران ۲۰۲۱) و همچنین طیف وسیعی از دیگر واکنش‌های فناوری، اقتصادی و فرهنگی و حتی سقوط اجتماعی بوده است (پتراگلیا ۸ و همکاران ۲۰۲۰). از این‌رو بازسازی شرایط آب‌وهوایی گذشته می‌تواند بسیاری از سوالات انسان‌شناسی و زمین‌شناسی را پاسخ دهد. با وجود اهمیت این موضوع، همچنان تغییرات شرایط محیطی گذشته، از طریق توصیف‌های کیفی چون سردتر یا گرم‌تر بررسی می‌شود. به‌گونه‌ای که برای هزاره‌های هفتم تا پنجم قبل از میلاد، ۴ دوره شامل دوره سرد و خشک شدید موسوم به رویداد سرمایش ۶۲۰۰ ق.م. (۶۵۰۰-۶۰۰۰ ق.م.)، دوره گرم و خشک طولانی بلافاصله پس از دوره سرما (۵۴۰۰-۵۹۰۰ ق.م.)، با دو اوج خشک‌سالی احتمالی در ۵۸۰۰ و ۵۵۰۰ ق.م.)، دوره گرم و خشک (۵۰۰۰-۴۷۰۰ ق.م.) و دوره خشک (۴۴۰۰-۴۰۰۰ ق.م.) را محتمل می‌دانند (شریفی ۹ و همکاران ۲۰۱۵؛ حمزه و همکاران ۲۰۱۶؛ واعظی ۱۰ و همکاران ۲۰۱۹). این نوع طبقه‌بندی‌ها، منجر به استنتاج کیفی وضعیت آب‌وهوایی محوطه‌های باستانی می‌شود؛ همچون بررسی‌های تپه سیلک که صرفاً به عدم مساعد بودن شرایط اقلیمی در اوایل دوره سیلک I اکتفا کرده است (شیخ بیکلو اسلام و همکاران ۲۰۱۹). بر این اساس، استنتاج نتایج مطلوب نیازمند تعریف معیارهایی کمی برای بیان تغییرات اقلیمی است. یکی از این راهکارها، تفسیر مستندات حفظ شده در ساختارهای بیولوژیکی یا زمین‌شناسی و به‌عبارتی بررسی بازنمایان‌کننده‌ها^{۱۱} است. بازنمایان‌کننده‌ها، ویژگی‌های فیزیکی یا شیمیایی قابل اندازه‌گیری در ساختارهای بیوژنیک و غیرزنده (مانند پوسته، اسکلت مرجان، درختان، رسوبات و سنگ‌ها) هستند که می‌توانند به‌عنوان یک نشانه^{۱۲} از یک یا چند متغیر محیطی در زمان شکل‌گیری ساختارها تفسیر شوند (باتلر ۱۳ ۲۰۱۹). یکی از روش‌های مناسب در چنین بررسی‌هایی، اسکروکرونولوژی^{۱۴} است که به آنالیز نوارهای رشد پوسته صدف نرم‌تنان می‌پردازد (جونز^{۱۵} ۱۹۸۳؛ کویت‌مایر^{۱۶} و همکاران ۱۹۹۷؛ مانینو^{۱۷} و همکاران ۲۰۰۸). نوارهای رشد سالانه در صدف نرم‌تنان نشان‌دهنده وقایع محیطی دوره زندگی جاندار است و اطلاعات مربوط به دیرینه و محیط از جمله اطلاعات ژئوشیمیایی برای خواص آب و ویژگی‌های مورفولوژیکی زمان رشد تا مرگ جاندار را ضبط می‌کنند (مارکیتو^{۱۸} و همکاران ۲۰۰۰).

1 Petrie

2 Van de Noort

3 Pfister

4 Roberts

5 Wang

6 Weiberg

7 Kavil

8 Petraglia

9 Sharifi

10 Vaezi

11 proxies

12 signal

13 Butler

14 Sclerochronology

15 Jones

16 Quitmyer

17 Mannino

18 Marchitto

به بیان دیگر، مواردی از جمله سن و میزان رشد، سرعت رشد، تناوب تشکیل اسکلت خارجی (پوسته) و سوابق زیست‌شناسی تغییرات محیطی مثل خصوصیات فیزیوشیمیایی آبی که جانور در آن زندگی می‌کرده، از انواع اطلاعات مستند در پوسته نرم‌تنان است (جونز و همکاران ۱۹۷۸، ۱۹۹۰؛ جونز ۱۹۸۰؛ شون^{۱۹} و گیلیکین^{۲۰}؛ ایمنهاوزر^{۲۰} و همکاران ۲۰۱۶؛ پرندرگاست^{۲۱} و همکاران ۲۰۱۶؛ خیمنز^{۲۲} و همکاران ۲۰۲۰؛ ماس^{۲۳} و همکاران ۲۰۲۱؛ جانسون^{۲۴} و همکاران ۲۰۲۱). مطالعه این نوارها، اسکروکرونولوژی نامیده می‌شود و شامل تکنیک‌هایی است که برای گاه‌شناسی استفاده می‌شود (هادسون و همکاران ۱۹۷۶). این دانش متمرکز بر برآورد سن و همچنین زمان و مدت وقایع تاریخ زندگی جانور است (پانفیلی^{۲۵} و همکاران ۲۰۰۲). در حقیقت اسکروکرونولوژی مطالعه تغییرات فیزیکی و شیمیایی در بافت‌های سخت موجودات زنده، همچون اسکلت‌های مرجانی یا پوسته سخت نرم‌تنان است که از طریق تجمع تدریجی رسوبات، رشد می‌کنند. اسکروکرونولوژی بیشتر بر الگوهای رشد سالانه، ماهانه، دو هفته‌ای، روزانه، زیر روزانه و رشد تحت تأثیر کشند متمرکز است که معمولاً تحت تأثیر گروهی از عوامل محیطی و نجومی ایجاد می‌شوند. اسکروکرونولوژی مشابه گاهنگاری درختی^{۲۶} است و به همان اندازه، در صدد استنباط صفات تاریخ زندگی جاندار و همچنین بازسازی سوابق تغییرات محیطی و آب و هوایی از طریق مکان و زمان است (اوشمان^{۲۷} ۲۰۰۹). هرچند اولین استفاده از اصطلاح اسکروکرونولوژی به گزارش بودیمایر^{۲۸} و همکاران (۱۹۷۴) در بررسی مرجان‌های آبسنگ‌ساز باز می‌گردد، اما آشنایی انسان با این موضوع، سابقه‌ای به مراتب طولانی‌تر دارد و احتمالاً یکی از اولین نمونه‌های آن را بتوان به لئوناردو داوینچی نسبت داد. داوینچی در کتاب کدکس لستر^{۲۹} مربوط به دهه اول قرن شانزدهم، به دوایر رشد و ماهیت طبیعی فسیل‌های دریایی در کوه‌های ایتالیا اشاره می‌کند. باین حال، تقریباً پنج قرن طول کشید تا متخصصان دیرینه‌شناسی ایده استفاده از پوسته‌های سخت صدف‌ها را به‌عنوان یک سند تاریخی بررسی کنند، هرچند زیست‌شناسان شیلات از چندین دهه قبل اقدام به این مطالعات کرده بودند (جونز و گولد ۱۹۹۹؛ ماس و ایوانی^{۳۰} و همکاران ۲۰۲۱). البته از اولین کاربرد روش‌های اسکروکرونولوژی توسط زیست‌شناسان می‌توان به مشاهدات شکل‌گیری نوارهای رشد در پوسته صدف‌های راه‌راه در حال رشد و بررسی اهمیت آنها در پوسته‌های کاردیوم و دیگر نرم‌تنان (اورتن^{۳۱} ۱۹۲۳) و همچنین کتاب رشد سالانه صدف آب شیرین در ابتدای دهه ۱۹۳۰ اشاره کرد (چمبرلین^{۳۲} ۱۹۳۱؛ ماس و ایوانی و همکاران ۲۰۲۱). باین حال به سبب عدم ابداع اصطلاح اسکروکرونولوژی تا آن زمان، در این مطالعات از این واژه استفاده نشد. حتی علی‌رغم انتشار مقالات و کتاب‌هایی مثل اسکروکرونولوژی ماهی‌ها (پانفیلی و همکاران ۲۰۰۲)، هنوز هم در برخی از مطالعات جدید از اصطلاح اسکروکرونولوژی استفاده نمی‌شود. مطالعات ساختار شیمیایی صدف‌ها نشان داده است که شرایط محیطی که جاندار در آن زندگی می‌کند، در انواع و میزان ایزوتوپ‌های موجود در پوسته آن

19 Schöne

20 Immenhauser

21 Prendergast

22 Gimenez

23 Moss

24 Johnson

25 Panfili

26 Dendrochronology

27 Oschmann

28 Buddemeier

29 Codex Leicester

30 Ivany

31 Orton

32 Chamberlain

منعکس می‌شود (سسپولیو^{۳۳} و همکاران ۱۹۹۹؛ مانینو ۲۰۰۳، ۲۰۰۸؛ مترف^{۳۴} و همکاران ۲۰۰۳؛ کالتون^{۳۵} و همکاران ۲۰۰۹؛ بلک^{۳۶} و همکاران ۲۰۱۷). در حقیقت ترکیب شیمیایی صدف‌ها، شامل سوابق زمانی بر اساس نسبت‌های ایزوتوپی و غلظت عناصر کمیاب است، که می‌تواند برای بازسازی شرایط دیرین محیطی، دیرین‌اقیانوس‌شناسی^{۳۷} و دیرین‌اقلیم‌شناسی^{۳۸} مورد استفاده قرار گیرد (شون و همکاران ۲۰۰۳؛ کورجو^{۳۹} و همکاران ۲۰۰۴؛ هالفار^{۴۰} و همکاران ۲۰۰۸؛ وانامیکر^{۴۱} و همکاران ۲۰۰۸؛ بلک و همکاران ۲۰۰۹؛ هلمل^{۴۲} و دوج ۲۰۱۱). ایزوتوپ ¹⁸O موجود در نوارهای رشد نرم‌تنان، به‌طور روز افزون در باستان‌شناسی محیطی و ژئوآرکئولوژی، به‌منظور ارزیابی تعاملات محیط-انسان و واکنش یا سازگاری انسان با تغییرات دیرین‌اقلیم‌شناسی مورد استفاده قرار می‌گیرد که گاهی اوقات اسکروشمیمی نامیده می‌شود (گروکی^{۴۳} و گیلیکین ۲۰۰۸). برخی از مطالعات فعلی نشان داده‌اند که پیوند طولانی مدتی بین تغییرات فصلی و تغییرات ساختاری وجود دارد (ووفر^{۴۴} و برگر ۱۹۹۱؛ مترف و همکاران ۲۰۰۳؛ دمارکی^{۴۵} و همکاران ۲۰۱۱؛ لنگ^{۴۶} و لوئیس ۲۰۱۶؛ بلک و همکاران ۲۰۱۷؛ مولر^{۴۷} و همکاران ۲۰۱۷). این بدان معناست که پوسته، حاوی نشانه‌های ژئوشیمیایی از زیستگاه و شیوه زندگی نرم‌تن است. از طرفی ژئوشیمی ایزوتوپ اکسیژن پوسته نرم‌تنان، بخش مهمی از باستان‌شناسی زیست‌محیطی است و طی دهه گذشته، به درک قابل توجهی از ساکنان گذشته زمین، کمک کرده‌است (اویواری^{۴۸} و همکاران ۲۰۱۶؛ لنگ و لوئیس ۲۰۱۶؛ مولر و همکاران ۲۰۱۷). به‌عبارت دیگر از آنجایی که افزایش رشد پوسته با چرخه سالانه تغییرات محیطی (مثل تغییرات کشند) در ارتباط است، می‌توان دوره و شرایطی که جاندار در آن می‌زیسته را مورد مطالعه قرار داد (کویت‌مایر و همکاران ۱۹۹۷). بنابراین شناخت الگو و ساختارهای رشد صدف یک ضرورت اصلی در گام ابتدایی مطالعات اسکروکرونولوژیک است (شون و همکاران ۲۰۰۵). اما کمبود این گونه مطالعات در بسیاری از مناطق جهان به‌ویژه در خاورمیانه، به‌شدت احساس می‌شود. در واقع این منطقه برای انجام مطالعات دیرینه آب‌وهواشناسی، محیطی بکر محسوب می‌شود و فراوانی مطالعات شرایط آب‌وهوایی گذشته در ایران و غرب آسیا در مقایسه با دیگر نقاط دنیا کمتر است (کل^{۴۹} ۲۰۰۹). از این رو مقاله پیش‌رو به مرور ادبیات و پیشینه روش‌های اسکروکرونولوژی و سنجش نسبت ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن در صدف‌ها می‌پردازد تا زمینه شکل‌گیری این نوع مطالعات را در حوزه ایران هموار سازد.

33 Cespuglio

34 Metref

35 Culleton

36 Black

37 Paleoceanographic

38 Paleoclimate

39 Correge

40 Halfar

41 Wanamaker

42 Helml

43 Gröcke

44 Wefer

45 Demarchi

46 Leng

47 Müller

48 Újvári

49 Kehl

روش تحقیق

در راستای ارائه الگوی بازسازی شرایط آب و هوایی خلیج فارس با استفاده از روش‌های اسکروکرونولوژی و سنجش نسبت ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن، منابع مربوط به پیشینه این تحقیقات به طور گسترده مورد مطالعه قرار گرفت. اگرچه بنا به تمرکز تحقیقات و هدف مطالعه، از بیشتر منابع مربوط به ایزوتوپ عناصر سنگین و کاربردهای دیگر اسکروشیمی^{۵۰} صرف نظر شده است، اما برای درک بهتر، از گزارشات و نتایج کاربرد مستقیم و غیرمستقیم روش‌های اسکروکرونولوژی در بررسی‌های پژوهشگران حوزه‌های مختلف اعم از دیرین‌شناسی، اقلیم‌شناسی، باستان‌شناسی، زمین‌شناسی، اقیانوس‌شناسی، زیست‌شناسی و شاخه‌های مربوط به آن‌ها از سال ۱۹۲۳ تا ۲۰۲۲ میلادی استفاده شد. بسیاری از منابع با استفاده از کلیدواژه‌هایی مانند اسکروکرونولوژی، اسکروشیمی، رشد صدف^{۵۱}، ایزوتوپ‌های اکسیژن^{۵۲}، طیف‌سنجی جرمی نسبت ایزوتوپی^{۵۳} و تغییرات اقلیمی^{۵۴} در موتور جست‌وجوی گوگل اسکالر یافت شد. در ادامه، یافته‌های این مطالعه کتابخانه‌ای ارائه شده است.

روش بررسی در اسکروکرونولوژی

آنچه که قرار است در اسکروکرونولوژی مطالعه شود بررسی الگوی رشد، خطوط ریزش، خطوط ریزش قوی، افزایش رشد و باندهای (نوار) افزایش رشد است. بدین منظور می‌بایست یک کفه از هر نمونه (برای دو کفه‌ای‌ها) در رزین اپوکسی مانت شود و سپس با یک مقطع با استفاده از اره با سرعت کم (میکروکاتر) از ناحیه آمبو^{۵۵} تا حاشیه شکمی در امتداد محور بیشترین نوار رشد گرفته و سطح مقطع پرداخت و صیقل داده شود، سپس تصاویر با مقیاس مشخص آن با بزرگنمایی با استفاده از میکروسکوپ ثبت شود. پهنا (ضخامت) و تعداد ریزشدها از تصاویر با استفاده از نرم افزارهای اندازه‌گیری مانند ImageJ قابل بررسی است (کوبوتا^{۵۶} و همکاران ۲۰۱۷؛ مائو^{۵۷} و همکاران ۲۰۲۱). مطالعات پیشین نشان داده است که موقعیت مقطع زنی، زاویه برش و چگونگی برش برای هر گونه از صدف‌ها منحصر به فرد است (شکل ۱). برای مثال دواپر رشد دو کفه‌ای‌ها در مقطع عرضی با برش پوسته‌ها در امتداد بزرگترین محور رشد، از ناحیه آمبو تا حاشیه شکمی، بهتر مشاهده می‌شوند (رودز^{۵۸} و همکاران ۱۹۸۰؛ کویت‌مایر ۱۹۸۵؛ جونز ۱۹۹۰).

50 Sclerochemistry

51 shell growth

52 Oxygen isotopes

53 IRMS (Isotope-ratio mass spectrometry)

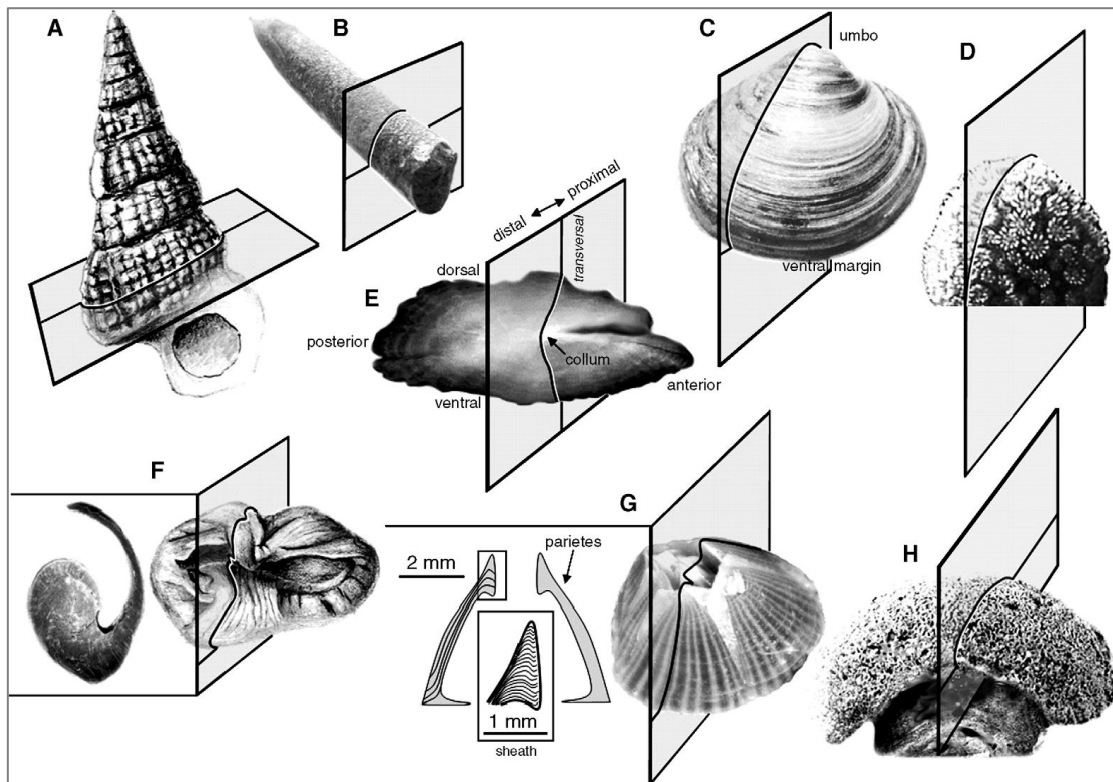
54 climate change

55 Umbo

56 Kubota

57 Mau

58 Rhoads



شکل ۱: موقعیت نمونه برداری در تعدادی از اسکلت‌های بیوژنیک. (A) گونه‌ای از شکم‌پایان. (B) نوعی فشنگچه که راسته‌ای منقرض شده از جانوران سرپا می‌باشد. (C) گونه‌ای از نرم‌تنان دوکفه‌ای. (D) مرجان. (E) سنگ گوش ماهی. (F): استخوان پس سری وال. (G) نوعی سرخاب یا کشتی‌چسب. (H) گونه‌ای از سخت‌اسفنج‌ها (شون و همکاران ۲۰۰۵).

مطالعاتی برای مشاهده واضح‌تر نوارهای رشد انجام شده است، که مربوط به حکاکی شیمیایی مقاطع صدف با محلول ماتوی^{۵۹} است. یک لیتر از این محلول از ۵۰۰ میلی‌لیتر اسید استیک ۱ درصد، ۵۰۰ میلی‌لیتر گلو تار آلدئید ۲۵ درصد و حدود ۵ تا ۱۰ گرم پودر آبی آلسیان^{۶۰} ساخته می‌شود. در این روش مقاطع باید در محلول و در دمای ۳۷ تا ۴۰ درجه سانتی‌گراد غوطه‌ور شوند؛ همچنین استفاده از دستگاه شیکر^{۶۱} توصیه شده است. زمان غوطه‌وری در محلول ماتوی بسته به ساختار غالب صدف و ابزار مورد استفاده در بررسی (برای مثال میکروسکوپ الکترونی روبشی: SEM یا میکروسکوپ نوری: OM)، بین ۵ دقیقه تا ۴ ساعت متغیر خواهد بود. این زمان غوطه‌وری برای پوسته‌های آراگونیتی باستانی جهت SEM و OM به ترتیب ۵ و ۲۵ دقیقه و برای پوسته‌های کلسیتی (برای مثال: لایه بیرونی گونه‌های صدف *Mytilus edulis* یا صدف سرخاب^{۶۲}) و مواد فیسیلی ۲۰ و ۵۰ دقیقه است. با اینحال در موارد خاص همچون استخوان پس سری وال این زمان به ۲ تا ۴ ساعت نیز افزایش می‌یابد (شون و همکاران ۲۰۰۵). البته می‌توان استفاده از میکروسکوپ فلورسانس را جایگزین مناسبی جهت اجتناب از لایه برداری با محلول ماتوی دانست. با اینحال میکروسکوپ رامان کانفوکال^{۶۳} در مقایسه با روش‌های ذکر شده، نتایج بهتری را از خود نشان داده (شکل ۲) و منجر به تفکیک پذیری بهتر نوارهای رشد شده است (بیرلین^{۶۴} و همکاران ۲۰۱۵).

59 Mutvei's solution

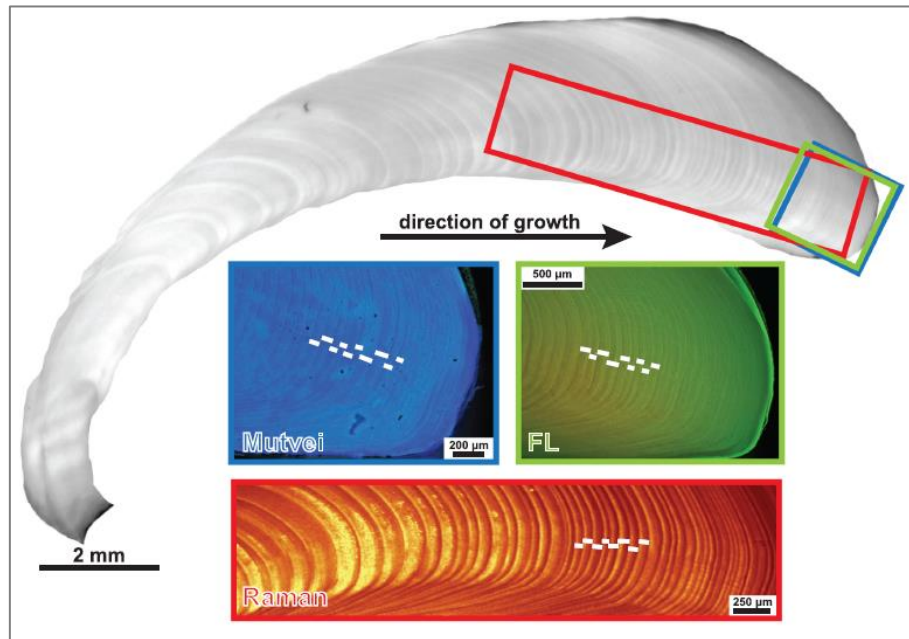
60 Alcian blue

61 Laboratory Shaker

62 Barnacle

63 Confocal Raman microscopy

64 Beierlein



شکل ۲: شمارش و اندازه‌گیری خطوط و افزایش رشد در مقطعی از پوسته یک صدف ایسلندی با استفاده از رنگ‌آمیزی با محلول ماتوی - Mutvei (آبی)، FL (سبز) و مپینگ میکرورامان کانفوکال (قرمز). اندازه گیری میکرورامان کانفوکال با طول موج تحریک ۴۸۸ نانومتر انجام شده است (بیرلین و همکاران ۲۰۱۵).

نحوه بررسی خطوط ریزرشد، افزایش رشد و نوارهای رشد

به طور کلی برای دوکفه‌ای‌ها الگوهای رشد دوره‌ای در مقیاس‌های کشندی، روزانه، دوهفته‌ای، ماهانه و سالانه توصیف شده است (رودز و پانلا ۱۹۷۰؛ تامسون^{۶۵} ۱۹۷۵؛ کنیش^{۶۶} و اولسون ۱۹۷۵؛ گوردون^{۶۷} و کاریکر ۱۹۷۸؛ کنیش ۱۹۸۴؛ هالمن^{۶۸} و همکاران ۲۰۰۸). بیشتر پوسته‌های دوکفه‌ای حاوی الگوهای افزایش رشد "ماکروسکوپی" و اصلی هستند که با یک "تناوب سالانه" شکل می‌گیرند و از متغیرهای افزایش سریع و ضعیف، به نام افزایش مات و افزایش آرام و قوی به نام افزایش شفاف تشکیل شده است. هر دو تا از افزایش‌های شفاف و مات، با هم رشد یک ساله پوسته را تشکیل می‌دهند و سابقه رشد مداوم پوسته را به اجزای سالیانه متوالی تقسیم می‌کند (جونز و کویت‌مایر ۱۹۹۶) (شکل ۳). رشد مداوم پوسته، الگوهای افزایش رشد میکروسکوپی و جزئی که با تناوب دوهفته‌ای، روزانه و کشندی تشکیل می‌شوند را تعیین می‌کند (گارسیا اسکارزاگا^{۶۹} و همکاران ۲۰۲۰). مطابق شکل ۴ در بررسی مقاطع پوسته‌های جمع‌آوری شده در یک بررسی مربوط به شیلات، درک خطوط ریزرشد و باند/نوارهای افزایش رشد آسان‌تر می‌شود، در تصاویر ارائه شده بنابر نوع تصویربرداری و نوردهی خطوط ریزرشد باریک و به رنگ تیره هستند و یک منطقه واضح‌تر در بین آنها قرار دارد که این فضاها به نسبت واضح و شفاف‌تر در بین خطوط ریزرشد به عنوان افزایش رشد شناخته می‌شوند، به خطوط ریزرشد گاهی ضد رشد نیز گفته می‌شود (میرزایی^{۷۰} و همکاران ۲۰۱۴).

65 Thompson

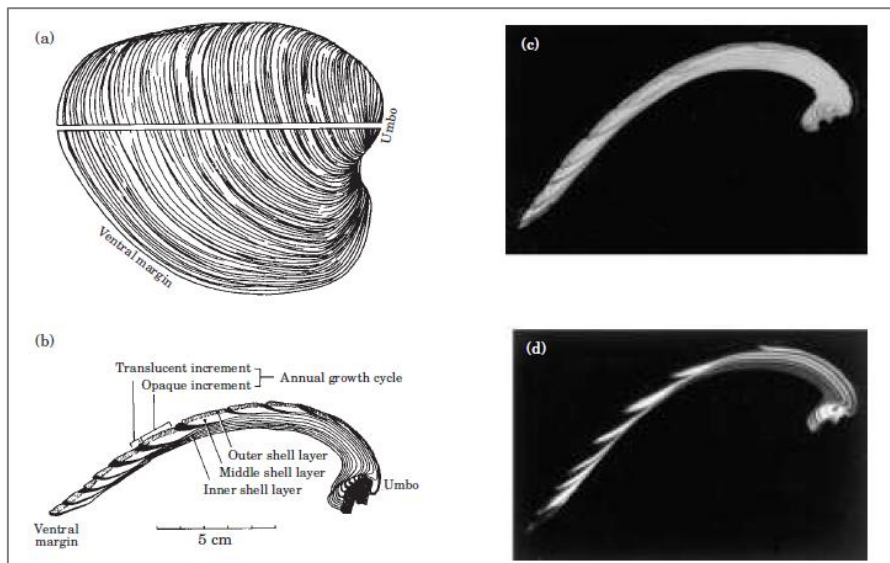
66 Kennish

67 Gordon

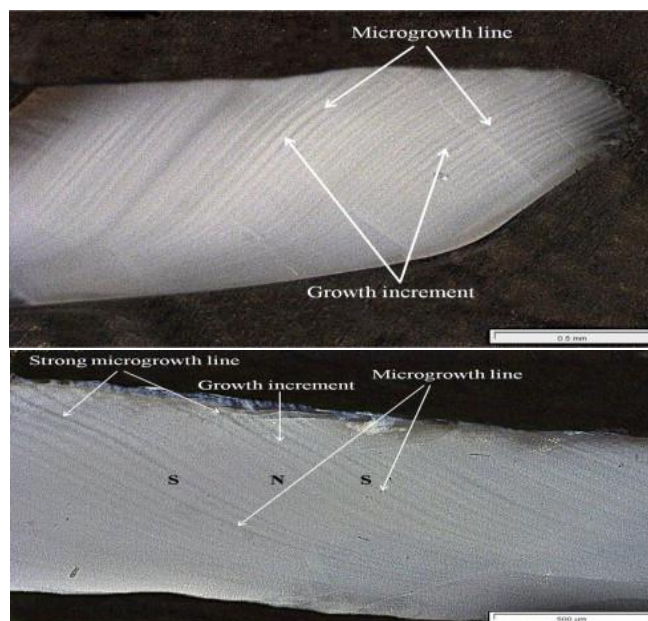
68 Hallmann

69 García-Escárzaga

70 Mirzaei



شکل ۳: طرح شماتیک و تصاویر پوسته دوکفه‌ای سفت (*mercenaria*) نشان می‌دهد: (a) سطح بیرونی کفه سمت چپ و موقعیت برش شعاعی برای افزایش رشد داخلی. (b) افزایش رشد داخلی و لایه‌های پوسته در مقطع شعاعی؛ (c) مقطع پوسته تحت نور انعکاسی که رشد متناوب خاکستری (افزایش شفاف/T) و سفید (مات/O) را نشان می‌دهد. و (d) مقطع پوسته تحت نور عبوری، افزایش رشد شفاف (روشن) و مات (سیاه) را نشان می‌دهد (جونز و کویت‌مایر ۱۹۹۶).



شکل ۴: خطوط ریزرشد ضعیف و افزایش رشد شفاف در محدوده N و خطوط ریزرشد قوی و افزایش رشد مات در محدوده S در لایه پوسته صدف راه راه خونی. N: حداکثر که کشند و S: حداکثر مه کشند. افزایش رشد به شکل فضایی واضح‌تر در بین خطوط ریزرشد که کاملاً تیره هستند، قابل مشاهده است (میرزایی و همکاران ۲۰۱۴).

آن چه اهمیت دارد، دلایل و عوامل تاثیرگذار بر چگونگی شکل‌گیری و الگوی رشد است. برای مثال بررسی برخی از دوکفه‌ای‌ها نشان داده است که رشدی بر پایه ساعت زیستی هماهنگی با عوامل محیطی و نجومی، یعنی کشند، دارند؛ در این مورد می‌توان به افزایش ضخامت پوسته در گونه‌ای از صدف‌های سیاه رودخانه‌ای به اسم *Elliptio complanate* که از رودخانه هادسون^{۷۱} مورد

مطالعه قرار گرفته است (سترایر^{۷۲} و همکاران ۲۰۲۱) اشاره کرد. و به طور مشخص بررسی گونه *Bathymodiolus brevior* که در عمق اقیانوس رشد می‌کند نشان داده است که خطوط ریزش و افزایش رشد روزانه را در پوسته خود به نمایش می‌گذارد. علاوه بر این، برخی از بخش‌های پوسته الگوی رشد تحت تاثیر کشند را نشان می‌دهند که معمولاً در دوکفه‌ای‌های کشندی مشاهده می‌شود. بنابراین نرخ رشد روزانه پوسته به صورت دوهفته‌ای در نوسان است (شون و ژیرر ۲۰۰۵). تنها نوسانات کشندی نیستند که بر رشد تاثیر می‌گذارند و در الگوهای رشد پوسته می‌توان آنها را جست‌وجو کرد. همچنین بسیاری از رویدادهای فیزیولوژیکی و محیطی مانند تخم‌ریزی، شوک‌های زمستانی (یخ‌زدگی)، شوک‌های تابستانی (گرما)، شوک‌های حرارتی، دوره‌های کشندی و طوفان‌های بزرگ به وضوح در ریز ساختار پوسته ثبت می‌شوند (کنیش و اولسون ۱۹۷۵). ارتباط خطوط ریزش و افزایش رشد صدف با کشند محل در زمان رشد، به شکل‌های مختلفی قابل بررسی است، برای مثال شکل ۵ توضیح مفصلی از شروع بررسی تا دریافت داده را به تصویر کشیده است که حاصل از مطالعه اوتر^{۷۳} (۲۰۱۹) می‌باشد. با توجه به ارتباط الگوهای رشد جزئی با الگوی رشد اصلی، واضح است که افزایش رشد سالانه نیز تحت تاثیر برخی از پارامترهای فیزیولوژیکی مثل فصل تخم‌ریزی (جونز ۱۹۸۳) و پارامترهای زیست‌محیطی مثل شوری (گیسون^{۷۴} و همکاران ۲۰۰۱؛ لوبروتون^{۷۵} و همکاران ۲۰۲۱) و افزایش فصلی دما (جونز و کویت‌مایر ۱۹۹۶) است. از طرفی تجزیه و تحلیل نشان داده است که سرعت رشد و فصل تشکیل پوسته در عرض‌های جغرافیایی به دلیل نوسانات دمای آب به ویژه در زمستان و تابستان متفاوت است (کویت‌مایر و همکاران ۱۹۸۵). معمولاً گونه‌هایی که بالای مدار ۲۵ درجه عرض شمالی زندگی می‌کنند در فصل زمستان توقف رشد دارند، اما این توقف فصلی برای گونه‌هایی که زیست‌بوم آنها در عرض جغرافیایی ۱۵ درجه تا ۳۰ درجه شمالی یا جنوبی است، غالباً در تابستان مشهود است و برخی از گونه‌ها در فاصله ۱۵ درجه از خط استوا هیچ گونه توقفی ندارند (کیلام^{۷۶} و کلافام^{۷۷} ۲۰۱۸). دوکفه‌ای‌های سفتی که در قسمت شمالی محدوده زیست‌بوم خود زندگی می‌کنند بیشترین افزایش تیره را در زمستان تشکیل می‌دهند، در حالی که در آب‌های جنوبی این افزایش باعث تابستان و اوایل پاییز می‌شود (جونز ۱۹۸۳؛ جونز و همکاران ۱۹۹۰). چرخه‌های سالانه در داده‌های ایزوتوپی اکسیژن از دوکفه‌ای‌های فسیلی و دوکفه‌ای‌های مدرن، تغییرات قابل توجهی را در فصل تشکیل افزایش رشد نشان می‌دهد. داده‌های ایزوتوپی نشان می‌دهد که گونه‌ای از *Gryphaea arcuata* مربوط به دوره ژوراسیک از بریتانیای کبیر، در بسیاری از فصل‌های گرم، مانند بسیاری از دوکفه‌های دیگر، افزایش تیره ایجاد کرده است. همچنین ایزوتوپ‌های اکسیژن در پوسته‌های عهد حاضر و فسیلی *Mercenaria sp.* از سواحل شرقی ایالات متحده و دشت‌های ساحلی اقیانوس اطلس و خلیج فارس نشان می‌دهد که در عرض جغرافیایی شمالی افزایش تیره معمولاً در فصل زمستان شکل می‌گیرد در حالی که در عرض‌های جغرافیایی پایان‌تر در طول تابستان تا اوایل پاییز شکل می‌گیرد (جونز ۱۹۸۰). باید توجه داشت که دمای مستند در پوسته، دمای آبی هست که جاندار در آن رشد کرده است. داده‌های ایزوتوپ اکسیژن اندازه‌گیری شده در پوسته نرم‌تنان مکشوفه از سایت‌های باستانی، اغلب برای ارزیابی فصل صید استفاده می‌شود (بیلی^{۷۸} و همکاران ۱۹۸۳؛ کنت^{۷۹} و ورهیز ۱۹۹۶؛ مانینو و همکاران ۲۰۰۳؛ کویت‌مایر و همکاران ۲۰۰۵؛ اندروس^{۸۰} و کرو ۲۰۰۸؛ جونز^{۸۱} و همکاران ۲۰۰۸؛ کاره^{۸۲} و همکاران ۲۰۰۹؛ کولونزه^{۸۳} و همکاران ۲۰۰۹؛

72 Strayer

73 Otter

74 Gibson

75 Lebreton

76 Killam

77 Clapham

78 Bailey

79 Kennett

80 Andrus

81 T. L. Jones

82 Carre

83 Colonese

تامسون و اندروس (۲۰۱۱). این داده‌ها همچنین برای بازسازی شرایط دیرین آب و هوایی مانند دمای سطح دریا (SST) یا الگوهای بارش استفاده می‌شود. در واقع می‌توان بر اساس آنالیز ایزوتوپ‌های موجود در پوسته صدف، تصویری از شرایط محیطی در گذشته را ترسیم کرد. به طور اساسی بررسی ایزوتوپ‌های اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) و مواردی همچون کربن ($\delta^{13}\text{C}$) می‌تواند شواهد مناسبی از بررسی تغییرات اقلیمی فراهم آورد (گراسمن^{۸۴} و کو^{۱۹۸۶}؛ کوپر^{۸۵} و همکاران ۱۹۹۱؛ مترف و همکاران ۲۰۰۳؛ مککاناگه^{۸۶} و گیلیکین ۲۰۰۸؛ کولونزه و همکاران ۲۰۰۹؛ گود^{۸۷} و همکاران ۲۰۱۸).

ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن

به طور کلی بسیاری از جانداران دریایی، پوسته یا اسکلتی از ترکیبات شیمیایی موجود در آب دریا ایجاد می‌کنند و از این رو، ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن موجود در آب دریا در کربنات این پوسته‌ها ذخیره می‌شود (دول^{۸۸} ۱۹۵۲؛ کوپر و همکاران ۱۹۹۱؛ آراونا^{۸۹} و همکاران ۱۹۹۳؛ شولتس^{۹۰} و همکاران ۲۰۲۰). برای مثال دیاتوم‌ها^{۹۱} که بخش بزرگی از فیتوپلانکتون‌ها^{۹۲} را تشکیل می‌دهند، پوسته سیلیکاته خود را از سیلیسیم موجود در آب می‌سازند (کومبس^{۹۳} و همکاران ۱۹۶۷؛ آنکوف^{۹۴} و همکاران ۲۰۲۰)، و بعضی از مرجان‌ها نیز طی فرایند ته‌نشین کردن مواد آهکی، کربنات کلسیم موجود در آب دریا، اسکلت‌های آب‌سنگی می‌سازند (لویا^{۹۵} ۱۹۷۲؛ لنگدن^{۹۶} و همکاران ۲۰۰۰). در واقع این فرایند که به آن زیست‌کانی‌سازی^{۹۷} گفته می‌شود، اثر شیمیایی^{۹۸} آب دریا را در زمان تشکیل پوسته ثبت می‌کند. نکته قابل توجه در مورد زیست‌کانی‌سازی این است که این فرایند عموماً با زیست‌فروپاشی^{۹۹} همراه است (ورت^{۱۰۰} ۲۰۱۲).

84 Grossman

85 Cooper

86 McConnaughey

87 Goude

88 Dole

89 Aravena

90 Scholz

91 Diatoms

92 Phytoplanktons

93 Coombs

94 Annenkov

95 Loya

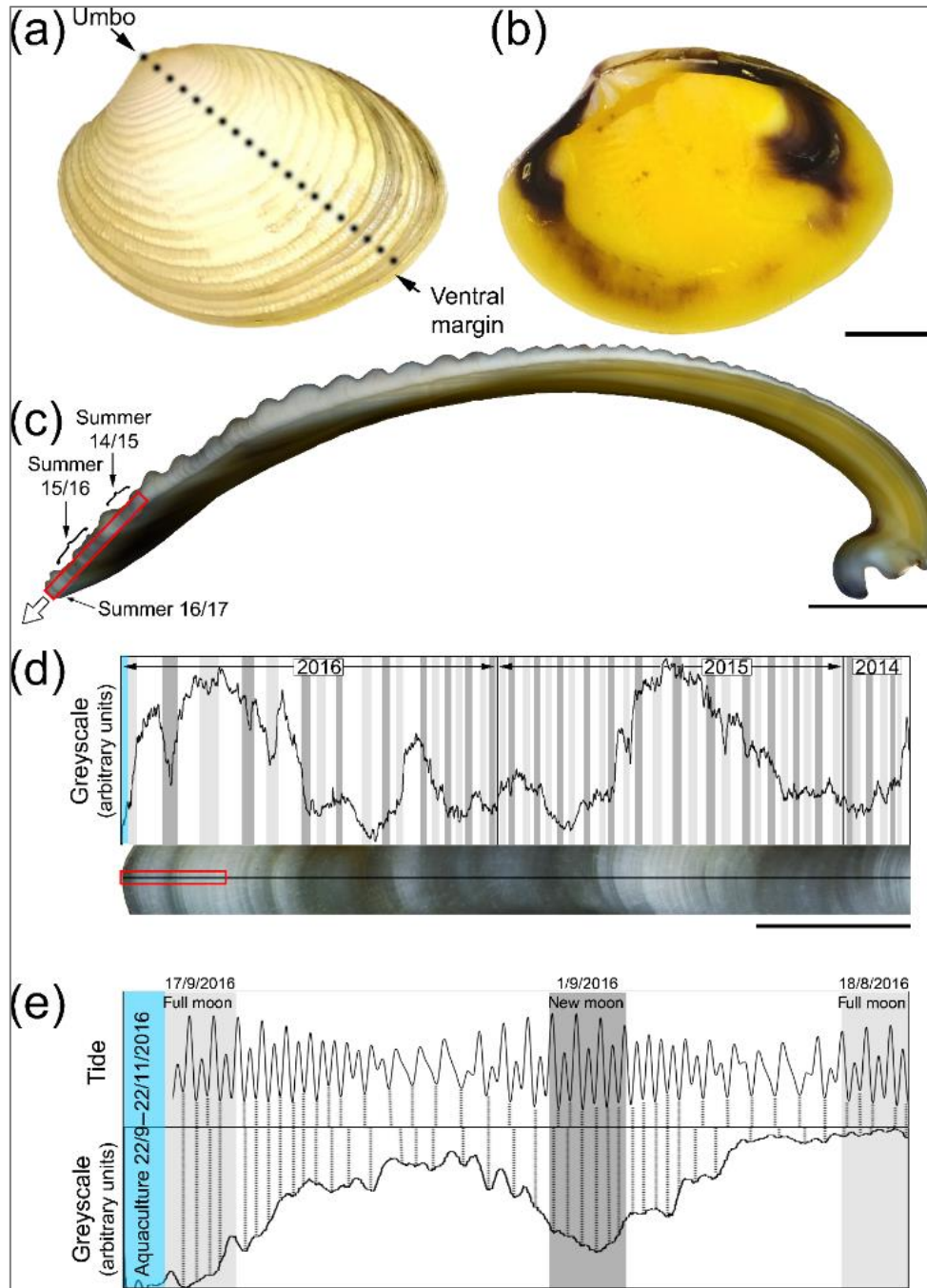
96 Langdon

97 Biomineralization

98 Chemical Signature

99 Biodegradation

100 Vert



شکل ۵: مطالعه اسکروکرونولوژی پوسته *Katelysia rhytiphora*; (a) سطح خارجی و (b) داخلی پوسته است. نقطه چین سیاه در (a) زاویه و محل گرفتن مقطع از پوسته را نشان می‌دهد، که در آن محل امبو و حاشیه شکمی مشخص شده است. یک فلش سفید در (c) رشد کلی پوسته را نشان می‌دهد. با بزرگ‌نمایی کادر قرمز و تصویر سیاه سفید به عنوان یکای اختیاری که از خطوط رشد پوسته بدست آمده (ماه کامل: نور خاکستری، ماه نو: خاکستری تیره) همبستگی، در (e) شدت روشنایی خاکستری تیره کشند محل جمع‌آوری دو کفه‌ای دارد که نشان‌دهنده یک تفکیک رشد دو هفته‌ای در این منطقه پوسته است (اوتر و همکاران ۲۰۱۹).

در حقیقت تفاوت در متابولیسم و فیزیولوژی گونه‌های مختلف زیست‌کانی‌ساز، باعث می‌شود پوسته‌ها و اسکلت‌های خود را به روش‌های منحصر به فرد ایجاد کنند. تمایزهای بیولوژیکی باعث می‌شود بعضی از گونه‌ها ویژگی‌های شیمیایی^{۱۰۱} آب دریا در فرایند زیست‌کانی‌سازی را کمی متفاوت از آنچه واقعا اتفاق افتاده است در پوسته خود ثبت کنند. این اثرات بیولوژیکی بر ویژگی‌های ژئوشیمیایی کان‌بافت به عنوان اثرات حیاتی^{۱۰۲} شناخته می‌شوند (ایریز^{۱۰۳} ۱۹۷۸؛ هیل^{۱۰۴} و همکاران ۲۰۱۱؛ ورت و همکاران ۲۰۱۲). برای مثال ترکیب ایزوتوپی پوسته‌روزن‌داران که از کربنات کلسیم (CaCO_3) ساخته شده‌است، تحت تأثیر عواملی مانند هم‌زیستی با جلبک یا فیزیولوژی مخصوص گونه قرار می‌گیرد (زیب^{۱۰۵} و همکاران ۲۰۰۸). درک اثرات حیاتی بسیار مهم است، زیرا بر نحوه تفسیر داده‌های دیرینه‌اقلیم‌شناسی و هواشناسی تأثیر می‌گذارد. عدم شناخت صحیح منشاء به هم خوردن تعادل ایزوتوپ پوسته و آب دریا و یا اثرات حیاتی در انواع موجودات زیست‌کانی‌ساز، و ثابت یا متغیر بودن این اثرات، کاربرد نسبت‌های ایزوتوپی کربن و اکسیژن در دیرین‌اقیانوس‌شناسی را با چالش مواجه کرده است. اکثر مطالعات دیرینه‌شناختی که با جداسازی و بررسی کربنات همراه است، با فرض بر این که اثر حیاتی در یک گونه معین ثابت است و در طول زمان تغییر نمی‌کند، از این مشکل چشم‌پوشی کرده‌اند (زیوری^{۱۰۶} و همکاران ۲۰۰۳). از طرفی بسیاری از بی‌مهرگان آبزی (نرم‌تنان، سرپایان، روزنبران، بازوپایان) دارای اسکلت خارجی از جنس کربنات کلسیم هستند که به نوع آراگونیت یا کلسیت، زیست‌کانی‌سازی شده‌اند (ری^{۱۰۷} و دنیلز ۱۹۵۷). تحقیقات نشان داده است در نرم‌تنانی با تنفس آبشش که پوسته خود را به شکل آراگونیتی می‌سازند، $\delta^{18}\text{O}$ پوسته، به میزان $\delta^{18}\text{O}$ آبی که در آن زندگی می‌کنند، بستگی دارد (لنگ و لوئیس ۲۰۱۶). از طرفی فراوانی این ایزوتوپ در آراگونیت، در تعادل و یا نزدیک به تعادل با نسبت ایزوتوپ‌های اکسیژن آب دریا است. به عبارتی فراوانی ایزوتوپ‌های اکسیژن در پوسته آراگونیتی، مستقل از فرایندهای شکنش فیزیولوژیکی یا اثرات حیاتی می‌باشد (اندروس و آرتور ۱۹۸۳؛ اپشتاین^{۱۰۸} و همکاران ۱۹۵۱، ۱۹۵۳؛ اپشتاین و لونستام ۱۹۵۳؛ گراسمن و کو ۱۹۸۶؛ کویت‌مایر و همکاران ۱۹۹۷). بر این اساس با توجه به ترکیب شیمیایی پوسته CaCO_3 و پایدار بودن ایزوتوپ‌های ^{18}O و ^{16}O ، سنجش نسبت ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن در پوسته متشکل از کربنات کلسیم صدف نرم‌تنان، اطلاعات جالب توجهی را در اختیار پژوهشگر قرار می‌دهد. این مورد بر اساس تفاوت نسبی ایزوتوپ‌های ورودی (مانند بارش و یا رواناب)، ایزوتوپ‌های خروجی (به عنوان مثال تبخیر) و درجه حرارت در هر دو محیط آب‌های شیرین و دریایی تعیین و مشخص می‌شود (لنگ و لوئیس ۲۰۱۶).

101 Chemical Signature

102 Vital Effects

103 Erez

104 Hill

105 Zeebe

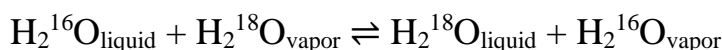
106 Ziveri

107 Wray

108 Epstein

با سنجش تغییرات نسبت‌های ایزوتوپی اکسیژن در پوسته نرم‌تنان، چرخه دمای سالانه را می‌توان پی‌گیری کرد، به طوری که با نمونه برداری از پهنه‌ی نمونه (پوسته کلسیته) می‌توان سن آن و دامنه دمایی زمانی را که پوسته در آن بازه تشکیل شده است را به طور تقریبی محاسبه کرد (کرانتز^{۱۰۹} و همکاران ۱۹۸۴). استفاده از سنجش نسبت ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن از پوسته کلسیته نرم‌تنان، یک روش اثبات شده و مقرر برای استخراج اطلاعات زیست محیطی از بازه‌های زمانی روزانه (گودوین^{۱۱۰} و همکاران ۲۰۰۱) تا صد ساله است (شون و همکاران ۲۰۰۴؛ اسکورس^{۱۱۱} و همکاران ۲۰۰۶). اکسیژن سه ایزوتوپ پایدار، ¹⁶O، ¹⁷O و ¹⁸O با فراوانی طبیعی نسبی به ترتیب ۹۹/۷۶، ۰/۰۴ و ۰/۲۰ درصد دارد و به دلیل فراوانی بیشتر و تفاوت جرم بیشتر بین ¹⁶O و ¹⁸O، تحقیقات در مورد نسبت‌های ایزوتوپی اکسیژن به طور معمول به نسبت‌های ¹⁸O/¹⁶O مربوط می‌شود. تحقیقات نشان داده است که ¹⁸O دریا ارتباط تنگاتنگی با چرخه هیدرولوژیکی دارد که شامل تبخیر، انتقال بخار جوی و بازگشت آب شیرین به اقیانوس از طریق بارش و یا ذوب کوه یخ است. علاوه بر این، ذخیره طولانی مدت آب شیرین در سفره‌های زیرزمینی و صفحات یخی به طور قابل توجهی بر ¹⁸O آب دریا تأثیر می‌گذارد (رولینگ^{۱۱۲} و کوک ۱۹۹۹).

معادله تبادل ایزوتوپی در سطح مشترک هوا و دریا توسط موارد زیر انجام می‌شود (رولینگ و کوک ۱۹۹۹):



مولکول‌های سبک‌تر به دلیل فشار بخار بالاتر در مرحله تبخیر غنی می‌شوند.

تحقیقات ثابت کرده است ضریب شکنش برای تبادل تعادلی $\alpha_{l-v} = [^{18}\text{O}/^{16}\text{O}]_l / [^{18}\text{O}/^{16}\text{O}]_v$ است و متداول‌ترین رابطه بین α_{l-v} و دما به صورت زیر است؛ در این رابطه که T: دما بر حسب کلونین، کاهش شکنش به ازای افزایش دما را نشان می‌دهد (رولینگ و کوک ۱۹۹۹).

$$\alpha_{l-v} = \exp \{ (1.137T^2) \times 10^3 - (0.4156T^{-1}) - 2.0667 \times 10^{-3} \}$$

در این رابطه T: دما بر حسب کلونین، کاهش شکنش به ازای افزایش دما را نشان می‌دهد.

از آنجا که نسبت فشار بخار ¹⁶O به ¹⁸O به ترتیب ۱.۰۰۸ و ۱.۰۱۱ در دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد و ۰ درجه سانتی‌گراد است، تبخیر و تراکم به طور مداوم فراوانی ¹⁸O آنها را تغییر می‌دهد. بزرگی تغییرات ¹⁸O در اقیانوس‌ها برای تعیین مقیاس درجه حرارت معتبر مهم است، زیرا این دماسنج اساساً به میزان تفاوت بین محتوای ¹⁸O کربنات کلسیم و آبی که در آن رسوب کرده است بستگی دارد (اپشتان و همکاران ۱۹۵۱). شکل‌گیری ایده آنالیز ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن برای بازسازی دمایی را باید نتیجه تلاش و بررسی‌های هارولد یوری دانست. یوری در واقع پیشگام کار بر روی ایزوتوپ‌ها است و از جمله افرادی است که به علت

109 Krantz

110 Goodwin

111 Scourse

112 Rohling

بررسی خواص ترمودینامیکی مواد ایزوتروپیک شناخته می‌شود (یوری^{۱۱۳} ۱۹۴۷). البته همکاری اپشتاین با یوری زمینه گسترش استفاده از بررسی ایزوتوپ‌ها در پوسته‌ صدف‌ها را فراهم آورد. آنها به بررسی و امکان‌سنجی روشی برای اندازه‌گیری دمای دیرینه که به تنوع اکسیژن ۱۸ در کربنات کلسیم رسوب شده در دریا بستگی دارد، پرداختند. مطالعه موردی آنها بر روی پوسته‌های کربنات فسیلی نشان داد که به احتمال زیاد بلمنیت‌ها (فشنگچه - گونه‌ای منقرض شده)، شرایط ایزوتوپی آبی محل و دوران رشد را حفظ کرده‌اند. بر اساس نتایج حاصل، از آنجا که فراوانی ایزوتوپ ^{18}O در کربنات کلسیم با تغییرات دمای آبی که در آن شکل گرفته در ارتباط است، این تغییرات را می‌توان به عنوان یک معیار برای بیان تغییرات دمایی در نظر گرفت. به طوری که اگر ارتباطی بین فراوانی اکسیژن در این ترکیبات و دما و آب محیط رشد یافت شود، می‌توان یک معیار سنجش دما بر اساس صدف‌های امروزی تهیه کرد. در نتیجه برای فسیل‌ها و رسوبات باستانی، تنها کافی است این مقیاس دمای امروزی آماده شده و مقدار ایزوتوپ اکسیژن در پوسته باستانی اندازه گیری شود. بر این اساس می‌توان دمای زمان رشد صدف را تعیین کرد (یوری و همکاران ۱۹۵۱). این بدان معناست که اگر مقدار نسبی $\delta^{18}\text{O}$ آبی که پوسته در آن رشد کرده است مشخص باشد، می‌توان دما را با دقت 1°C تعیین کرد. چراکه فراوانی نسبی $\delta^{18}\text{O}$ آب، متناسب با شوری و دما افزایش می‌یابد (اپشتاین و همکاران ۱۹۵۱). البته در مطالعات اولیه آنها، خطاهایی وجود داشت که در گزارش بعدی رفع شد (اپشتاین و همکاران ۱۹۵۳). مطالعات بیشتر در این حوزه نشان داده است دمایی که اسکلت بیرونی نرم تن رسوب‌گذاری و رشد می‌کند بستگی به حد آستانه رسوب‌گذاری اسکلت یک گونه معین و در شرایط بحرانی بستگی به عوامل کنترل محیطی دارد. میانگین دمای تعیین شده از رسوب اسکلت، ممکن است به چند درجه از حداکثر نوسانات سالانه دمای محیط یک منطقه محدود شود. بنابراین هیچ گونه‌ای را نمی‌توان به تنهایی برای تعیین میانگین دمای دیرینه استفاده کرد (اپشتاین و لونستام ۱۹۵۳). این موضوع منجر به بررسی‌های گسترده بر روی پوسته کلسیت^{۱۱۴} نرم‌تنان زنده دریایی و فسیل آنها شد (اپشتاین و مایدا ۱۹۵۳). این مطالعات، زمینه بررسی‌های بعدی بر روی گونه‌های مختلف نرم‌تنان را به همراه داشت. برای مثال در بازسازی شرایط اقلیمی و محیطی باستانی در منطقه کانال بیگل در اواخر هولوسن از پوسته‌های فسیلی گونه *Ameghinomya antiqua* و جدید استفاده شد (موران^{۱۱۴} و همکاران ۲۰۲۱). همچنین می‌توان به یکی از اولین مطالعات اسکلوکرونولوژی یک نوع اویستر (*Ostrea lurida*) اشاره کرد که به ارزیابی فراوانی $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ و همچنین ارتباط $\delta^{18}\text{O}$ با الگوهای درجه حرارت فصلی می‌پرداخت. این مطالعه نشان داد که مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ پوسته، با شرایط دما و شوری و متناسب با نظم فصلی تغییر می‌کنند (بوچی^{۱۱۵} و همکاران ۲۰۲۱). بررسی‌های اولیه در زمینه ایزوتوپ‌های پایدار ($\delta^{13}\text{C}$ ، $\delta^{18}\text{O}$) متمرکز بر دستیابی به تغییرات دمایی آب و هوا، شوری آب و تعاملات آن در لایه‌ها و مقاطع پوسته‌های کلسیت و آراگونیت بوده است (سسپولیو و همکاران ۱۹۹۹). تفاوت در خواص شیمیایی عناصر، همچون تفاوت در فشار بخار و ثابت تعادل واکنش‌های تبادل، تا حدودی بر اختلاف نسبت ایزوتوپ‌های سبک در طبیعت اثرگذار است. مطمئناً تغییرات ایزوتوپ‌های هیدروژن و اکسیژن در آب‌های شیرین در مقایسه با دریا، به دلیل

113 Urey

114 Morán

115 Bucci

تفاوت فشار بخار انواع آب حاوی هیدروژن و دوتریوم یا سه ایزوتوپ ۱۶، ۱۷ و ۱۸ اکسیژن است (یوری و همکاران ۱۹۵۱).

اما در محیط‌های اقیانوسی، درجه حرارت آب، شوری و حجم میزان یخ سطح کره (در زمانبندی‌های طولانی مدت) مهمترین عوامل موثر بر میزان ایزوتوپ‌های اکسیژن هستند (آهارون^{۱۱۶} ۱۹۹۱؛ سسپولیو و همکاران ۱۹۹۹؛ مترف و همکاران ۲۰۰۳). آنچه مشخص است، تأثیر دما بر میزان و نسبت ایزوتوپ‌های اکسیژن آب است که بر ترکیب ایزوتوپ مواد معدنی کربناتی مختلف (کلسیت و آراگونیت) تأثیرگذار است (اپشتاین و همکاران ۱۹۵۱). از این رو بررسی ارتباط ایزوتوپ‌های اکسیژن پوسته نرم‌تنان و دمای سطح دریا و استخراج توابع انتقال، می‌تواند به عنوان معادله‌ای معمول برای ارزیابی دماهای دیرینه بر اساس پوسته‌های باستانی نرم‌تنان همچون صدف‌ها بکار رود. به‌طور کلی مدل‌سازی سیستم آب و هوایی را نمی‌توان بدون ثبت دمای سطح دریا (SST) تصور کرد. از طرفی داده‌های مشاهده‌ای SST، تا قبل از حدود سال ۱۹۵۰ نیز بسته به موقعیت زمانی و مکانی با نواقصی همراه بوده‌اند و علاوه بر این، تقریباً هیچ نشانگر SST با وضوح بالا از محیط‌های دریایی معتدل و ساحلی وجود نداشته است. با اینحال دمای سطح آب جنوب دریای شمال در دوره ۱۸۸۴ – ۱۹۸۳، از سنجش نسبت‌های ایزوتوپی اکسیژن در پوسته صدف‌های ایسلندی بازسازی شده است (شون و همکاران ۲۰۰۴). در ادامه بر اساس این روش، دمای عمق آب در اوایل دوره هولوسن در شمال دریای شمال (دریایی کرانه‌ای از اقیانوس اطلس) نیز بازسازی شد (تروفیمووا^{۱۱۷} و همکاران ۲۰۲۱). با سنجش تغییرات نسبت ایزوتوپی اکسیژن در پوسته نرم‌تنان، چرخه دمای سالانه را می‌توان بررسی کرد، به طوری که با نمونه برداری در راستای مسیر رشد پوسته کلسیته، می‌توان سن آن و دامنه دمایی زمان رشد را به طور تقریبی محاسبه کرد (کرانتز و همکاران ۱۹۸۴). بر اساس یک توافق بین‌المللی، نسبت غلظت ایزوتوپ‌های کمیاب به دیگر ایزوتوپ‌های یک اتم که به فراوانی در طبیعت یافت می‌شوند، به عنوان یک نسبت قابل تعمیم به صورت زیر بیان می‌شود (خلج‌امیرحسینی ۲۰۱۴):

$$\delta_x (0/00) = [R_x / R_{\text{standard}} - 1] \times 1000 = [R_x - R_{\text{standard}} / R_{\text{standard}}] \times 1000$$

در اینجا R_x ، نسبت مقدار ایزوتوپ کمیاب مرجع به مقدار آن در نمونه و R_{standard} نسبت مقدار ایزوتوپ کمیاب مرجع به مقدار آن در استاندارد مرجع (مطابق با کنوانسیون بین‌المللی) است. استانداردهایی که اغلب مورد استفاده قرار می‌گیرند عبارتند از:

استاندارد متوسط آب اقیانوس (SMOW) که به‌عنوان استاندارد جهت بررسی نسبت‌های هیدروژن یک (H۱) به دتریوم (H۲) و همچنین برای بررسی نسبت ^{16}O به ^{18}O موجود در مولکول آب در مطالعات آب‌شناسی مورد استفاده قرار می‌گیرد (خلج‌امیرحسینی ۲۰۱۴).

PDB^{۱۱۸}، که کلسیت موجود در یک فسیل در سازند (Grand Canyon, USA) Peedee-Formation است و به‌عنوان استاندارد در بررسی نسبت ایزوتوپی ^{12}C به ^{13}C و همچنین بررسی نسبت ^{16}O به ^{18}O و به‌طور ویژه در مطالعات رسوب‌شناسی مورد استفاده قرار می‌گیرد (خلج‌امیرحسینی ۲۰۱۴).

نحوه نمونه‌برداری و آنالیز ایزوتوپی

برای شروع نمونه‌برداری از فسیل صدف جهت آنالیز ایزوتوپی قبل از هر چیز باید توجه داشت که بازسازی شرایط محیطی اولیه با استفاده از آنالیز ژئوشیمیایی فسیل‌ها به نمونه‌هایی تحت کنترل نیاز دارد. به منظور انجام نمونه‌گیری از صدف‌های تاریخی و فسیلی سطح صدف پاکسازی و کمی تراشیده شود (بهتر است از سنباده نرم استفاده شود) تا عوامل خارجی برطرف و زدوده شوند. سپس نمونه‌برداری جهت آنالیز سنجش نسبت ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن از نقاط گسسته‌ای بر روی لایه خارجی پوسته و بوسیله مته ۰/۵ میلی‌متری دندان پزشکی توصیه می‌شود. به‌منظور حذف آلودگی‌های آلی، نمونه‌های کربنات برداشته شده بمدت ۳ ساعت در محلول ۱۵ درصد پراکسید هیدروژن (H_2O_2) غوطه‌ور می‌شوند. البته برخی گزارش‌ها پیش از انجام هر فعالیتی و به‌منظور برطرف کردن آلودگی‌های مواد آلی، غوطه‌وری پوسته صدف در پراکسید هیدروژن ۱۰ درصد (مترف و همکاران ۲۰۰۳؛ مولر و همکاران ۲۰۱۷) و یا قرارگیری در خلاء با دمای 375°C و به‌مدت یک ساعت را نیز توصیه کرده‌اند (کالتون و همکاران ۲۰۰۹). پس از تخلیه پراکسید هیدروژن، نمونه‌ها با آب مقطر و در ادامه، دو مرحله متوالی با متانول ۹۹ درصد (CH_3OH) شست‌وشو داده می‌شوند. در نهایت نمونه‌ها به‌صورت خشک نگهداری می‌شوند. با این شرایط نمونه‌ها آماده آنالیز با روش‌های استاندارد می‌باشند. عموماً مرحله اول شامل واکنش اولیه با اسید ارتو فسفریک ۱۰۰ درصد به مدت ۱۵ دقیقه در خلأ و دمای 90°C است. هم‌زمان یک سیستم آماده سازی کربنات، تولید و تصفیه CO_2 خارج شده را تسهیل می‌کند تا در نهایت تفاوت ایزوتوپی بین نمونه CO_2 مشتق شده و استاندارد (PDB) (اپشتاین و همکاران ۱۹۵۳) توسط دستگاه طیف‌سنج تعیین شود (کویت‌مایر و همکاران ۱۹۹۷؛ کالتون و همکاران ۲۰۰۹). اما نکته‌ای که بیش از هر چیزی حایز اهمیت است، تشخیص محل دقیق نمونه‌برداری است. بر اساس گزارش کوبوتا و همکاران (۲۰۱۷)، صدف دوکفه‌ای سفت‌پوسته با نام علمی *Mercenaria.stimpsoni* شامل یک لایه بیرونی (OL) با ترکیبی از ریز ساختارهای منشوری و ورقه‌ای و یک لایه داخلی (IL) با ریزساختار همگن است. هر دو لایه بیرونی و داخلی از آراگونیت تشکیل شده‌اند. لایه بیرونی نیز خود به یک قسمت بیرونی منشوری (بیرونی-OL) و بخش داخلی ورقه‌ای (داخلی-OL) تقسیم می‌شود (شکل ۶). $\delta^{18}\text{O}$ تنها در بخش بیرونی OL قابل اندازه‌گیری است. با توجه به گزارش کوبوتا و همکارانش (۲۰۱۷) می‌توان نمونه‌های پودری لازم جهت آنالیز را در امتداد حاشیه شکمی تا آمو بوسیله یک مته کاربرد-تنگستن مثلثی شکل (SHOFU) و در فواصل ۱ تا ۲ mm تهیه کرد. معمولاً نمونه‌هایی که از قسمت‌های پوسته‌ای در مراحل اولیه زندگی گرفته شده‌اند، مناسب نیستند، زیرا OL بیرونی آنقدر نازک است که در نمونه، بخشی از OL داخلی نیز وارد می‌شود. این در حالی است که گارسیا اسکارزاگا و همکارانش در مطالعه گونه‌ای از حلزون‌های دریایی (*Phorcus lineatus*) که از لایه‌های

فرهنگی بدست آمده بود، ابتدا لایه کلسیت بیرونی را با استفاده از میکرودریل و یک مته ۲ mm حذف کردند تا به لایه آراگونیت داخلی دسترسی یابند. در این مطالعه میکرو نمونه‌های کربنات به صورت دستی از لایه آراگونیت (شکل ۷) با استفاده از میکرودریل دندانپزشکی با مته ۰/۵ mm و زیر استریو میکروسکوپ گرفته است (گارسیا اسکارزاگا و همکاران ۲۰۱۹).

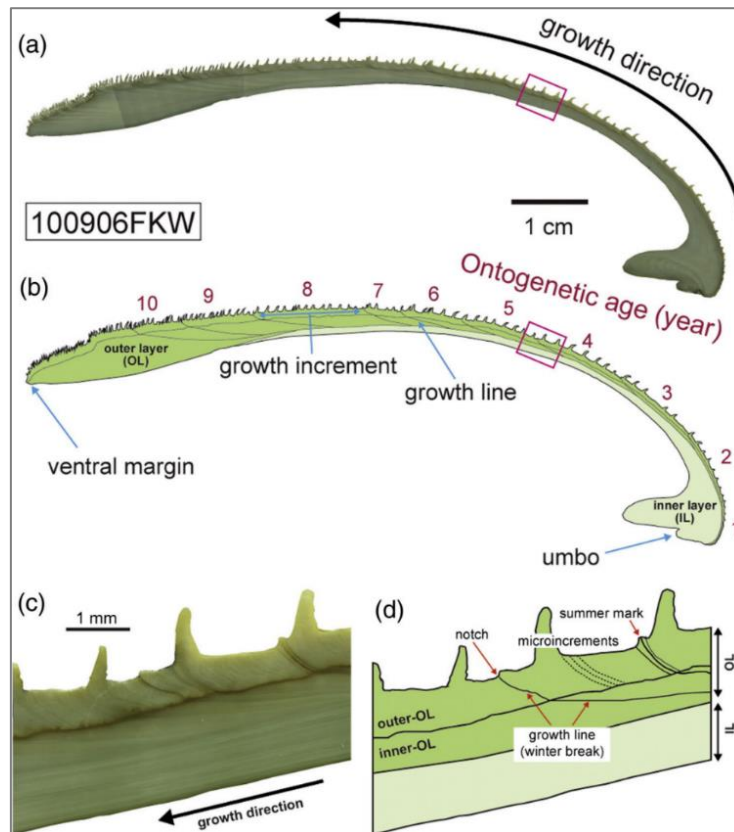
چراکه تحقیقات قبلی با استفاده از میکروسکوپ سنگ‌نگاری، میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) و پراش اشعه ایکس (XRD)، نشان داده است که *P. lineatus* دارای یک لایه پوسته کلسیت خارجی و یک لایه آراگونیت داخلی است (گوتیرز زوگاستی^{۱۱۹} و همکاران ۲۰۱۵). این روش نمونه‌برداری در گونه‌های دیگر که از همین جنس بوده‌اند نیز مورد استفاده بود که نتایج دقیقی به‌همراه داشتند (کولونزه و همکاران ۲۰۰۹؛ مانیو و همکاران ۲۰۱۴؛ پرندرگاست و همکاران ۲۰۱۶). به طور میانگین وزن هر نمونه ۴۰ تا ۶۰ میکروگرم و فاصله نقاط نمونه‌گیری ۰/۵ mm از یکدیگر بوده است (گارسیا اسکارزاگا و همکاران ۲۰۱۹). واضح است که محل نمونه‌گیری در گونه‌های مختلف، متفاوت است و نیازمند مطالعات آزمایشگاهی قبلی است؛ برای مثال در گونه *O. lurida* نمونه برداری از ناحیه لولا (Hinge) صدف انجام شد (بوچی و همکاران ۲۰۲۱). برای صدف‌های جدید، فرایند به این صورت است که بلافاصله پس از جمع آوری، باید با دقت باز و گوشت آنها خارج شود. سپس پوسته‌ها در محلول ۶ درصد پراکسید هیدروژن (H_2O_2) به مدت ۶ ساعت قرار گرفته تا هرگونه اپی‌بیونتا^{۱۲۰} از سطح بیرونی پوسته خارج شود. بعد از آن در اسید نیتریک ۰/۱۵ نرمال به مدت ۲۰ دقیقه شسته شده تا هرگونه آلودگی سطحی بر پایه کربنات حل شود. در آخر لازم است صدف‌ها با آب مقطر شسته شوند. پیشنهاد شده است پس از برش هر پوسته در امتداد محور حداکثر رشد، مقاطع پوسته‌ای به ضخامت چند میلی متر بر روی اسلاید شیشه‌ای نصب شوند. همچنین نمونه‌برداری پی‌درپی با قطر مته ۳۰۰ میکرومتر با استفاده از New Wave Micromill (نوعی CNC) قابل انجام است (کلمن^{۱۲۱} و همکاران ۲۰۲۱). همچنین پیشنهاد شده است برای نمونه‌های جدید، آنالیز ماهانه ترکیب ایزوتوپی اکسیژن آب دریا ($\delta^{18}O_w$) نیز برای تعیین تغییرات فصلی آنها انجام شود. بهتر است نمونه‌های آب در طول کشند جمع آوری شوند (هویگنس^{۱۲۲} و همکاران ۲۰۲۰) برای آنالیز ایزوتوپی نمونه‌های آب از IRMS می‌توان استفاده کرد. با اینحال برخی داده‌های $\delta^{18}O_w$ و ایزوتوپ هیدروژن (δ^2H_w) در پایگاه داده IAEA (شبکه جهانی ایزوتوپ‌ها در رودخانه‌ها (GNIR) در دسترس است (کلمن و همکاران ۲۰۲۱).

119 Gutiérrez-Zugasti

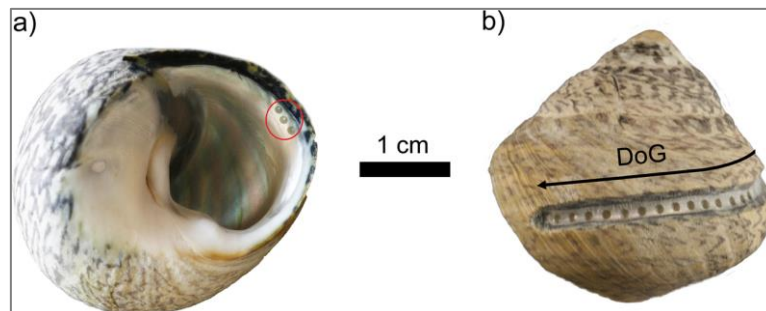
120 epibionta

121 Kelemen

122 Huyghe



شکل ۶: (a و b) مقطع صدف دوکفه‌ای سفت‌پوسته *M. stimpsoni* که در امتداد بیشترین محور رشد از آنبو تا حاشیه شکمی گرفته شده است؛ سطح مقطع پوسته به لایه داخلی (IL) و لایه بیرونی (OL) تقسیم می‌شود. (c و d) نمای بزرگتر از ناحیه a و b که با مستطیل مشخص شده است. OL به یک بخش داخلی و یک بخش خارجی (داخلی-OL، بیرونی-OL) تقسیم می‌شود که عموماً نمونه برداری جهت آنالیز ایزوتوپ‌ها از لایه بیرونی OL انجام می‌شود (کوبوتا و همکاران ۲۰۱۷).



شکل ۷: روش‌های نمونه‌گیری برای استخراج میکرونمونه‌های کربنات کلسیم از لایه آراگونیتی. (a) روش نمونه‌گیری مورد استفاده برای استخراج کربنات از قسمت داخلی لبه پوسته. (b) روش نمونه‌گیری برای استخراج نمونه‌های کربنات به صورت متوالی در امتداد حلقه مارپیچی از خارج پوسته. DoG: جهت رشد (گارسیا اسکارزاگا و همکاران ۲۰۱۹).

نسبت ایزوتوپی در کربنات نرم‌تنان دریایی با فرض ارتباط آن با شرایط آب دریا، به تغییرات دمایی آب دریا واکنش نشان می‌دهد. به عبارتی نسبت ایزوتوپ تعادلی اکسیژن کربنات‌های کلسیم تابعی از تغییرات دمایی است. این نسبت به واسطه هر 1°C افزایش دما، در حدود 0.24% درصد، کاهش می‌یابد (سسپولیو و همکاران ۱۹۹۹). پژوهشگران رابطه تجربی بین دما، ترکیب ایزوتوپ اکسیژن مواد معدنی مختلف از جمله کربنات کلسیم با منشأ زیستی (ایری^{۱۳۳} و سوزوکی ۲۰۲۰) و ترکیبات آبی را که در آن تشکیل شده است را تعیین کرده‌اند. بسیاری از پژوهشگران از رابطه تجربی اپشتاین استفاده می‌کنند (اپشتاین و همکاران ۱۹۵۳). این رابطه توسط کریگ^{۱۳۴} و گوردون (۱۹۶۵) به معادله دیرین‌دمایی تبدیل شد. این معادله در برخی از مطالعات مربوط به مواد آراگونیت نرم‌تنان (گراسمن و کو ۱۹۸۶) قابل استفاده است:

$$t = 20.60 - 4.34(c - (w - 0.27))$$

در این فرمول t دما ($^{\circ}\text{C}$)، c نسبت $\delta^{18}\text{O}$ به PDB در پوسته کلسیته و w نسبت $\delta^{18}\text{O}$ آب دریا به استاندارد متوسط آب اقیانوس (SMOW) می‌باشد. به‌طور کلی همچون مطالعه و بررسی نوارهای رشد که عواملی مثل کشند و دما در تغییرات رشد پوسته تاثیرگذار هستند و باید اندازه‌گیری شوند، در بررسی ایزوتوپی نیز متغیرهایی وجود دارند که باید اندازه‌گیری شوند. برای مثال در صدف دوکفه‌ای سفت (*Mercenaria*) و صدف چروک شرقی (*Crassostrea virginica*) میزان $\delta^{18}\text{O}$ پوسته تحت تاثیر دو متغیر اصلی دما و $\delta^{18}\text{O}$ آب است که باید مورد بررسی قرار گیرند (اندروس و تامسون ۲۰۱۲). هر چند روش‌های متعددی جهت بررسی ایزوتوپ‌ها وجود دارد، با اینحال عمده مطالعات اخیر، متمرکز بر روش‌های مبتنی بر طیف‌سنجی جرمی بوده‌اند. البته باید به توانایی دستگاه در سنجش ایزوتوپ‌های اتم‌های سبکی چون کربن یا اکسیژن نیز توجه داشت. این مورد در اولین مطالعات یوری و اپشتاین (۱۹۵۱) و بررسی مشکلات سنجش نسبت ایزوتوپی اکسیژن خود را نشان داد. اما امروزه با توجه به پیشرفت‌ها در تولید طیف‌سنجی‌های جرمی این مشکل رفع شده است. مطالعات اخیر متمرکز بر استفاده از این روش‌های طیف‌سنجی مدرن در اندازه‌گیری نسبت و تنوع ایزوتوپ‌ها در صدف‌ها بوده است و از روش‌هایی چون طیف‌سنجی جرمی نسبت ایزوتوپ گازی (مولر و همکاران ۲۰۱۷)، آنالیز عنصری-طیف‌سنجی جرمی نسبت ایزوتوپی EA-IRMS (مترف و همکاران ۲۰۰۳؛ بلک و همکاران ۲۰۱۷) و طیف‌سنجی جرمی نسبت ایزوتوپ پایدار (کالتون و همکاران ۲۰۰۹) استفاده شده است.

نتیجه‌گیری

به‌طور کلی هرگونه تلاش درصدد تعیین سن، بررسی الگوهای رشد و بازسازی شرایط محیطی مکان و زمان محل رشد جانداران دریایی مستلزم روش‌ها و دستورالعمل‌هایی است که هرکدام بخشی از اسکروکرونولوژی می‌باشد. بنظر می‌رسد بررسی صدف دوکفه‌ای‌ها بهترین گزینه برای درک مفاهیم مربوط به رشد جاندار از قبیل نوارهای رشد ماکروسکوپی و افزایش مات و شفاف، نوارهای رشد میکروسکوپی و خطوط ریزش و افزایش رشد است.

الگوهای رشد می‌توانند نشان‌دهنده پیروی از یک تناوب منظم در رشد روزانه، دوهفتگی، ماهانه و سالانه باشند. این الگوها به‌طور ماکروسکوپی و میکروسکوپی قابل بررسی هستند. نوارهای افزایش رشد ماکروسکوپی که الگوی اصلی رشد را نمایان می‌کنند به دو بخش افزایش مات و افزایش شفاف تقسیم می‌شوند. هر دو تا از افزایش‌های مات و شفاف، با هم یک تناوب یا دوره رشد را نشان می‌دهند که معمولاً بیانگر رشد در یکسال است. دوره‌های سالانه بیشتر تحت تاثیر فیزیولوژی گونه، گردش فصل و دمای آب شکل می‌گیرند. به همین دلیل در عرض‌های جغرافیایی مختلف الگوها متفاوت است. برای مثال در مناطق گرمسیری الگوی رشد سالانه برای دوکفه‌ای سفت، مفهومی ندارد چرا که در تمام طول سال بی‌وقفه رشد می‌کند. اما به‌طور روزانه نیز نرخ رشد صدف تغییر می‌کند و الگوهای میکروسکوپی را به‌همراه دارد. این الگوها شامل خطوط ریزرشد و ناحیه واضح بین آنها است که افزایش رشد نامیده می‌شود. خطوط ریزرشد، تحت تاثیر عوامل و شرایط ضد رشد ایجاد می‌شوند. علت سریع و ضعیف بودن رشد اصلی در بازه‌های مشخص، قوی بودن همین خطوط ریزرشد یا ضد رشد است. افزایش رشد که بخش واضح بین خطوط ریزرشد است نیز شرایط مساعد رشد را گزارش می‌دهد. افزایش رشد در بین خطوط ریزرشد قوی، مات است و در بین خطوط ریزرشد ضعیف شفاف مشاهده می‌شود که بهترین شرایط رشد را نشان می‌دهد. این موارد می‌تواند تحت تاثیر دما، کشند، فصل تخم‌ریزی، منابع غذایی و یا شوری آب باشد. بنابراین با شمارش تعداد نوارهای رشد که در مقطع عرضی صدف‌ها از ناحیه Umbo تا حاشیه شکمی قابل مشاهده است، می‌توان تعداد روزها و یا سال‌های زندگی آنها را محاسبه کرد. از طرفی با بررسی ارتباط یا عدم ارتباط ضخامت یا قوی و ضعیف بودن نوارها، خطوط ریزرشد و افزایش رشد با عوامل موثر بر رشد صدف، می‌توان شرایط محیطی زمان و مکان رشد را تعیین کرد. این بخش از روش‌های اسکروکرونولوژی بیشتر مربوط به مطالعه ساختار فیزیکی و مورفولوژی رشد است. علاوه‌براین با بررسی ویژگی‌های ریزساختار پوسته، می‌توان تاثیر تغییرات دما بر این خصوصیات را نیز بررسی کرد. محدوده مطالعات اسکروکرونولوژی با آنالیزهای عنصری و ایزوتوپی و مطالعه ساختار شیمیایی صدف‌ها گسترش می‌یابد. به این بخش از مطالعات، اسکروشیمی گفته می‌شود. آنالیز سنجش نسبت ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن در صدف‌ها بخش قابل توجهی از اسکروشیمی است و برای بازسازی شرایط آب و هوایی گذشته و دمای آب مکان و زمان رشد جاندار بکار می‌رود. چرا که جاندار برای زیست‌کانی‌سازی صدف خود مواد معدنی از جمله کربان کلسیم مورد نیاز را از آب می‌گیرد، در نتیجه تغییرات نسبت ایزوتوپی ترکیبات آب در ترکیبات زیست‌کانی ثبت می‌شود. از سوی دیگر تفاوت جرمی بین ^{16}O و ^{18}O باعث می‌شود در هنگام افزایش دمای آب، مولکول‌های آب متشکل از ^{16}O بیشتر و سریع‌تر از مولکول‌های آب متشکل از ^{18}O بخار شوند و در نتیجه ^{18}O بیشتری در آب باقی بماند. به بیان دیگر نسبت ^{16}O و ^{18}O در آب تحت تاثیر دما تغییر می‌کند. با توجه به فراوانی و تفاوت جرمی ایزوتوپ‌های ^{16}O و ^{18}O نسبت این دو ایزوتوپ برای تعیین دمای آب سنجیده می‌شود. نکته‌ای که باید به آن توجه داشت این است که تنها پوسته‌هایی برای آنالیز سنجش نسبت ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن قابل استفاده هستند که در تعادل ایزوتوپی با آب محل رشد زیست‌کانی‌سازی شده باشند.

تحقیقات نشان داده است که جانداران با تنفس آبشش صدف خود را به شکل آراگونیتی می‌سازند، این فرایند را در تعادل ایزوتوپی انجام می‌دهند. اما از آنجا آراگونیت شبه‌پایدار است، پوسته‌هایی که از لایه‌های زمین‌شناسی بدست می‌آیند باید از نظر سنگزایی مورد بررسی قرار گیرند. همچنین ناپایداری آراگونیت در شرایطی که آب وجود داشته باشد، به شدت تشدید می‌شود و پوسته‌هایی که آراگونیت آنها تبلور مجدد داشته باشد برای نمونه‌برداری و آنالیز ایزوتوپی مناسب نیستند. در مورد صدف‌هایی که علاوه بر آراگونیت، ساختار کلسیتی نیز دارند باید دقت شود که کلسیت در نمونه وارد نشود. پیش از نمونه‌برداری باید محل نمونه‌برداری از مواد آلی یا کربنات‌های مزاحم زدوده شود، برای این کار می‌توان پوسته صدف باستانی یا فسیلی را در پراکسید هیدروژن ۱۰ درصد غوطه‌ور کرد و یا آن را به مدت یک ساعت در خلاء با دمای 375°C قرار داد. برای صدف جدید نیز باید پوسته‌ها به مدت ۶ ساعت در محلول پراکسید هیدروژن ۶ درصد و بعد از آن در اسید نیتریک ۰/۱۵ نرمال به مدت ۲۰ دقیقه غوطه‌ور شوند. بعد از آن پوسته‌ها با آب مقطر و در ادامه با متانول ۹۹ درصد شست‌وشو داده می‌شوند. برای نمونه‌برداری می‌توان از میکرودریل، مت‌دندان‌پزشکی و یا CNC در اندازه‌های ۳۰۰ میکرون تا ۱ mm استفاده کرد. میانگین جرم نمونه‌ها بستگی به دستگاه طیف‌سنجی و تعداد آنالیزها دارد اما معمولاً نباید از ۴۰ تا ۶۰ میکروگرم کمتر باشد. برای اینکار طیف‌سنج جرمی نسبت ایزوتوپ توصیه می‌شود. آنچه گفته شد تنها بخشی از مطالعات اسکروکرونولوژی است. مطالعه اسکروشیمی عناصر سنگین و ترکیبات ایزوتوپی دیگر مثل ایزوتوپ‌های پایدار کربن، برای بررسی شوری آب و دیگر پرسش‌ها مثل رژیم‌غذایی که در باستان‌جانورشناسی و دیرینه‌اقیانوس‌شناسی حائز اهمیت هستند، نیازمند مرور ادبیات خاص خود است، اما کلیت و روش اصلی چندان متفاوت نیست. به هر تقدیر آنچه مسلم است کارایی و دقت اسکروکرونولوژی در حل مسائل مربوط به اقلیم‌شناسی، اقیانوس‌شناسی، جانورشناسی، محیط‌زیست و سایر دانش‌های مربوط در محدوده‌های زمانی زمین‌شناختی، باستان‌شناختی و حال حاضر است.

منابع

- حمزه، م.ع.، محمودی قرایی، م. ح.، علیزاده لاهیجانی، ح.، موسوی حرمی، ر.، جمالی، م. (۱۳۹۶). رسوبات بادی نهشته شده در دریاچه هامون؛ نشانگر فراوانی و شدت توفان های گردوغبار سیستان از انتهای آخرین یخبندان تاکنون. پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی (مجله پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان)، ۳۳ (۱ (پیاپی ۶۶)) صص ۱-۲۴.
- خلج امیرحسینی، ی. (۱۳۹۳). کاربرد روش های ایزوتوپی در مطالعات هیدروژئولوژی. تهران: فدک ایستاتیس.
- شیخ بیکلواسلام، ب.، چایچی امیرخیزا،، ولی پور، ح. (۱۳۷۹). واکنش های فرهنگی جوامع پیش از تاریخ شمال ایران مرکزی به تغییرات اقلیمی هولوسن. پژوهش های باستان شناسی ایران (نامه باستان شناسی)، ۸ (۱۹) صص ۷-۲۶.
- Aharon, P. (1991). Records of reef environment histories: stable isotopes in corals, giant clams, and calcareous algae. *Coral Reefs*, 10(2), 71–90.
- Alberti, M., Fürsich, F. T., Pandey, D. K., Andersen, N., Garbe-Schönberg, D., Bhosale, S., Chaskar, K., & Habermann, J. M. (2021). First record of stable isotopes ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) and element ratios (Mg/Ca, Sr/Ca) of Middle to Late Jurassic belemnites from the Indian Himalayas and their potential for palaeoenvironmental reconstructions. *Journal of Palaeogeography*, 10(1), 1–22.
- Anderson, T. F., & Arthur, M. A. (1983). Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. *Unknown Journal*, 1.
- Andrus, C. F. T. (2011). Shell midden sclerochronology. *Quaternary Science Reviews*, 30(21–22), 2892–2905.
- Andrus, C. F. T., & Crowe, D. E. (2008). Isotope analysis as a means for determining season of capture for *Mercenaria*. DH Thomas, *Native American Landscapes of St. Catherines Island, Georgia*. *Anthropological Papers of the American Museum of Natural History*, 88, 498–519.
- Andrus, C. F. T., & Thompson, V. D. (2012). Determining the habitats of mollusk collection at the Sapelo Island shell ring complex, Georgia, USA using oxygen isotope sclerochronology. *Journal of Archaeological Science*, 39(2), 215–228.
- Annenkov, V. V., Gordon, R., Zelinskiy, S. N., & Danilovtseva, E. N. (2020). The Probable Mechanism for Silicon Capture by Diatom Algae: Assimilation of Polycarbonic Acids with Diatoms—Is Endocytosis a Key Stage in Building of Siliceous Frustules? *Journal of Phycology*, 56(6), 1729–1737.
- Aravena, R., Evans, M. L., & Cherry, J. A. (1993). Stable isotopes of oxygen and nitrogen in source identification of nitrate from septic systems. *Ground Water*, 31(2), 180–186.
- Bailey, G. N., Deith, M. R., & Shackleton, N. J. (1983). Oxygen isotope analysis and seasonality determinations: limits and potential of a new technique. *American Antiquity*, 390–398.
- Beierlein, L., Nehrke, G., & Brey, T. (2015). Confocal Raman microscopy in sclerochronology: A powerful tool to visualize environmental information in recent and fossil biogenic

archives Lars. 325–335.

- Bianucci, G., & Longinelli, A. (1982). Biological behaviour and accretion rates of *Patella coerulea* L. as indicated by oxygen isotope measurements. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 37(2–4), 313–318.
- Black, B. A., Copenheaver, C. A., Frank, D. C., Stuckey, M. J., & Kormanyos, R. E. (2009). Multi-proxy reconstructions of northeastern Pacific sea surface temperature data from trees and Pacific geoduck. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 278(1–4), 40–47.
- Black, H. D., Andrus, C. F. T., Lambert, W. J., Rick, T. C., & Gillikin, D. P. (2017). $\delta^{15}\text{N}$ values in *Crassostrea virginica* shells provides early direct evidence for nitrogen loading to Chesapeake Bay. *Scientific Reports*, 7(November 2016), 3–10.
- Bucci, J. P., Aytur, S. A., & Staudigel, P. (2021). Olympia oyster, *Ostrea lurida*, in Puget Sound: stable isotope shell profiles as potential indicators of a changing climate. *Bulletin of Marine Science*, 97(1), 19–36.
- Buddemeier, R. W., Maragos, J. E., & Knutson, D. W. (1974). Radiographic studies of reef coral exoskeletons: rates and patterns of coral growth. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 14(2), 179–199.
- Butler, P. G., Freitas, P. S., Burchell, M., & Chauvaud, L. (2019). Archaeology and sclerochronology of marine bivalves. In *Goods and Services of Marine Bivalves* (pp. 413–444). Springer, Cham.
- C. S. Romanek, D. S. Jones, D. F. Williams, D. E. K. and R. R. (1987). *Marine Biology*. Arctic, 22(3), 385–393.
- Carre, M., Klaric, L., Lavallée, D., Julien, M., Bentaleb, I., Fontugne, M., & Kawka, O. (2009). Insights into early Holocene hunter-gatherer mobility on the Peruvian Southern Coast from mollusk gathering seasonality. *Journal of Archaeological Science*, 36(5), 1173–1178.
- Cespuglio, G., Piccinetti, C., & Longinelli, A. (1999). Oxygen and carbon isotope profiles from *Nassa mutabilis* shells (Gastropoda): accretion rates and biological behaviour. *Marine Biology*, 135(4), 627–634.
- Chamberlain, T. K. (1931). *Annual Growth of Fresh Water Mussels* (Issue 1103). US Government Printing Office.
- Colonese, A. C., Troelstra, S., Ziveri, P., Martini, F., Vetro, D. Lo, & Tommasini, S. (2009). Mesolithic shellfish exploitation in SW Italy: seasonal evidence from the oxygen isotopic composition of *Osilinus turbinatus* shells. *Journal of Archaeological Science*, 36(9), 1935–1944.
- Coombs, J., Darley, W. M., Holm-Hansen, O., & Volcani, B. E. (1967). Studies on the Biochemistry and Fine Structure of Silica Shell Formation in Diatoms. Chemical Composition of *Navicula pelliculosa* during Silicon-Starvation Synchrony 1. *Plant Physiology*, 42(11), 1601–1606.
- Cooper, L. W., Olsen, C. R., Solomon, D. K., Larsen, I. L., Cook, R. B., & Grebmeier, J. M. (1991). Stable isotopes of oxygen and natural and fallout radionuclides used for tracing runoff during snowmelt in an Arctic watershed. *Water Resources Research*, 27(9), 2171–2179.
- Correge, T., Gagan, M. K., Beck, J. W., Burr, G. S., Cabioch, G., & Le Cornec, F. (2004). Interdecadal variation in the extent of South Pacific tropical waters during the Younger Dryas event. *Nature*, 428(6986), 927–929.

- Craig, H., & Gordon, L. I. (1965). Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere.
- Culleton, B. J., Kennett, D. J., & Jones, T. L. (2009). Oxygen isotope seasonality in a temperate estuarine shell midden: a case study from CA-ALA-17 on the San Francisco Bay, California. *Journal of Archaeological Science*, 36(7), 1354–1363.
- Demarchi, B., Williams, M. G., Milner, N., Russell, N., Bailey, G., & Penkman, K. (2011). Amino acid racemization dating of marine shells: a mound of possibilities. *Quaternary International*, 239(1–2), 114–124.
- Dole, M. (1952). The Chemistry of the Isotopes of Oxygen. *Chemical Reviews*, 51(2), 263–300
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H. A., & Urey, H. C. (1953). Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Bulletin of the Geological Society of America*, 64(11), 1315–1326.
- Epstein, Samuel, Buchsbaum, R., Lowenstam, H., & Urey, H. C. (1951). Carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin*, 62(4), 417–426.
- Epstein, Samuel, & Lowenstam, H. A. (1953). Temperature-shell-growth relations of recent and interglacial Pleistocene shoal-water biota from Bermuda. *The Journal of Geology*, 61(5), 424–438.
- Epstein, Samuel, & Mayeda, T. (1953). Variation of O18 content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4(5), 213–224.
- Erez, J. (1978). Vital effect on stable-isotope composition seen in foraminifera and coral skeletons. *Nature*, 273(5659), 199–202.
- Fazelpoor, K., Dadollahi Sohrab, A., Elmizadeh, H., Mohammad Asgari, H., & Khazaei, S. H. (2016). The evaluation of sea surface temperature and the relationship between SST and depth in the Persian Gulf by MODIS. *Journal of Marine Science and Technology*, 15(2), 130–142.
- Fiedler, E. K., McLaren, A., Banzon, V., Brasnett, B., Ishizaki, S., Kennedy, J., Rayner, N., Roberts-Jones, J., Corlett, G., & Merchant, C. J. (2019). Intercomparison of long-term sea surface temperature analyses using the GHRSSST Multi-Product Ensemble (GMPE) system. *Remote Sensing of Environment*, 222, 18–33.
- García-Escárzaga, A., Gutiérrez-Zugasti, I., Cobo, A., Cuenca-Solana, D., Martín-Chivelet, J., Roberts, P., & González-Morales, M. R. (2019). Stable oxygen isotope analysis of *Phorcus lineatus* (da Costa, 1778) as a proxy for foraging seasonality during the Mesolithic in northern Iberia. *Archaeological and Anthropological Sciences*, 11(10), 5631–5644.
- García-Escárzaga, A., Gutiérrez-Zugasti, I., González-Morales, M. R., Arrizabalaga, A., Zech, J., & Roberts, P. (2020). Shell sclerochronology and stable oxygen isotope ratios from the limpet *Patella depressa* Pennant, 1777: Implications for palaeoclimate reconstruction and archaeology in northern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 560, 110023.
- Geary, D. H., Brieske, T. A., & Bemis, B. E. (1992). The influence and interaction of temperature, salinity, and upwelling on the stable isotopic profiles of strombid gastropod shells. *Palaios*, 7(1), 77–85.
- Gibson, R., Barnes, M., & Atkinson, R. (2001). Molluscs as archives of environmental change. *Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev.*, 39, 103–164.
- Gillikin, D. P., Wanamaker, A. D., & Andrus, C. F. T. (2019). Chemical sclerochronology. *Chemical Geology*, 526(March), 1–6.

- Gimenez, L. H., Doldan, M. del S., Zaidman, P. C., & Morsan, E. M. (2020). The potential of *Glycymeris longior* (Mollusca, Bivalvia) as a multi-decadal sclerochronological archive for the Argentine Sea (Southern Hemisphere). *Marine Environmental Research*, 155, 104879.
- Goodwin, D. H., Flessa, K. W., Schone, B. R., & Dettman, D. L. (2001). Cross-calibration of daily growth increments, stable isotope variation, and temperature in the Gulf of California bivalve mollusk *Chione cortezi*: implications for paleoenvironmental analysis. *Palaios*, 16(4), 387–398.
- Gordon, J., & CARRIKER, M. R. (1978). Growth lines in a bivalve mollusk: subdaily patterns and dissolution of the shell. *Science*, 202(4367), 519–521.
- Goude, G., Clarke, J., Webb, J. M., Frankel, D., Georgiou, G., Herrscher, E., & Lorentz, K. O. (2018). Exploring the potential of human bone and teeth collagen from Prehistoric Cyprus for isotopic analysis. *Journal of Archaeological Science: Reports*, 22(September), 115–122.
- Gröcke, D. R., & Gillikin, D. P. (2008). *Advances in mollusc sclerochronology and sclerochemistry: tools for understanding climate and environment*. Springer.
- Grossman, E. L., & Ku, T.-L. (1986). Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: temperature effects. *Chemical Geology*, 59(1), 59–74.
- Gutiérrez-Zugasti, I., García-Escárzaga, A., Martín-Chivelet, J., & González-Morales, M. R. (2015). Determination of sea surface temperatures using oxygen isotope ratios from *Phorcus lineatus* (Da Costa, 1778) in northern Spain: Implications for paleoclimate and archaeological studies. *The Holocene*, 25(6), 1002–1014.
- Halfar, J., Steneck, R. S., Joachimski, M., Kronz, A., & Wanamaker Jr, A. D. (2008). Coralline red algae as high-resolution climate recorders. *Geology*, 36(6), 463–466.
- Hallmann, N., Schöne, B. R., Strom, A., & Fiebig, J. (2008). An intractable climate archive—Sclerochronological and shell oxygen isotope analyses of the Pacific geoduck, *Panopea abrupta* (bivalve mollusk) from Protection Island (Washington State, USA). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 269(1–2), 115–126.
- Hassan Zadeh, E., Bidokhti, A. A., & Mollaesmeelpoor, S. (2005). Study of SST changes in the waters of the Persian Gulf and its effect on the climate of coastal areas in 1996-2000. In 6th Iranian Congress of Marine Science and Technology. undefined.
- Helmle, K. P., & Dodge, R. E. (2011). *Sclerochronology*.
- Hill, T. M., Spero, H. J., Guilderson, T., LaVigne, M., Clague, D., Macalello, S., & Jang, N. (2011). Temperature and vital effect controls on bamboo coral (*Isididae*) isotope geochemistry: A test of the “lines method.” *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(4).
- Hirahara, S., Ishii, M., & Fukuda, Y. (2014). Centennial-scale sea surface temperature analysis and its uncertainty. *Journal of Climate*, 27(1), 57–75.
- Höche, N., Walliser, E. O., de Winter, N. J., Witbaard, R., & Schöne, B. R. (2021). Temperature-induced microstructural changes in shells of laboratory-grown *Arctica islandica* (Bivalvia). *PloS One*, 16(2), e0247968.
- Huang, B., Liu, C., Banzon, V., Freeman, E., Graham, G., Hankins, B., Smith, T., & Zhang, H.-M. (2021). Improvements of the Daily Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (DOISST) Version 2.1. *Journal of Climate*, 34(8), 2923–2939.
- Huang, B., Thorne, P. W., Banzon, V. F., Boyer, T., Chepurin, G., Lawrimore, J. H., Menne,

- M. J., Smith, T. M., Vose, R. S., & Zhang, H.-M. (2017). Extended reconstructed sea surface temperature, version 5 (ERSSTv5): upgrades, validations, and intercomparisons. *Journal of Climate*, 30(20), 8179–8205.
- Huang, B., Thorne, P. W., Smith, T. M., Liu, W., Lawrimore, J., Banzon, V. F., Zhang, H.-M., Peterson, T. C., & Menne, M. (2016). Further exploring and quantifying uncertainties for extended reconstructed sea surface temperature (ERSST) version 4 (v4). *Journal of Climate*, 29(9), 3119–3142.
- Hudson, J. H., Shinn, E. A., Halley, R. B., & Lidz, B. (1976). Sclerochronology: a tool for interpreting past environments. *Geology*, 4(6), 361–364.
- Huyghe, D., Emmanuel, L., de Rafelis, M., Renard, M., Ropert, M., Labourdette, N., & Lartaud, F. (2020). Oxygen isotope disequilibrium in the juvenile portion of oyster shells biases seawater temperature reconstructions. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 240, 106777.
- Immenhauser, A., Schoene, B. R., Hoffmann, R., & Niedermayr, A. (2016). Mollusc and brachiopod skeletal hard parts: intricate archives of their marine environment. *Sedimentology*, 63(1), 1–59.
- Inoue, H., Ozaki, N., & Nagasawa, H. (2001). Purification and structural determination of a phosphorylated peptide with anti-calcification and chitin-binding activities in the exoskeleton of the crayfish, *Procambarus clarkii*. *Bioscience, Biotechnology, and Biochemistry*, 65(8), 1840–1848.
- Irie, T., & Suzuki, A. (2020). High temperature stress does not distort the geochemical thermometers based on biogenic calcium carbonate: Stable oxygen isotope values and Sr/Ca ratios of gastropod shells in response to rearing temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 288, 1–15.
- Johnson, A. L. A., Valentine, A. M., Schöne, B. R., Leng, M. J., Sloane, H. J., & Janeković, I. (2021). Growth-increment characteristics and isotopic ($\delta^{18}O$) temperature record of sub-thermocline *Aequipecten opercularis* (Mollusca:Bivalvia): evidence from modern Adriatic forms and an application to early Pliocene examples from eastern England. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 561, 110046.
- Jones, D. S. (1980). Annual cycle of shell growth increment formation in two continental shelf bivalves and its paleoecologic significance. *Paleobiology*, 331–340.
- Jones, D. S. (1983). Sclerochronology: reading the record of the molluscan shell: annual growth increments in the shells of bivalve molluscs record marine climatic changes and reveal surprising longevity. *American Scientist*, 71(4), 384–391.
- Jones, D. S., & Gould, S. J. (1999). Direct measurement of age in fossil Gryphaea: the solution to a classic problem in heterochrony. *Paleobiology*, 25(2), 158–187.
- Jones, D. S., & Quitmyer, I. R. (1996). Marking time with bivalve shells: oxygen isotopes and season of annual increment formation. *Palaios*, 340–346.
- Jones, D. S., Quitmyer, I. R., Arnold, W. S., & Marelli, D. C. (1990). Annual shell banding, age, and growth rate of hard clams (*Mercenaria* spp.) from Florida. *Journal of Shellfish Research*, 9.
- Jones, D. S., Thompson, I., & Ambrose, W. (1978). Age and growth rate determinations for the Atlantic surf clam *Spisula solidissima* (Bivalvia: Mactracea), based on internal growth lines in shell cross-sections. *Marine Biology*, 47(1), 63–70.
- Jones, T. L., Kennett, D. J., Kennett, J. P., & Coddling, B. F. (2008). Seasonal stability in Late Holocene shellfish harvesting on the central California coast. *Journal of Archaeological Science*, 35(8), 2286–2294.
- Kavil, S. P., Bala, P. R., Ghosh, D., Kumar, P., & Sukumar, R. (2021). Climate change and the

- migration of a pastoralist people c. 3500 cal. years BP inferred from palaeofire and lipid biomarker records in the montane Western Ghats, India. *Environmental Archaeology*, 1–15.
- Kehl, M. (2009). Quaternary climate change in Iran—the state of knowledge. *Erdkunde*, 1–17.
- Kelemen, Z., Gillikin, D. P., Borges, A. V., Tambwe, E., Sembaito, A. T., Mambo, T., Wabakhangazi, J. N., Yambélé, A., Stroobandt, Y., & Bouillon, S. (2021). Freshwater bivalve shells as hydrologic archives in the Congo Basin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 308, 101–117.
- Kennedy, J. J., Rayner, N. A., Atkinson, C. P., & Killick, R. E. (2019). An ensemble data set of sea surface temperature change from 1850: The Met Office Hadley Centre HadSST. 4.0. 0.0 data set. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(14), 7719–7763.
- Kennedy, J. J., Rayner, N. A., Smith, R. O., Parker, D. E., & Saunby, M. (2011). Reassessing biases and other uncertainties in sea surface temperature observations measured in situ since 1850: 1. Measurement and sampling uncertainties. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D14).
- Kennett, D. J., & Voorhies, B. (1996). Oxygen isotopic analysis of archaeological shells to detect seasonal use of wetlands on the southern Pacific coast of Mexico. *Journal of Archaeological Science*, 23(5), 689–704.
- Kennish, M. J. (1984). The use of shell microgrowth patterns in age determinations of the hard clam, *Mercenaria mercenaria* Linne. *Invertebrate Models in Aging Research*. CRC Press, Boca Raton, FL, 143–164.
- Kennish, Michael J., & Olsson, R. K. (1975). Effects of thermal discharges on the microstructural growth of *Mercenaria mercenaria*. *Environmental Geology*, 1(1), 41–64.
- Kerley, G. I. (1989). Equations of state for calcite minerals. I. Theoretical model for dry calcium carbonate. *High Pressure Research*, 2(1), 29–47.
- Killam, D. E., & Clapham, M. E. (2018). Identifying the ticks of bivalve shell clocks: seasonal growth in relation to temperature and food supply. *Palaios*, 33(5), 228–236.
- Killingley, J. S., & Berger, W. H. (1979). Stable isotopes in a mollusk shell: detection of upwelling events. *Science*, 205(4402), 186–188.
- Knutson, D. W., Buddemeier, R. W., & Smith, S. V. (1972). Coral chronometers: seasonal growth bands in reef corals. *Science*, 177(4045), 270–272.
- Krantz, D. E., Jones, D. S., & Williams, D. F. (1984). Growth rates of the sea scallop, *Placopecten magellanicus*, determined from the 18O/16O record in shell calcite. *The Biological Bulletin*, 167(1), 186–199.
- Kubota, K., Shirai, K., Murakami-Sugihara, N., Seike, K., Hori, M., & Tanabe, K. (2017). Annual shell growth pattern of the Stimpson's hard clam *Mercenaria stimpsoni* as revealed by sclerochronological and oxygen stable isotope measurements. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 465, 307–315.
- Langdon, C., Takahashi, T., Sweeney, C., Chipman, D., Goddard, J., Marubini, F., Aceves, H., Barnett, H., & Atkinson, M. J. (2000). Effect of calcium carbonate saturation state on the calcification rate of an experimental coral reef. *Global Biogeochemical Cycles*, 14(2), 639–654.
- Lebreton, B., Beseres Pollack, J., Blomberg, B., Palmer, T. A., & Montagna, P. A. (2021). Oyster growth across a salinity gradient in a shallow, subtropical Gulf of Mexico estuary. *Experimental Results*, 2, e10.

- Leng, M. J., & Lewis, J. P. (2016). Oxygen isotopes in molluscan shell: Applications in environmental archaeology. *Environmental Archaeology*, 21(3), 295–306.
- Loya, Y. (1972). Community structure and species diversity of hermatypic corals at Eilat, Red Sea. *Marine Biology*, 13(2), 100–123.
- Mannino, M. A., Spiro, B. F., & Thomas, K. D. (2003). Sampling shells for seasonality: oxygen isotope analysis on shell carbonates of the inter-tidal gastropod *Monodonta lineata* (da Costa) from populations across its modern range and from a Mesolithic site in southern Britain. *Journal of Archaeological Science*, 30(6), 667–679.
- Mannino, M. A., Thomas, K. D., Crema, E. R., & Leng, M. J. (2014). A matter of taste? Mode and periodicity of marine mollusc exploitation on the Mediterranean island of Favignana (Ègadi Islands, Italy) during its isolation in the early Holocene. *Archaeofauna*, 23(1).
- Mannino, M. A., Thomas, K. D., Leng, M. J., & Sloane, H. J. (2008). Shell growth and oxygen isotopes in the topshell *Osilinus turbinatus*: Resolving past inshore sea surface temperatures. *Geo-Marine Letters*, 28(5–6), 309–325.
- Marchitto, T. M., Jones, G. A., Goodfriend, G. A., & Weidman, C. R. (2000). Precise temporal correlation of Holocene mollusk shells using sclerochronology. *Quaternary Research*, 53(2), 236–246.
- Margosian, A., Tan, F. C., Cai, D., & Mann, K. H. (1987). Seawater temperature records from stable isotopic profiles in the shell of *Modiolus modiolus*. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 25(1), 81–89.
- Martin, M., Dash, P., Ignatov, A., Banzon, V., Beggs, H., Brasnett, B., Cayula, J.-F., Cummings, J., Donlon, C., & Gentemann, C. (2012). Group for High Resolution Sea Surface temperature (GHR SST) analysis fields inter-comparisons. Part 1: A GHR SST multi-product ensemble (GMPE). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 77, 21–30.
- Mau, A., Franklin, E. C., Nagashima, K., Huss, G. R., Valdez, A. R., Nicodemus, P. N., & Bingham, J.-P. (2021). Near-daily reconstruction of tropical intertidal limpet life-history using secondary-ion mass spectrometry. *Communications Earth & Environment*, 2(1), 1–9.
- McConnaughey, T. A., & Gillikin, D. P. (2008). Carbon isotopes in mollusk shell carbonates. *Geo-Marine Letters*, 28(5–6), 287–299.
- Merchant, C. J., Embury, O., Bulgin, C. E., Block, T., Corlett, G. K., Fiedler, E., Good, S. A., Mittaz, J., Rayner, N. A., & Berry, D. (2019). Satellite-based time-series of sea-surface temperature since 1981 for climate applications. *Scientific Data*, 6(1), 1–18.
- Merchant, C. J., Embury, O., Roberts-Jones, J., Fiedler, E., Bulgin, C. E., Corlett, G. K., Good, S., McLaren, A., Rayner, N., & Morak-Bozzo, S. (2014). Sea surface temperature datasets for climate applications from Phase 1 of the European Space Agency Climate Change Initiative (SST CCI). *Geoscience Data Journal*, 1(2), 179–191.
- Metref, S., Rousseau, D. D., Bentaleb, I., Labonne, M., & Vianey-Liaud, M. (2003). Study of the diet effect on $\delta^{13}\text{C}$ of shell carbonate of the land snail *Helix aspersa* in experimental conditions. *Earth and Planetary Science Letters*, 211(3–4), 381–393.
- Mirzaei, M. R., Yasin, Z., & Hwai, A. T. S. (2014). Periodicity and shell microgrowth pattern formation in intertidal and subtidal areas using shell cross sections of the blood cockle, *Anadara granosa*. *The Egyptian Journal of Aquatic Research*, 40(4), 459–468.
- Morán, G. A., Bayer, S., Beierlein, L., Martínez, J. J., Benitez-Vieyra, S., Mackensen, A., Brey, T., & Gordillo, S. (2021). Late Holocene *Ameghinomya antiqua* shells from the Beagle Channel: A multi-proxy approach to palaeoenvironmental and palaeoclimatic

- reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 578, 110574.
- Moss, D. K., Ivany, L. C., & Jones, D. S. (2021). Fossil bivalves and the sclerochronological reawakening. *Paleobiology*, 1–23.
- Moss, D. K., Surge, D., Zettler, M. L., Orland, I. J., Burnette, A., & Fancher, A. (2021). Age and growth of *Astarte borealis* (Bivalvia) from the southwestern Baltic Sea using secondary ion mass spectrometry. *Marine Biology*, 168(8), 1–11.
- Müller, P., Staudigel, P. T., Murray, S. T., Vernet, R., Barusseau, J. P., Westphal, H., & Swart, P. K. (2017). Prehistoric cooking versus accurate palaeotemperature records in shell midden constituents. *Scientific Reports*, 7(1), 1–11.
- Orton, J. H. (1923). On the significance of “rings” on the shells of *Cardium* and other molluscs. *Nature*, 112(2801), 10.
- Oschmann, W. (2009). Sclerochronology: Editorial. *International Journal of Earth Sciences*, 98(1), 1–2.
- Otter, L. M., Agbaje, O. B. A., Kilburn, M. R., Lenz, C., Henry, H., Trimby, P., Hoppe, P., & Jacob, D. E. (2019). Insights into architecture, growth dynamics, and biomineralization from pulsed Sr-labelled <i>Katelaysia rhytiphora</i> shells (Mollusca, Bivalvia). *Biogeosciences*, 16(17), 3439–3455.
- Panfili, J., De Pontual, H., Troadec, H., & Wrigh, P. J. (2002). Manual of fish sclerochronology.
- Petraglia, M. D., Groucutt, H. S., Guagnin, M., Breeze, P. S., & Boivin, N. (2020). Human responses to climate and ecosystem change in ancient Arabia. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 117(15), 8263–8270.
- Petrie, C. A., Singh, R. N., Bates, J., Dixit, Y., French, C. A. I., Hodell, D. A., Jones, P. J., Lancelotti, C., Lynam, F., & Neogi, S. (2017). Adaptation to variable environments, resilience to climate change: Investigating land, water and settlement in Indus Northwest India. *Current Anthropology*, 58(1), 1–30.
- Pfister, C., White, S., & Mauelshagen, F. (2018). General introduction: weather, climate, and human history. In *The Palgrave handbook of climate history* (pp. 1–17). Springer.
- Prendergast, A. L., Stevens, R. E., O’connell, T. C., Fadlalak, A., Touati, M., Al-Mzeine, A., Schöne, B. R., Hunt, C. O., & Barker, G. (2016). Changing patterns of eastern Mediterranean shellfish exploitation in the Late Glacial and Early Holocene: Oxygen isotope evidence from gastropod in Epipaleolithic to Neolithic human occupation layers at the Haua Fteah cave, Libya. *Quaternary International*, 407, 80–93.
- Quitmyer, I. R., Hale, H. S., & Jones, D. S. (1985). Paleoseasonality determination based on incremental shell growth in the hard clam, *Mercenaria mercenaria*, and its implications for the analysis of three southeast Georgia coastal shell middens. *Southeastern Archaeology*, 27–40.
- Quitmyer, I. R., Jones, D. S., & Andrus, F. T. (2005). Seasonal collection of coquina clams (*Donax variabilis*, Say 1822) during the Archaic and St. Johns Periods in coastal northeast Florida. *Archaeomalacology: Molluscs in Former Environments of Human Behaviour*, 18–28.
- Quitmyer, I. R., Jones, D. S., & Arnold, W. S. (1997). The sclerochronology of hard clams, *mercenariaspp.*, from the south-eastern USA: A method of elucidating the zooarchaeological records of seasonal resource procurement and seasonality in prehistoric shell middens. *Journal of Archaeological Science*, 24(9), 825–840.
- Rayner, N. A. A., Parker, D. E., Horton, E. B., Folland, C. K., Alexander, L. V., Rowell, D. P.,

- Kent, E. C., & Kaplan, A. (2003). Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D14).
- Reynolds, R. W., Rayner, N. A., Smith, T. M., Stokes, D. C., & Wang, W. (2002). An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *Journal of Climate*, 15(13), 1609–1625.
- Reynolds, R. W., Smith, T. M., Liu, C., Chelton, D. B., Casey, K. S., & Schlax, M. G. (2007). Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *Journal of Climate*, 20(22), 5473–5496.
- Rhoads, D. C., DC, R., & RA, L. (1980). Skeletal growth of aquatic organisms: biological records of environmental change.
- Rhoads, D. C., & Pannella, G. (1970). The use of molluscan shell growth patterns in ecology and paleoecology. *Lethaia*, 3(2), 143–161.
- Roberts, G. A. F. (1992). *Chitin chemistry*. Macmillan International Higher Education.
- Roberts, N., Woodbridge, J., Bevan, A., Palmisano, A., Shennan, S., & Asouti, E. (2018). Human responses and non-responses to climatic variations during the last Glacial-Interglacial transition in the eastern Mediterranean. *Quaternary Science Reviews*, 184, 47–67.
- Roemmich, D., Johnson, G. C., Riser, S., Davis, R., Gilson, J., Owens, W. B., Garzoli, S. L., Schmid, C., & Ignaszewski, M. (2009). The Argo Program: Observing the global ocean with profiling floats. *Oceanography*, 22(2), 34–43.
- Rohling, E. J., & Cooke, S. (1999). Stable oxygen and carbon isotopes in foraminiferal carbonate shells. In *Modern foraminifera* (pp. 239–258). Springer.
- Scholz, S. R., Petersen, S. V., Escobar, J., Jaramillo, C., Hendy, A. J. W., Allmon, W. D., Curtis, J. H., Anderson, B. M., Hoyos, N., & Restrepo, J. C. (2020). Isotope sclerochronology indicates enhanced seasonal precipitation in northern South America (Colombia) during the Mid-Miocene Climatic Optimum. *Geology*.
- Schöne, B. R., Castro, A. D. F., Fiebig, J., Houk, S. D., Oschmann, W., & Kröncke, I. (2004). Sea surface water temperatures over the period 1884–1983 reconstructed from oxygen isotope ratios of a bivalve mollusk shell (*Arctica islandica*, southern North Sea). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 212(3–4), 215–232.
- Schöne, B. R., Dunca, E., Fiebig, J., & Pfeiffer, M. (2005). Mutvei 's solution : An ideal agent for resolving microgrowth structures of biogenic carbonates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 228 (2005) 149 – 166, 149–166.
- Schöne, B. R., & Giere, O. (2005). Growth increments and stable isotope variation in shells of the deep-sea hydrothermal vent bivalve mollusk *Bathymodiolus brevior* from the North Fiji Basin, Pacific Ocean. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 52(10), 1896–1910.
- Schöne, B. R., & Gillikin, D. P. (2013). *Unraveling environmental histories from skeletal diaries—advances in sclerochronology*. Elsevier.
- Schöne, B. R., Oschmann, W., Rössler, J., Castro, A. D. F., Houk, S. D., Kröncke, I., Dreyer, W., Janssen, R., Rumohr, H., & Dunca, E. (2003). North Atlantic Oscillation dynamics recorded in shells of a long-lived bivalve mollusk. *Geology*, 31(12), 1037–1040.
- Scourse, J., Richardson, C., Forsythe, G., Harris, I., Heinemeier, J., Fraser, N., Briffa, K., & Jones, P. (2006). First cross-matched floating chronology from the marine fossil record: data from growth lines of the long-lived bivalve mollusk *Arctica islandica*. *The Holocene*, 16(7), 967–974.

- Sharifi, A., Pourmand, A., Canuel, E. A., Ferer-Tyler, E., Peterson, L. C., Aichner, B., Feakins, S. J., Daryaee, T., Djamali, M., & Beni, A. N. (2015). Abrupt climate variability since the last deglaciation based on a high-resolution, multi-proxy peat record from NW Iran: The hand that rocked the Cradle of Civilization? *Quaternary Science Reviews*, 123, 215–230.
- Smith, T. M., & Reynolds, R. W. (2003). Extended reconstruction of global sea surface temperatures based on COADS data (1854–1997). *Journal of Climate*, 16(10), 1495–1510.
- Smith, T. M., & Reynolds, R. W. (2004). Improved extended reconstruction of SST (1854–1997). *Journal of Climate*, 17(12), 2466–2477.
- Strayer, D. L., Hamilton, S. K., & Malcom, H. M. (2021). Long-term increases in shell thickness in *Elliptio complanata* (Bivalvia: Unionidae) in the freshwater tidal Hudson River. *Freshwater Biology*, 66(7), 1375–1381.
- Thompson, I. (1975). *BIOLOGICAL CLOCKS AND SHELL GROWTH IN BIVALVES*.
- Thompson, V. D., & Andrus, C. F. T. (2011). Evaluating mobility, monumentality, and feasting at the Sapelo Island shell ring complex. *American Antiquity*, 315–343.
- Trofimova, T., Andersson, C., Bonitz, F. G. W., Pedersen, L.-E. R., & Schöne, B. R. (2021). Reconstructing early Holocene seasonal bottom-water temperatures in the northern North Sea using stable oxygen isotope records of *Arctica islandica* shells. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 567, 110242.
- Újvári, G., Molnár, M., & Páll-Gergely, B. (2016). Charcoal and mollusc shell 14C-dating of the Dunaszekcső loess record, Hungary. *Quaternary Geochronology*, 35, 43–53.
- Urey, H. C. (1947). The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemical Society (Resumed)*, 562–581.
- Urey, H. C., Lowenstam, H. A., Epstein, S., & McKinney, C. R. (1951). Measurement of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark, and the southeastern United States. *Geological Society of America Bulletin*, 62(4), 399–416.
- Vaezi, A., Ghazban, F., Tavakoli, V., Routh, J., Beni, A. N., Bianchi, T. S., Curtis, J. H., & Kylin, H. (2019). A Late Pleistocene-Holocene multi-proxy record of climate variability in the Jazmurian playa, southeastern Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 514, 754–767.
- Van de Noort, R. (2011). Conceptualising climate change archaeology. *Antiquity*, 85(329), 1039–1048.
- Vert, M., Doi, Y., Hellwich, K.-H., Hess, M., Hodge, P., Kubisa, P., Rinaudo, M., & Schué, F. (2012). Terminology for biorelated polymers and applications (IUPAC Recommendations 2012). *Pure and Applied Chemistry*, 84(2), 377–410.
- Wanamaker, A. D., Kreutz, K. J., Schöne, B. R., Pettigrew, N., Borns, H. W., Introne, D. S., Belknap, D., Maasch, K. A., & Feindel, S. (2008). Coupled North Atlantic slope water forcing on Gulf of Maine temperatures over the past millennium. *Climate Dynamics*, 31(2), 183–194.
- Wang, P. (2021). Low-latitude forcing: A new insight into paleo-climate changes. *The Innovation*, 2(3), 100145.
- Wefer, G., & Berger, W. H. (1991). Isotope paleontology: growth and composition of extant calcareous species. *Marine Geology*, 100(1–4), 207–248.
- Weiberg, E., & Finné, M. (2018). Resilience and persistence of ancient societies in the face of climate change: a case study from Late Bronze Age Peloponnese. *World Archaeology*,

50(4), 584–602.

Wells, J. W. (1963). Coral growth and geochronometry. *Nature*, 197(4871), 948–950.

Wray, J. L., & Daniels, F. (1957). Precipitation of calcite and aragonite. *Journal of the American Chemical Society*, 79(9), 2031–2034.

Zeebe, R. E., Bijma, J., Hönisch, B., Sanyal, A., Spero, H. J., & Wolf-Gladrow, D. A. (2008). Vital effects and beyond: a modelling perspective on developing palaeoceanographical proxy relationships in foraminifera. *Geological Society, London, Special Publications*, 303(1), 45–58.

Ziveri, P., Stoll, H., Probert, I., Klaas, C., Geisen, M., Ganssen, G., & Young, J. (2003). Stable isotope ‘vital effects’ in coccolith calcite. *Earth and Planetary Science Letters*, 210(1), 137–149.