

A középső-késő jura átmenet klíma- és környezetváltozásai dél-angliai belemniteszek és kagylók geokémiai adatai alapján

**TDK DOLGOZAT
GEOLÓGUS MESTERSZAK**

Készítette: Heszler Bernát

Témavezetők: Dr. Pálffy József

Prof. Gregory Price

**Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék**



2023

Tartalomjegyzék

Absztrakt	2
Bevezetés.....	3
Rövid időtartamú klímaváltozások a jura időszakban.....	3
A középső-késő jura átmenet (MLJT) jellemzői	3
A lehülés paleobiogeográfiai bizonyítékai	5
A lehülés bizonyítékai üledékes rétegsorokban	6
Célkitűzés.....	8
Földtani háttér	8
Jura képződmények a Brit-szigeteken.....	8
Callovi-oxfordi képződmények litosztratigráfiai tagolása	9
Mintagyűjtési helyszínek.....	11
Mintázási és vizsgálati módszerek	14
Eredmények.....	16
Belemniteszek vázanyagának geokémiája	16
Kagylók vázanyagának geokémiája	18
Diszkusszió	21
Diagenézis.....	21
Belemnitesz minták szórása	22
Klímatrendek.....	25
Oxigénszegény aljzat	28
Regionális különbségek.....	28
Stronciumizotóp-sztatigráfia és óceáni átrendeződés.....	32
Kondenzáció.....	34
Javaslat az MLJT további kutatására Magyarországon.....	35
Összefoglalás és következtetések.....	37
Köszönetnyilvánítás	38
Irodalomjegyzék.....	38

Absztrakt

A jura egy hosszan tartó üvegház klímájú időszak volt, amelyet hűvösebb epizódok szakítottak meg. Vita tárgya azonban, hogy a lehülési eseményeket a szilikátos mállás növekedése, vagy a tápanyag-beáramlás fokozódása az óceánokba és ennek révén a magasabb bioproductivitásból eredő magymértékű szervesanyag eltemetés váltotta-e ki, hiszen valamennyi folyamat előidézhetheti a légköri szén-dioxid szintjének csökkenését. A rétegtani keretbe helyezett oxigénizotóp-mérések hosszú távú globális paleohőmérsékleti adatsorai alapján lehetséges, hogy a középső-késő jura határán (azaz a callovi-oxfordi határon) üvegház-hűtőház klímaátmenet következett be, amit a kimmeridgi korszakban hőmérsékleti maximum követett. A középső-késő jura átmenet tengervízkémiájának jobb megértése, valamint a környezet- és klímaváltozásokról meglévő információk bővítése érdekében dél-angliai lelőhelyekről jól megőrződött belemnitesz és kagyló példányok kalcit vázanyagát vizsgáltuk. A globális belemnitesz $\delta^{18}\text{O}$ adatbázist kiegészítettük az új, saját adatok mellett a legfrissebb, más tanulmányokból származó adatokkal is. A belemniteszek és kagylók $\delta^{18}\text{O}$ -értékeinek összehasonlítása más ősföldrajzi területek egykorú O-izotóp profiljaival azt mutatja, hogy a callovi-oxfordi határon egy pozitív eltolódás következett be. Adataink alátámasztják a késő callovi lehülést, illetve az egyidejű pozitív $\delta^{13}\text{C}$ anomáliát, ami szervesanyag-eltemetődésre utalhat. A hőmérséklet-csökkenés fordított üvegházhatásként értelmezhető, amelyet a többlet szén eltemetése miatti légköri szén-dioxid szint csökkenése okozott. A callovi-oxfordi átmenet környékén azonban nem találtak jégtakaró képződéséhez köthető üledékes nyomokat, a kalcit $\delta^{18}\text{O}$ jele pedig olyan más tényezőktől is függ, mint a tenger sótartalma, illetve a kalcit kicsapódáskor jelenlévő tengervíz $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ értéke. Az összesített $\delta^{18}\text{O}$ jelben felülreprezentáltak az Európából, azon belül főleg a szubboreális régióból származó adatok, ezért a callovi-oxfordi lehülés egyelőre nem tekinthető bizonyítottan globális eseménynek. Lehetséges, hogy a lehülést regionálisan inkább a szárazföld és tenger konfigurációjának megváltozása miatt bekövetkező, a boreális régióból délre irányuló hideg óceánáramlás okozta, ami összefüggésben lehet sótartalom-változásokkal is. Az itt bemutatott, új lelőhelyekről származó stabilizotóp- és nyomelemvizsgálatok kibővítik a korábbi adatokat a középső és késő jura intervallumra vonatkozóan. A callovi-oxfordi környezetváltozás mélyebb megértése érdekében azonban

további geokémiai vizsgálatok szükségesek. Fontos új információt nyújthatnak erről az időintervallumról Magyarországról a Tethys északi peremét képviselő Tisza-egységből származó minták, amelyek segíthetnének az európai epikontinentális területek paleo-oceanográfiájának megértésében.

Bevezetés

Rövid időtartamú klímaváltozások a jura időszakban

A mezozoikum a Föld történetének egyik tipikus üvegház periódusát képviseli, amelyet tartósan meleg, kiegyensúlyozott éghajlat és a sarki jégtakarók hiánya jellemzett, a magas légköri CO₂-szint jelentős hatásával. Ezt a CO₂ becslések is alátámasztják, ugyanis a jura időszaki CO₂ szintet 1200-3000 ppmv közé (a mai érték 4-10-szeresére) teszik ([Dromart et al. 2003a](#), [Sellwood & Valdes 2008](#)). A hosszan tartó, a jurát is jellemző üvegház klímát rövidebb időskálán gyors (0,5–1 M év), jelentős felmelegedési és lehülési események szakították meg. A lehülések okai a mai napig vitatottak, de mindenesetre az üvegházhatású gázok koncentrációjának átmeneti ingadozásai fontos szerepet játszottak az éghajlat alakulásában ([Dera et al. 2011](#)). A lehülések bizonyításához a jégkorszakokat jellemző üledékes kőzetek nagyrészt hiányoznak a jura időszakban, ez azonban nem zárja ki a rövid távú lehülések bekövetkezésének lehetőségét. Price ([1999](#)) a jura során három lehetséges hűtőház intervallumot határozott meg hideg, fagyponthoz alatti klímára utaló bizonyítékok alapján, mégpedig a plienschichi, a bajocense és a tithon korszakok alatt. Dromart et al. ([2003a](#)) szerint a callovi-oxfordi határon szintén egy sarki jégtakarót is eredményező lehülés következhetett be.

A középső-késő jura átmenet (MLJT) jellemzői

A középső-késő jurát egy üvegház klímával rendelkező időintervallumként ismerjük ([Frakes 1979](#)). Jellegzetessége, hogy a trópusi-szubtrópusi viszonyok messze felnyúltak a jelenlegi mérsékelt öv szélességi tartományába, és mérsékelt éghajlat uralkodott a sarkvidékeken is ([Hallam 1975](#)). A callovi-oxfordi határon azonban jelentős lehülést figyeltek meg ([Dromart et al. 2003a](#)). A középső-késő jura átmenet (*Middle-Late Jurassic Transition*, MLJT) körül a Föld-rendszert a szénkőforgás jelentős zavarai és az azt kísérő éghajlati és tengerszint-ingadozások (esetleg glacioeustázia) alakították. A késő bathban meginduló globális

tengerszint-emelkedés a karbonátplatformok alacsony szélességekre történő beszűküléséhez, valamint nagy mennyiségű tengeri szervesanyag-lerakódáshoz vezetett. A tengerszint és a hőmérséklet a maximumot a középső calloviban érte el. Az élővilág migrációja és az északi félteke tengerfelszíni hőmérsékletének részletes, izotópos méréseken alapuló vizsgálata azt jelzi, hogy a késő callovi elején drasztikus éghajlati romlás kezdődött, közvetlenül a szervesanyag-felhalmozódás után. Ez a hőmérséklet-csökkenés inverz üvegházhatásként értelmezhető, amit a többlet szerves szén eltemetése miatt bekövetkező légköri szén-dioxid szint csökkenése okozott ([Dromart et al. 2003b](#)).

Dromart et al. ([2003a](#)) szerint a lehűlés nagyságrendje és a tengerszint hirtelen, globális szintű esése kontinentális jég kialakulására utal. Azonban nem ismertek olyan hideg éghajlatot jelző üledékes bélyegeket (pl. glendonit, ejtett kő), amelyek alátámasztanák a feltételezett "hidegház" és a jégkorszak jelenlétét a callovi-oxfordi határon ([Hesselbo et al. 2020](#)).

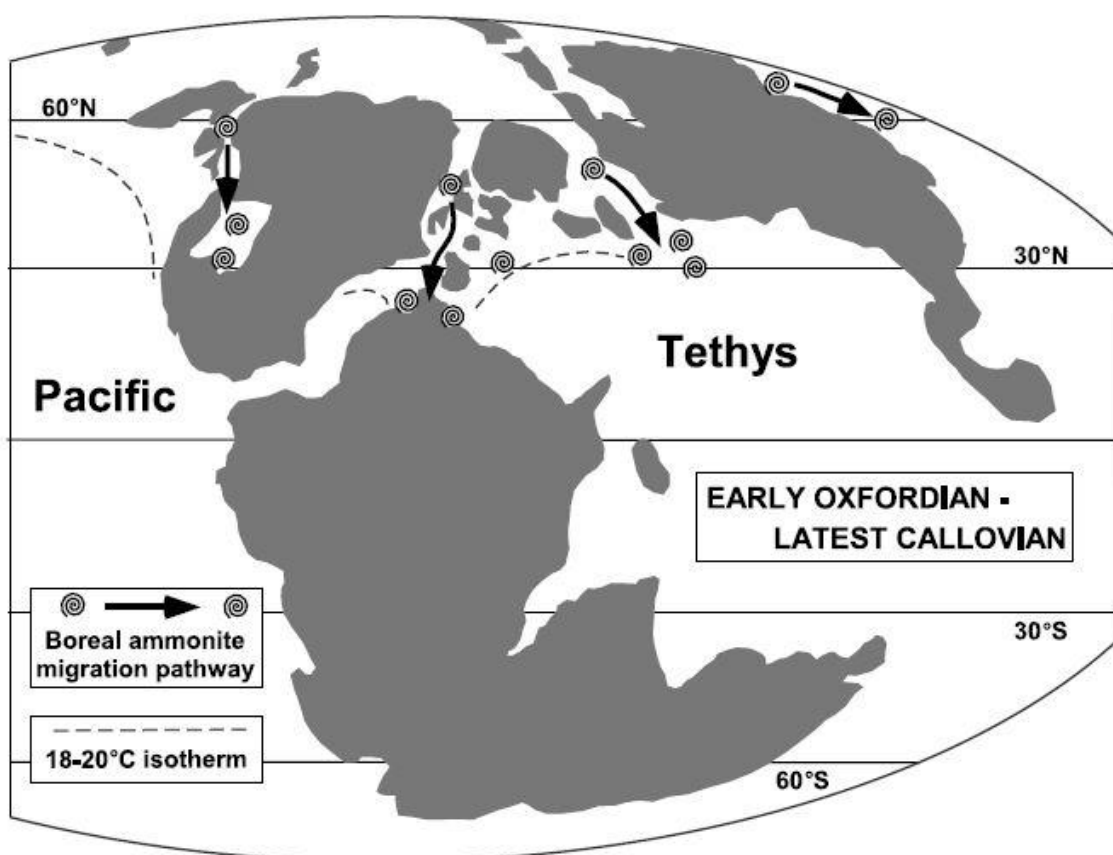
Dromart et al. ([2003a](#)) szerint a tengervíz lehűlése a késő calloviban kezdődött (Athleta Zóna), és a minimum hőmérsékletet a Mariae Zónában érte el. A callovi-oxfordi korszakhoz kapcsolódó lehűlési epizód, a sarki jég és a feltételezett eusztatikus tengerszint-csökkenés azonban továbbra is erősen vitatott ([Wierzbowski et al. 2018](#)). Kétségtelen, hogy további nagy felbontású izotópos vizsgálatokra van szükség a callovi-oxfordi izotópos eltolódás megerősítéséhez, a jelen dolgozatban bemutatott adatok azonban egyértelműen alátámasztják ennek az eseménynek a létezését.

Kelet-Franciaországból és Nyugat-Svájcban gyűjtött halak és cápák fogzománcának oxigénizotópos összetételének vizsgálata ([Dromart et al. 2003a](#), [Lécuyer et al. 2003](#)) alapján arra következtettek, hogy a középső és a késő jura határán az északi félteke óceáni hőmérsékletben jelentős lehűlés, majd egy azt követő gyors felmelegedés következett be. Dromart et al. ([2003a](#)) úgy vélte, hogy a középső-késő jura átmenet a Föld klímátörténetének egyik fő fordulópontját jelentheti. A jurára összeállított oxigén stabilizotópos (nagyraoszt belemniteszekből származó) adatok ([Podlaha et al. 1998](#), [Jenkyns et al. 2002](#), [Dera et al. 2011](#), [Veizer & Prokoph 2015](#)) alátámasztják a lehetséges hűtőház-üvegház átmenetet. Az izotópos adatbázisok azonban számos olyan, egymástól távol eső helyekről származó minták mérési adataiból állnak, ahol a hőmérséklet és a tengervíz izotópos összetétele különbözött, ami megnehezíti a globális paleohőmérséklet-rekonstrukciók értelmezését. Az MLJT-t követően viszont az oxfordiban visszaállt a jurát jellemző üvegház klíma, a

karbonátplatformok ismét kiterjedtek. Az oxfordit követően a kimmeridgi korszakban a hőmérséklet elérte a késő jura alatti maximumot.

A lehűlés paleobiogeográfiai bizonyítékai

Az ősmaradványok megjelenése és elterjedése különböző információt nyújt az egyes területek paleoklimájáról. Az ammoniteszek jól jelzik a felszíni vízhőmérséklet változásait, mivel feltehetőleg a vízoszlop felsőbb részében éltek. A mezozoikum nagy részében az északi féltekén két nagy faunaprovincia létezett: a hideg, boreális provincia, illetve a meleg, tethysi provincia ([Page 2008](#)). A középső jura végén a boreális provinciára jellemző ammoniteszek megjelentek alacsonyabb szélességeken is, a tethysi provinciában („*boreal spread*”) (1. ábra). A késő calloviban a boreális Kosmoceratidae és Cardioceratidae családok megjelentek az akkoriban délebbre, a tethysi provinciához tartozó Dél-Franciaország és Portugália területein is, majd az oxfordiban egészen északnyugat Afrikáig migráltak ([Page et al. 2009a](#)). Az oxfordi GSSP (globális sztratotípus szelvény és pont) egyik jelöltje a dél-angliai, Dorsetben található Redcliff Point tengerparti szelvény. Ebben az agyagos



1. ábra: A boreális provinciából a tethysi provinciába irányuló, a lehűlés következményének tekintett ammonitesz migráció a callovi-oxfordi határon ([Dromart et al. 2003a](#))

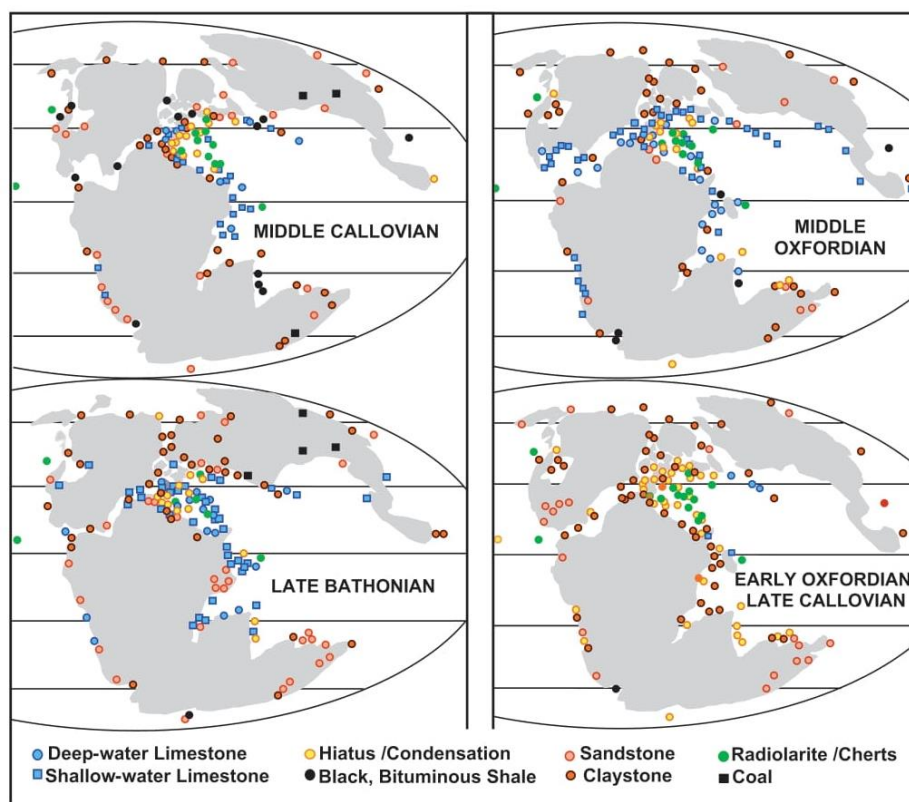
litológiájú szelvényben a GSSP egybeesne a *Quenstedtoceras mariae* zóna *Cardioceras scarburgense* szubzónájának bázisával.

Továbbá a nannofossziliák abundancia növekedése, illetve az egyes taxonok százalékos aránya alapján a felszíni víz magas bioproduktivitására következtettek a callovi-oxfordi átmenetnél. A fokozott bioproduktivitás a francia Szubalpin-medencében egybeesik a felszíni vizek lehűlésével is, amit a hűvös vizet kedvelő taxonok relatív gyakoriságának növekedése jelez ([Tremolada et al. 2006](#), [Giraud et al. 2009](#)). A szárazföldön a hideg, nedves klímát kedvelő *Xenoxylon* edényes növény megjelenése Németország és Franciaország területein a késő callovi-kora oxfordiban szintén alátámasztja a lehűlést ([Philippe & Thevenard 1996](#)).

A lehűlés bizonyítékai üledékes rétegsorokban

A globális karbonátos üledékképződés jelentősen megváltozott a középső-késő jura átmenet környékén (2. ábra). A bathra jellemző karbonátrámpák széles körű kialakulása után a karbonátfelhalmozódás egyértelmű visszaszorulása következett be mindkét féltekén ([Cecca et al. 2005](#)). A callovit a tengeri karbonátos üledékek általános hiánya jellemezte, ami az oxfordi elejét is érintette. A karbonátos üledékképződés később, a középső oxfordiban helyreállt. A callovi-oxfordi átmenet alatt az európai kontinensen nagyrészt szünetelt a karbonátprodukció, és felváltotta a szervesanyagban gazdag márgás-agyagos üledékek lerakódása. Az MLJT körül globális szinten a világ tengereiben szinte alig képződött karbonátban gazdag üledék ([Dromart et al. 2003b](#)). A középső calloviban számos helyen tengeri szervesanyagban gazdag üledék halmozódott fel (pl. bitumenes pala) alacsony és közepes szélességi fokokon is. Az egyik ilyen szervesanyag-gazdag callovi üledék az angliai Oxfordi Agyag Formáció Peterborough Tagozata ([Kenig et al. 1994](#)). Ezen kívül a világ számos területén is megtalálhatók hasonló képződmények ebből az időintervallumból, pl. az Arab-medencében a Tuwaiq Formáció szervesanyag-gazdag intervalluma akár a 150 méter vastagságot is eléri ([Dromart et al. 2003a](#)).

A középső bath-tól a középső oxfordiig az üledékképződés meglehetősen visszafogott és hézagos volt, amelyet lerakódásmentes és eróziós periódusok jellemeztek ([Reolid et al. 2010](#)). A Föld különböző pontjain pl. a Csendes-óceán északkeleti részén, a peri-tethysi régióban, a Tethys délkeleti részén (Arab-félsziget) ([Rousseau et al. 2005](#)) és a Tethys déli peremén (India) ([Fürsich et al. 1992](#)) is található a callovi-oxfordi átmenet idején kondenzált rétegek, illetve radiolaritok (2. ábra). Továbbá, változó időtartamú hiátusok, tenger alatti keményfelszínek, Fe-Mn-ooidok, limonitkérges és neptuni telérek is megfigyelhetők a callovi-oxfordi határ körül ([Norris & Hallam 1995](#), [Azerêdo et al. 2002](#), [Collin et al. 2005](#), [Rais et al. 2007](#), [O'Dogherty et al. 2018](#), [Husinec et al. 2022](#)). A callovi-oxfordi hiátus magyarországi rétegsorokban is kimutatható. Vörös ([2012](#)) szerint Villányban a callovi-oxfordi átmenet környékén bekövetkezett hosszú üledékképződési szünet a karbonátháztartás komoly korlátozását tükrözi, ami a hirtelen lehülésnek és az óceáni áramlási rendszer megváltozásának, valamint a nagyobb mennyiségű oldott CO₂-nak volt köszönhető. Később, a középső oxfordiban, a globális felmelegedésnek köszönhetően a karbonáttermelés jelentősen megnőtt és visszaállt (2. ábra).



2. ábra: A karbonátos kőzetek visszaszorulása a callovi-oxfordi határ körül: hiátusok, keményfelszínek, radiolaritok, erősen kondenzált rétegek, és a Fe-Mn ooidok térhódítása ([Dromart et al. 2003a](#))

A késő aalenitől kezdve fokozatos tengerszint-emelkedési trend figyelhető meg, amit megszakít néhány tíz méteres tengervízszint esés a bajociban, illetve a callovi-oxfordi átmenetnél, majd a tengervízszint a kimmeridgiben érte el a maximumot ([Haq 2018](#)). A tengerszint-esés az MLJT-nél globálisan jól dokumentált, eusztatikus eredetű, és a késő calloviban volt a maximuma, amelyet a sarki jégfelhalmozódás okozhatott ([Dromart et al. 2003a](#)). A tengerszint változása azonban ez időintervallumban még mindig vitatott. Egyes szerzők globális tengerszint emelkedésre következtetnek ([Norris & Hallam 1995](#), [Wierzbowski et al. 2009](#)).

Célkitűzés

A jelen tanulmány új, főleg dél-angliai szelvényekből mintázott belemniteszekből és kagylókból származó stabilizotópos ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) és nyomelem geokémiai (Mg/Ca) proxy adatokat mutat be a bajoci-oxfordi emeletekből. E tipikusan üvegház klímával jellemzett időszak szubboreális paleoklimáját vizsgáltam egyrészt $\delta^{18}\text{O}$ és Mg/Ca adatok segítségével, amelyek együttesen alkalmazva értékes információkat szolgáltatnak az egykori tengervíz-hőmérséklet- és sótartalom-változásairól, másrészt $\delta^{13}\text{C}$ adatokkal, amelyek segítségével a paleoklimatikus változásokat a globális szénciklus ingadozásaival hoztam összefüggésbe. Továbbá a dél-angliai izotópadatokat összehasonlítottam más, korábban publikált globális, regionális és lokális belemnitesz adatokkal annak érdekében, hogy a hosszú távú $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ változásokat vizsgáljam, és hozzájáruljunk a globális rétegtani korrelációhoz. Elsőként közzlünk mérési adatokat a callovi emelet névadó lelőhelyéről, Kellaways-ról származó ősmaradványok vázanyagából, valamint kibővítjük az oxfordi GSSP jelölt Redcliff Point szelvény geokémiai rekordját.

Földtani háttér

Jura képződmények a Brit-szigeteken

Jura üledékes képződmények nagy elterjedésben fordulnak elő Nagy-Britanniában és a szomszédos kontinentális selfen. A jura időszakban Nagy-Britannia területe a mainál mintegy 20°-kal délebbre feküdt (körülbelül az é. sz. 30° és 40° között). Az éghajlat meleg és paradís volt, nagy mennyiségű csapadékkal és magas szén-dioxid-szinttel ([Cope 2006](#), [Sellwood & Valdes 2008](#)), ami intenzív málláshoz vezetett a kiemelt területeken, valamint

jelentős mennyiségű szárazföldi lefolyáshoz, amely a lebegő üledéket és az oldott tápanyagot a környező tengerekbe szállította. Ahol a feltételek megvoltak hozzá, a meleg éghajlat és a légköri CO₂ szint ösztönözte a biogén tengeri karbonátlerakódást. A Pangea szuperkontinens triász végén kezdődő feldarabolódása során Északnyugat-Európa térségében extenziós medencék alakultak ki. A Brit-szigetek Laurencia (a mai Észak-Amerika és Grönland) és Fennoskandia (a mai Skandinávia) kontinensrészek között, a boreális és a tethysi régiókat észak-déli irányban összekötő tengeri átjáró déli vége felé helyezkedett el, egy olyan területen, ahol a sekély tengert kis szigetek tagolták.

A kora jura általánosságban a globális tengerszint-emelkedés időszaka volt, a legnagyobb transzgressziót a toarci közepén elérve. A késő toarciban széles körű regresszió következett be, amelyet valószínűleg a kéreg kiemelkedése és a hozzá kapcsolódó vulkanizmus okozott az Északi-tenger déli részén ([Korte et al. 2015](#)). A középső jura nagy részét (az aalenitől a bathig) a selfterület szerény (euszatikus ingadozásokhoz és a regionális kiemelkedéshez/süllyedéshez kapcsolódó) süllyedése jellemzi, jelentős változásokat okozva a partvonalak helyzetében és konfigurációjában, valamint az üledékképződési környezetekben. Ennek következtében sok képződmény viszonylag vékony és oldalirányban változékony, és a fáciesövek az idő folyamán oldalirányban vándoroltak. A késő jurától kezdődő általános, euszatikus tengerszint-emelkedés a szárazföldi területek visszaszorulásához és finomszemcsés sziliklasztos üledékek lerakódásához vezetett.

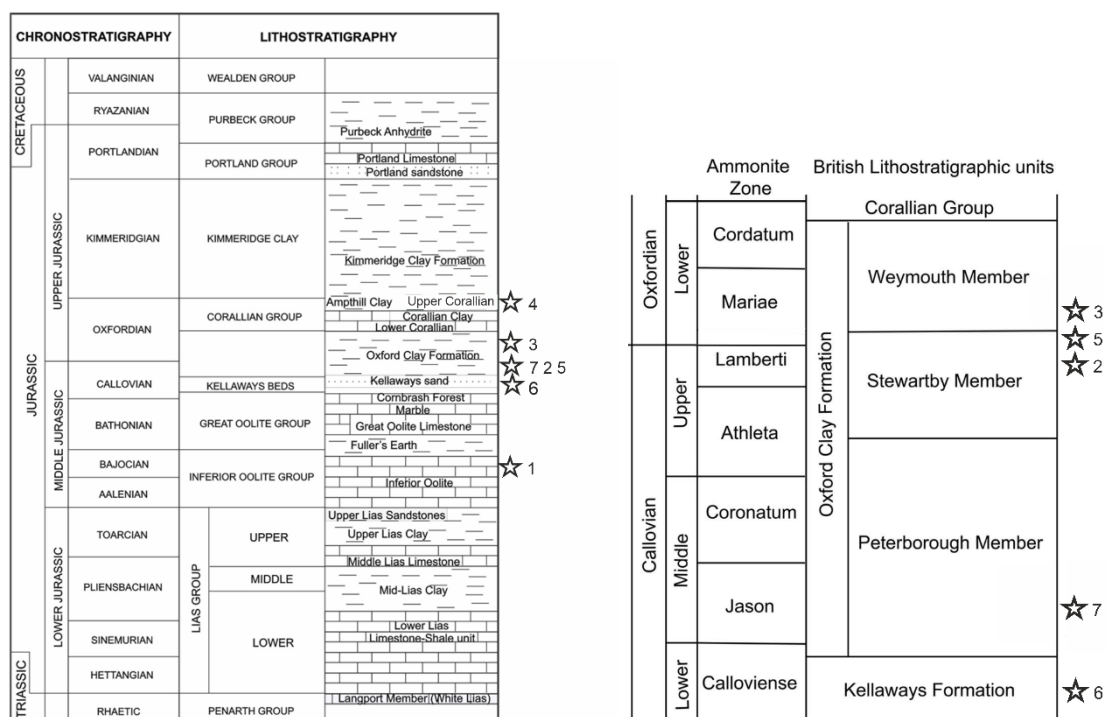
Callovi-oxfordi képződmények litosztratigráfiai tagolása

A callovi emeletet d'Orbigny ([1850](#)) az angliai Wiltshire-ben található Kellaways település után nevezte el, ugyanis a "Calloviensis" a település latin nevéből származik. d'Orbigny ([1850](#)) az oxfordi emeletet a dél-közép-angliai Oxford városáról nevezte el, az Oxfordi Agyag Formációra utalva. A callovi-oxfordi határt a *Quenstedtoceras* genus megjelenése jelzi. A határ fő biosztratigráfiai eseménye a "boreális migráció", azaz a boreális Cardioceratidae ammoniteszek elterjedése Európa-szerte, és keveredésük a Phylloceratidae-kben gazdag tethysi provincia faunájával ([Page 2008](#)) (1. ábra).

Az alsó jura formációkat diszkonformitással az *Inferior Oolite* Formációcsoporthoz váltja fel az aaleniben, erre következik a *Great Oolite* Formációcsoporthoz az alsó calloviig. A *Great Oolite* Formációcsoporthoz fedőjében az Ancholme Formációcsoporthoz az alsó callovitól a kimerdgiig terjed, így a középső és a felső jurát is magába foglalja. Az Ancholme Formációcsoporthoz

középső jurából két formáció tartozik, a Kellaways és az Oxfordi Agyag Formációk, melyek széles földrajzi elterjedésűek, a dorseti partoktól egészen Észak-Yorkshire-ig húzódnak (Cox et al. 1992). Az Oxfordi Agyag Formáció átnyúlik a felső jurába. Az oxfordiban az Oxfordi Agyag Formációra települ a *Corallian* Csoport, ami szintén az Ancholme Formációcsoport része. E dolgozat szempontjából kiemelendő fontosságú a *Corallian* Csoport Sandsfoot Formációja, azon belül különösen a felső oxfordi *Sandsfoot Grit* Tagozat (3. ábra).

A középső-késő jura átmenet megértéséhez kulcsfontosságú az Oxfordi Agyag Formáció, mivel ez a képződmény átnyúlik a callovi-oxfordi határon. Az Oxfordi Agyag Formáció középső callovi és alsó oxfordi tengeri képződmény Közép- és Dél-Angliában, ami az egykori parttól legalább 150 km-re, 50 m-nél sekélyebb vízben képződött (Hudson & Martill 1994, Mettam et al. 2014). Két fácies különíthető el benne: magas szervesanyag-tartalmú (16 wt%-ot is elérő TOC), ősmaradványban gazdag „pala”, amit főként a Peterborough Tagozatba sorolnak, és meszes agyagkő, viszonylag alacsony szervesanyag-tartalommal (<1 – 2 wt% TOC), ami a Stewartby és a Weymouth Tagozatokat alkotja (Kenig et al. 1994). A callovi-oxfordi határt a *Cardioceras scarburgense* ammonitesz faj megjelenése jelöli. Viszonylag mély tengeri környezetre utal, ahol agyagos iszap és kisebb mennyiségű

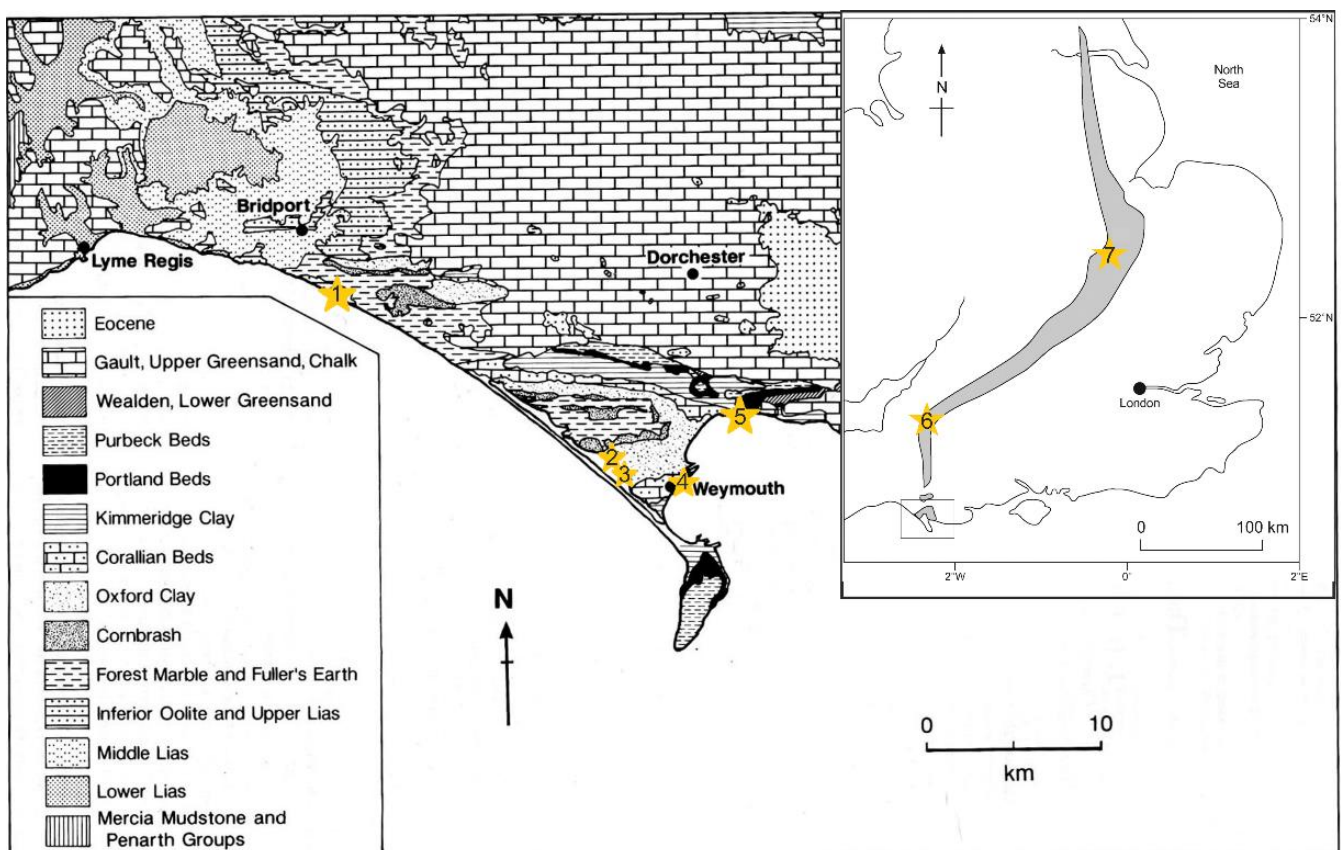


3. ábra: Dél-Anglia litosztratigráfiája Ewin (2017) és Barshep (2021) után. A számozott csillagok a mintagyűjtési szinteket jelölik.

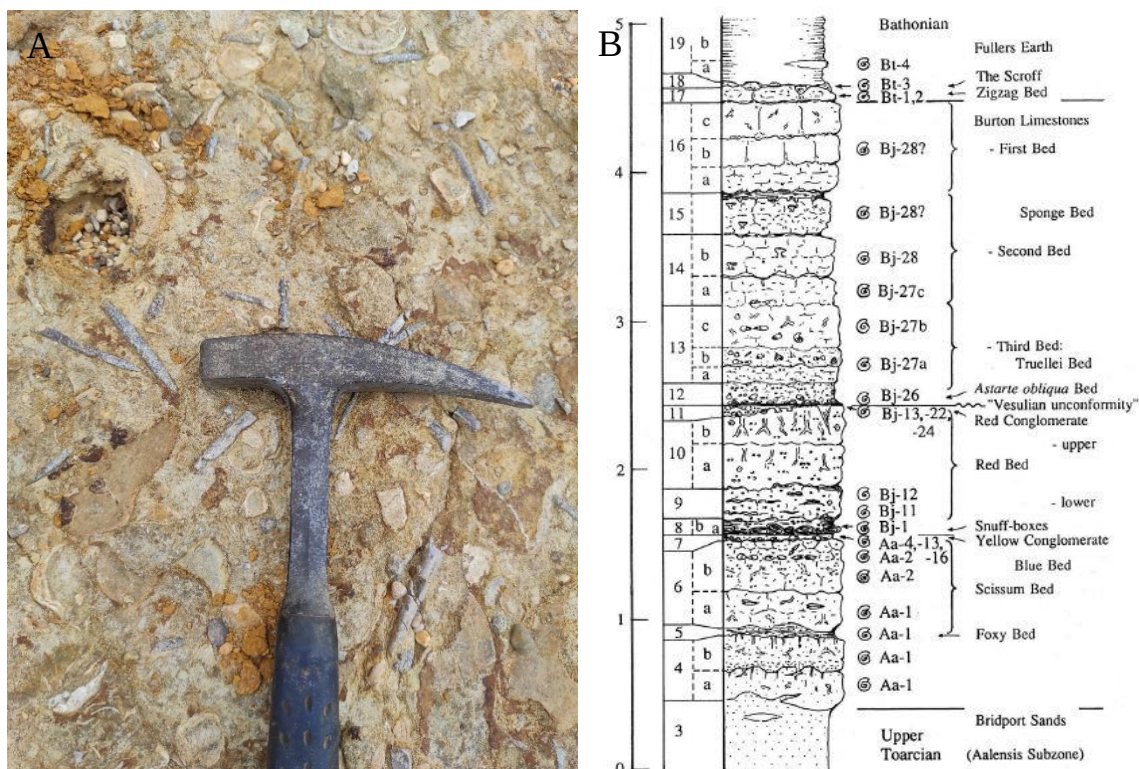
mésziszap rakódott le. A jellemzően nyugodt körülmények, korlátozott fenékvíz-áramlás és anoxikus aljzat elősegítette a szervesanyagban gazdag agyag megőrződését. Délre ezek a vizek a Tethys-óceánnal értek össze, míg északra a boreális vizekkel volt kapcsolat. A tengeri ágak a jura riftesedéssel jöttek létre, ami magyarázatot adhat a boreális ammoniteszek elterjedésére a tethysi régióban ([Hudson & Martill 1994](#)).

Mintagyűjtési helyszínek

A vizsgált minták összesen hét helyszínről származtak (4. ábra). Öt helyszínen végeztem saját gyűjtést Prof. Gregory Price-szal (Burton Bradstock, Tidmoor Point, Furzedown, Kellaways és Sandsfoot Castle), míg a másik két helyszín mintái Prof. Gregory Price korábbi gyűjtéseiből származnak (Yaxley, Redcliff Point). Elsősorban belemniteszeket kerestünk, de ahol előfordultak *Ostrea* vagy *Gryphaea* kagylók, azokat is gyűjtöttük a mérések számára.



4. ábra: Mintázási helyszínek Dorsetben, illetve Délkelet-Angliában. Az alaptérkép Callomon ([1995](#)) után. 1. Burton Cliff, 2. Tidmoor Point, 3. Furzedown, 4. Redcliff Point, 5. Sandsfoot Castle, 6. Kellaways, 7. Yaxley.



5. ábra: Leesett blokk felszínén kipreparálódott belemiteszek (A), és a Burton Cliff szelvénye (B) A rétegtani szelvény Callomon (1995) után.

1. Burton Cliff, Burton Bradstock

A Burton Cliff rétegsorát Burton Bradstocknál nagyrészt az alsó jura Bridport Homok Formáció teszi ki, azonban a szelvény felső részén megtalálható a bajoci *Inferior Oolite* Formáció, amelyet leesett törmeléktömbökből tudtunk mintázni. Az *Inferior Oolite* Formáció üledékesi környezete túlnyomórészt sekély tengeri karbonátos self, amely nyitott nagyobb tengeri területekhez kapcsolódik. A Burton Cliffnél négy elkülöníthető rétegből történt a mintázás, és csak belemniteszeket találtunk. A "Snuff Box" réteg a *Red Beds* alatt található, amely az *Inferior Oolite* Formáció része, már bajoci korú és a Discites Zónába tartozik. Ezt követően a „Red Conglomerate” rétegből kerültek elő a Humphriesianum Zónába tartozó belemniteszek, majd a Parkinsoni Zóna Truellei Szubzónájához tartozó 13. rétegből, illetve a Bomfordi Szubzónájához tartozó 14. rétegből (Callomon et al. 1995) (5. ábra).

2. Tidmoor Point

A Tidmoor Point feltárás a Portland-félszigettől nyugatra található a tengerparton. Ezen a lapos parton Lamberti Zónába tartozó, rendkívül fossziliagazdag agyagok találhatók, azonban nincs szálban álló feltárás. A Tidmoor Point feltárás a Lamberti Zónába tartozó

belemniteszeket tartalmaz, mivel itt megtalálható a *Quenstedtoceras lamberti* zónajelző ammonitesz ([Arkell 1947](#)).

3. Furzedown

A Furzedown Agyag Weymouth-tól nyugatra található a Tidmoor Point közelében, attól keletebbre. Itt sincs szálban álló feltárás, csak az agyagból kimosott fossziliák találhatók a parton. A *Quenstedtoceras mariae* jelzi a Mariae Zónát. ([Arkell 1947](#), [House 1989](#)). A Marie Zóna az oxfordi emelet legalsó zónája. Az alatta lévő Oxfordi Agyag, azaz a Lamberti Zóna a középső jura callovi emeletéhez tartozik.

4. Redcliff Point

A Redcliff Point, Weymouth-tól keletre található tengerparti szelvény, és Európa egyik legteljesebb callovi-oxfordi határszelvényét tárja fel, ezért az oxfordi emelet GSSP jelöltjeként tartják számon. A callovi-oxfordi határ az Oxfordi Agyag Formáció vastag agyagkő fáciesében helyezkedik el, és bőségesen tartalmaz ősmaradványokat, különösen cardioceratid ammonitesz féléket. A szelvényben az oxfordi emelet határát a *C. redcliffense* első megjelenéséhez húznák, ami a Mariae Zóna Scarburgense Szubzónájának is a bázisa



6. ábra: Terepbejárás és mintagyűjtés a dorseti tengerparti lelőhelyeken

([Page et al. 2009b](#)). Innen származnak korábbi szén- és oxigén stabilizotóp adatok, amelyeket *Hibolites hastata* belemniteszekon mértek ([Price & Page 2008](#)). Munkánkban ezeket a méréseket egészítettük ki további adatokkal.

5. Sandsfoot Castle

A Sandsfoot Castle lelőhely Weymouth-tól közvetlenül délre található a tengerparton, egy várrom közelében, leesett kőzetblokkokból tudtuk mintázni. A *Sandsfoot Grit* Formáció a *Corallian* Csoport felső részébe tartozik, ami a felső oxfordiba sorolható. A kőzet barna, karbonátos homokkő, nagyon gyakori *Thalassinoides* nyomfossziliával és előfordul benne a *Ringsteadia cf. pseudoyo* ammonitesz ([Arkell 1936](#)).

6. Kellaways

Kellaways-ban (Chippenham közelében, Wiltshire) található a Kellaways Homok Tagozat. Ez az egység homokból és aleuritből áll, gyakran vékony, váltakozva meszes és agyagos sávokkal. A feltárás nagy részét meszes homokkő alkotja gyakran konkréciókkal és gazdag molluszka faunával, ahol az ammoniteszek és a kagylók az uralkodók. A zónajelző ammonitesz a *Sigaloceras calloviense* ([Page 1989](#)). A feltárás az Avon folyó partján található és a kibúvásokból mintázható.

7. Yaxley

A Yaxley-i feltárás Cambridgeshire-ben található nem messze Peterborough-tól. Az innen származó ősmaradványokat Prof. Gregory Price gyűjtötte egy felhagyott téglagyár gödrében. A Peterborough-i körzetben az Alsó Oxfordi Agyagot mintegy 16 m vastag bitumenes agyag és agyagpala vékony homokkal és kagylós rétegekkel alkotja. A teljes sorozatot csak a Yaxley-i gödrökben lehet jól látni. A gyűjtött ősmaradványok a feltárás alsó részéből, a Jason Zónából származnak.

Mintázási és vizsgálati módszerek

A mintákat több különböző feltárásból, különböző szelvények rétegeiből, a korábbi munkákból ismert ammonitesz biosztratigráfiai helyzetre (zónára, szubzónára, illetve faunahorizontra) való hivatkozással gyűjtöttük. A belemnitesz példányokat taxonómiaiilag nem határoztuk meg, de ismert módon a jura korú belemniteszek Angliában jellemzően a szubboreális *Cylindroteuthis* és *Hibolites* nemzetségbe tartoznak ([Doyle 1987](#)).

Összesen 93 belemnitesz és 58 kagyló példányon (melyből 27 *Gryphaea* és 31 *Ostrea*) végeztünk stabilizotópos és nyomelem-koncentráció méréseket. A mintaelőkészítés és a mérések a Plymouth-i Egyetem laboratóriumában történtek.

Első lépésben kiválogattuk a legjobban megőrződött mintákat, majd az ősmaradványokat először megtisztítottuk, eltávolítottunk minden külső hozzátapadt agyagot, vagy kontaminációt. Többszöri, vízzel való átmosás után kiszárítottuk, majd ultratiszta vízzel újra átmostuk a mintákat, és hagytuk megszáradni őket tiszta laborban. Több mintából vékonycsiszolatot készítettünk, melyeket CITL MK5 típusú katódlumineszcens (CL) Nikon Eclipse 50iPOL mikroszkóppal párosítva vizsgáltunk, az esetleges diagenetikus felülíródást ellenőrizve. Először eltávolítottuk a rosztrum diagenézisre jellemzően leginkább hajlamos területeit (a rosztrum külső részét, az apikális régiót és a megfigyelhető repedéseket/töréseket). A mintákat ezt követően achát mozsárban szétörtük, majd fénymikroszkóp alatt kiválogattuk a legalkalmasabbnak tűnő részeket, kerülve minden elszíneződést, agyagos kontaminációkat, a belemniteszek esetében pedig az apikális régiót, illetve a külső réteget. A belemniteszeknél a „méz-színű”, rosztrumból származó részek reprezentálják általában az elsődleges jelet és a legjobb megőrződést.



7. ábra: Thermo Scientific Delta V Advantage IRMS a Plymouth-i Egyetemen.

A nyomelem (Ca, Fe, Mn, Mg, Sr) tartalom meghatározásához mintánként 100–200 mg karbonátot 20%-os salétromsavban oldottunk fel és Varian 725-ES típusú ICP-AES (induktív csatolású plazma atomemissziós spektrométer) berendezéssel vizsgáltuk a Plymouth-i Egyetemen, JLS-1 és BCS CRM 393 sztenderdekkel együtt.

A stabilizotóp-arányokat Thermo Scientific Delta V Advantage IRMS izotóparány-tömegspektrométeren Gasbench II készülékkel határozták meg a Plymouth-i Egyetemen mintánként 200-300 µg karbonátból (7. ábra). Az izotóparányok NBS kalibrációs sztenderdek segítségével lettek meghatározva, a Vienna Pee Dee Belemnite-hez (VPDB) viszonyítva.

A tengervíz-hőmérséklet számítását $\delta^{18}\text{O}_{\text{bel}}$ és $\delta^{18}\text{O}_{\text{biv}}$ adatokból Anderson & Arthur (1983) egyenlete alapján végeztem:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 16,0 - 4,14 \cdot (\delta_{\text{c}} - \delta_{\text{w}}) + 0,13 \cdot (\delta_{\text{c}} - \delta_{\text{w}})^2$$

illetve a Mg/Ca arányból Bailey (2003) egyenlete alapján:

$$T(^{\circ}\text{C}) = \ln((\text{Mg}/\text{Ca})/1,2)/0,11 \text{ ahol az Mg/Ca arány mmol/mol-ban van megadva.}$$

Eredmények

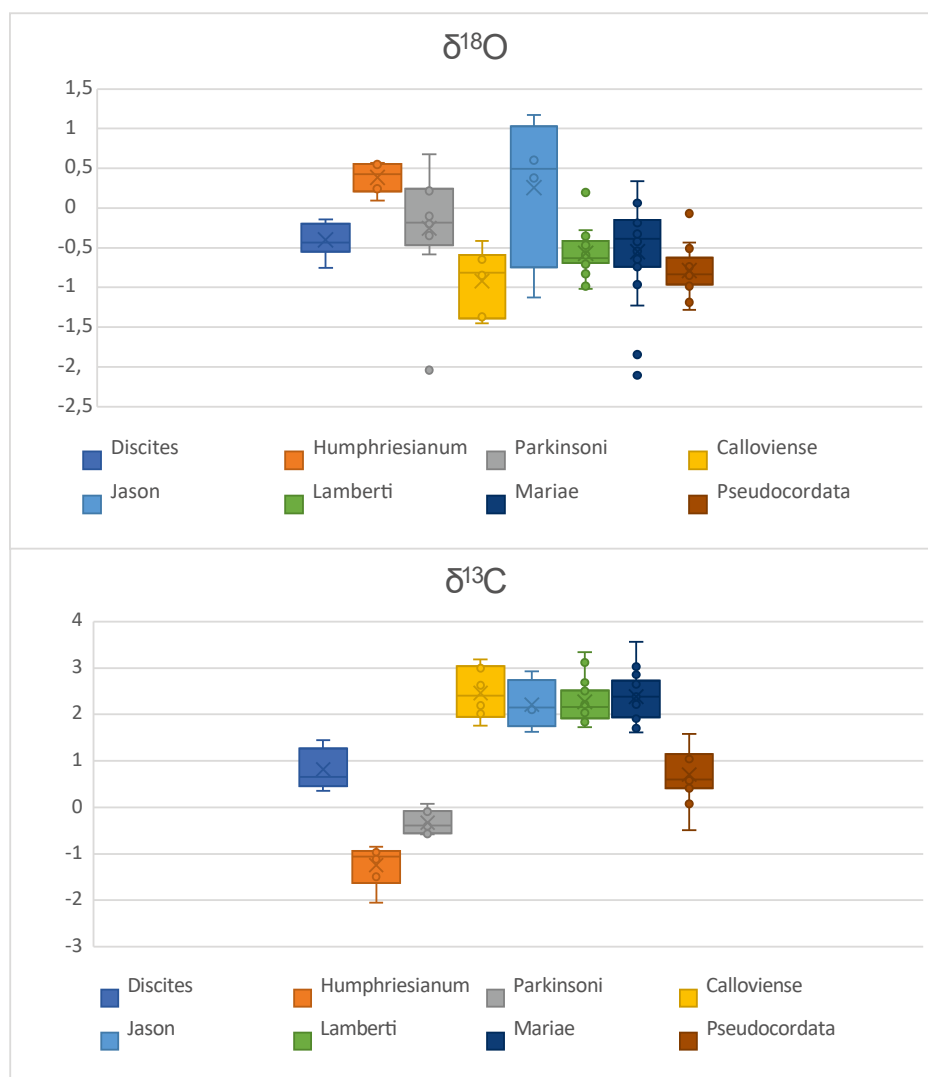
Belemniteszek vázanyagának geokémiája

Összesen 93 belemnitesz egyedet mértünk szén- és oxigén stabilizotópokra, illetve nyomelemekre. A belemniteszek Fe tartalma magas, átlag 274 ppm, a Mn tartalma pedig alacsony, átlag 31 ppm értékeket mutatnak (l. melléklet). A Mn/Ca arány átlaga 0,054 mmol/mol, a Sr/Ca arány átlaga 1,253 mmol/mol. A legmagasabb Mn/Ca arány érték 0,357 mmol/mol, a legmagasabb Sr/Ca arány érték 1,547 mmol/mol. A legalacsonyabb Sr/Ca arány értéke 1,064 mmol/mol.

A belemniteszek Mg/Ca aránya 4,14 és 20,34 mmol/mol között változik. A legalacsonyabb értékeket, átlag 6,84 mmol/mol, a késő oxfordi Pseudocordata Zónában látjuk, ahol egyben a legalacsonyabb, 4,14 mmol/mol, Mg/Ca érték is előfordul. A legnagyobb Mg/Ca arányokat, átlag 15,12 mmol/mol, a késő bajoci Humphriesianum Zónában mértük, azonban a legmagasabb Mg/Ca érték, 20,34 mmol/mol, a Parkinsoni Zónában fordul elő (12. ábra). A belemniteszek Mg/Ca arány értékeinek szórása 3,44.

Az oxigénizotóp értékek $-2,11$ és $+1,17\text{‰}$ között mozognak, átlaguk $-0,5\text{‰}$. A bajoci-oxfordi $\delta^{18}\text{O}$ -trend fiatalodva fokozatosan negatívabb értékeket mutat, amit a legpozitívabb értékek, átlag $0,26\text{‰}$, a késő callovi Jason (Anceps) Zónában szakítanak meg. A Jason Zóna azonban a legnagyobb, $0,98$, szórást mutató zóna is. A legalacsonyabb átlag $\delta^{18}\text{O}$ adat, $-0,79\text{‰}$, a Pseudocordata Zónából származik, míg a legnegatívabb, $-2,11\text{‰}$, a Mariae Zónából (8. ábra). A belemnitesz oxigénizotópos adatok szórása $0,59$.

A szénizotóp adatok $-2,05\text{‰}$ és $+3,6\text{‰}$ között változnak, átlag $1,41\text{‰}$. A $\delta^{13}\text{C}$ -értékek a késő bajoci Humphriesianum Zónában a legnegatívabbak, átlag $-1,25\text{‰}$, a legkisebb érték, $-2,05\text{‰}$, is a zónán belül mutatkozik. A legpozitívabb $\delta^{13}\text{C}$ értékek, átlag $2,36\text{‰}$, a kora oxfordi Mariae Zóna mintáira jellemzők, és a maximum érték, $3,6\text{‰}$, is ebben a zónában található, majd fiatalodva a késő oxfordiban ismét egyre negatívabbak az értékek (8. ábra). A belemnitesz szénizotópos adatok szórása $1,26$.



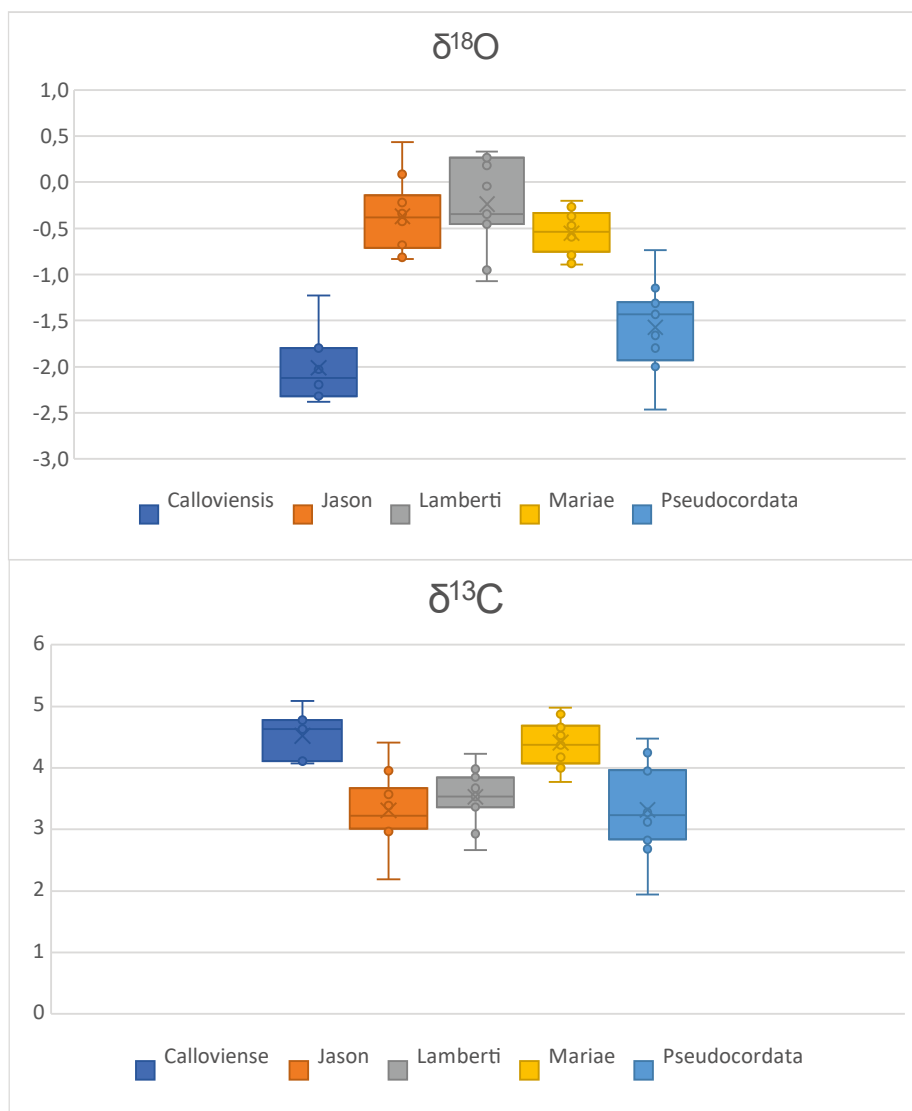
8. ábra: Boxplotok a belemniteszekén mért oxigén- és szénizotóp adatokról zónákra bontva. A vízszintes vonalak mutatják a minimumot, az első kvartilist, a mediánt, a harmadik kvartilist, illetve a maximumot, x jelzi az átlagot.

Kagylók vázanyagának geokémiája

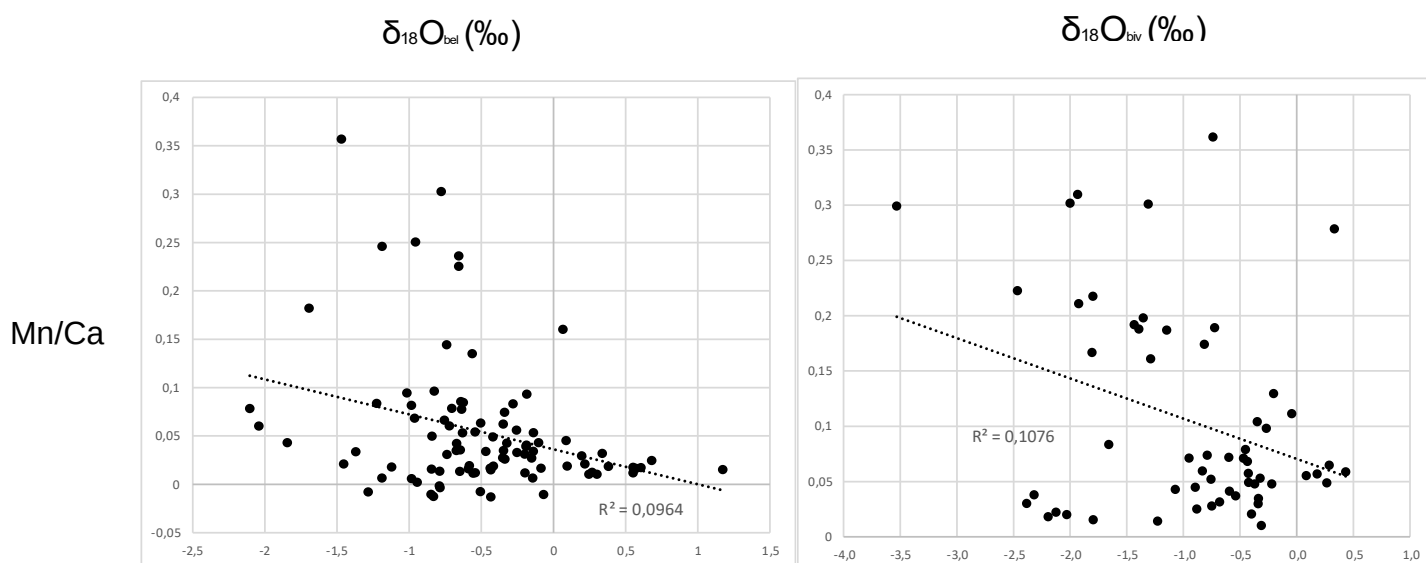
A kagylók közül 27 *Gryphaea* és 31 *Ostrea* példányt mértünk stabilizotópokra és nyomelemekre. A kagylók Fe értékei átlag 165 ppm, a Mn értékei pedig átlag 60 ppm-nek adódtak. A kagylók Mn/Ca aránya átlag 0,11 mmol/mol, a *Gryphaea* példányoké átlag 0,05 mmol/mol, az *Ostrea* példányoké átlag 0,16 mmol/mol. A Sr/Ca arány a kagylóknál átlag 0,6 mmol/mol, a *Gryphaea* példányoknál átlag 0,59 mmol/mol, az *Ostrea* példányoknál pedig átlag 0,63 mmol/mol értékeket mutattak (1. melléklet).

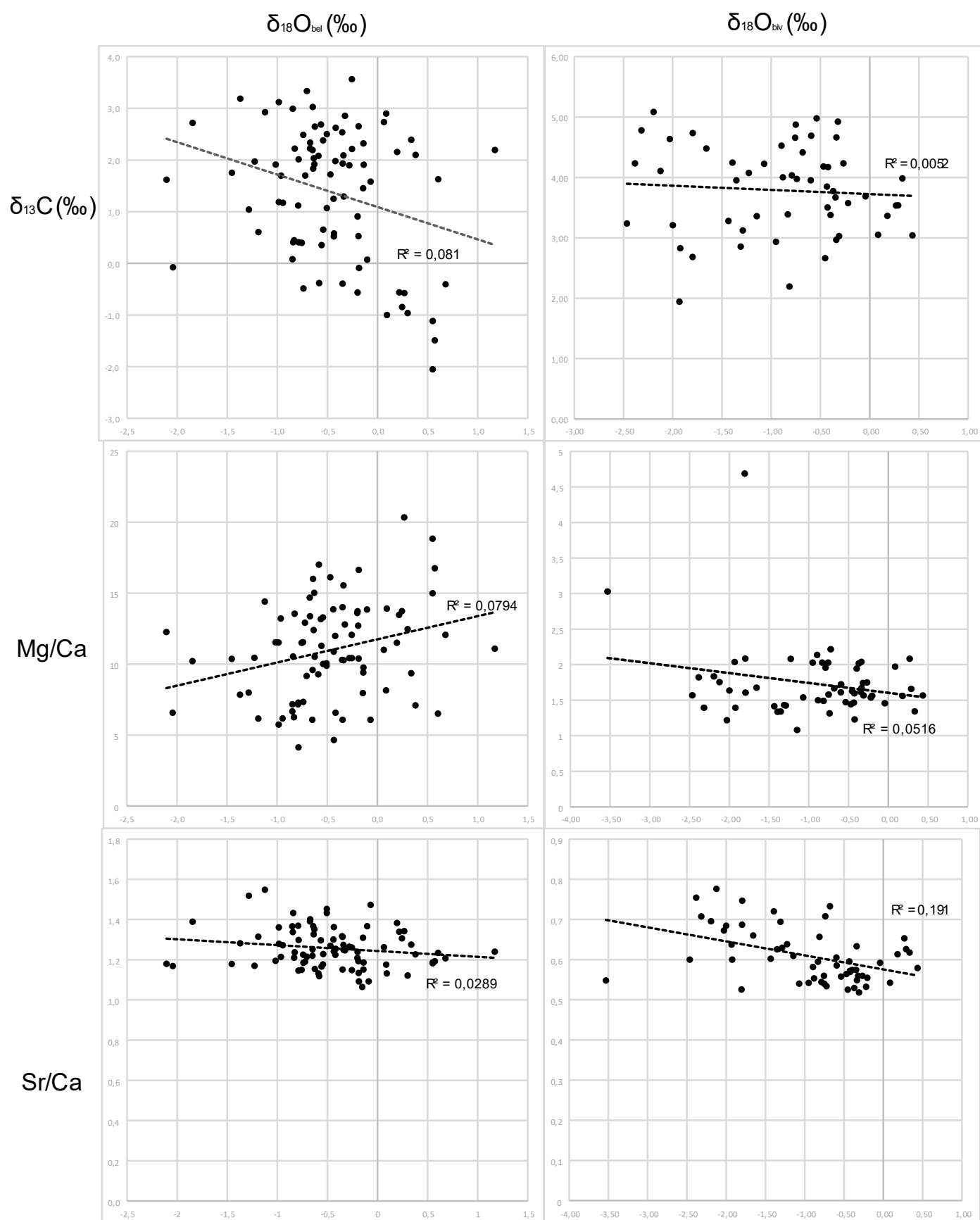
Az oxigénizotóp értékek -3,5 és +0,4‰ mozognak. A kagylók $\delta^{18}\text{O}$ értékei a késő callovi Calloviense- (~*Gracilis*), átlag -2‰, és a késő oxfordi Pseudocordata (~*Bimammatum*) Zónákban a legnegatívabbak, átlagosan -1,8‰. A közöttük lévő késő callovi Lamberti Zónában érik el átlagosan (-0,24‰) a legpozitívabb értékeket, a legmagasabb érték pedig a Jason (*Anceps*) zónában mért +0,43 (9. ábra). Az oxigénizotóp adatok szórása 0,83.

A szénizotóp értékek +1,9 és +5‰ között mozognak. A $\delta^{13}\text{C}$ -értékek a Calloviense Zónában meglehetősen pozitív értékeket mutatnak, átlag 4,52‰. A legkisebb $\delta^{13}\text{C}$ értékeket, átlag 3,3‰ és 3,2‰, a késő callovi Jason és a késő oxfordi Pseudocordata Zónában látjuk, míg a közöttük lévő Marie Zónában, magasabb értékek, átlag 4,41‰, adódtak (9. ábra). A szénizotóp adatok szórása 0,8.



9. ábra: Boxplotok a kagylókon mért oxigén- és szénizotóp adatokról zónákra bontva. A vízszintes vonalak mutatják a minimumot, az első kvartilist, a mediánt, a harmadik kvartilist, illetve a maximumot, x jelzi az átlagot.





10. ábra: Keresztkorrelációs diagramok: az oxigénizotóp értékek összevetve a Mn/Ca-, szénizotóp-, Mg/Ca-, és Sr/Ca értékekkel dél-angliai belemnitesz- és kagyló adataiból.

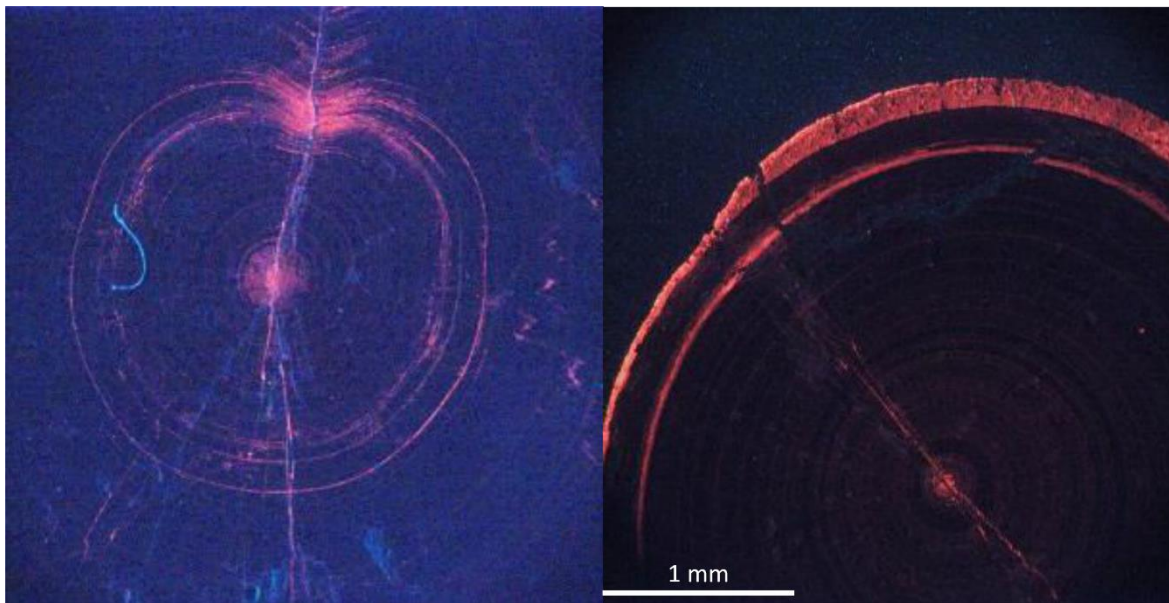
Diszkusszió

Diagenézis

Ahhoz, hogy az egykori tengervíz valódi hőmérsékletére következtetni tudjunk, fontos, hogy a vizsgált kalcit jó megőrződésű, és képződésekor a környező tengervízzel egyensúlyban kiválasztott legyen. A legfontosabb folyamat, ami az elsődleges izotópos jelet felülírhatja, a diagenézis. Ezért részletes diagenézis-vizsgálatra van szükség, hogy az adatok hitelesek és elfogadhatók legyenek.

A belemniteszek többnyire jó megőrződésűek a CL képek alapján, melyek megerősítették, hogy diagenetikus átalakulás csak a perem, az apikális régió, illetve a repedések mentén történt (11. ábra). Néhány példány esetében a Mn-gazdag kalcit narancssárga lumineszcens jele utódlagos felülíródást jelez. A CL vizsgálat mellett a diagenézis által felülírt mintákat Mn/Ca- és Sr/Ca arányok alapján választottam ki.

A Mn/Ca és Sr/Ca arányokat geokémiai proxyként használtam a minták megőrződési állapotának megállapítására, mivel a Mn dúsulás és a Sr elszegényedés egy példányban a lerakódás utáni állapot megváltozását jelzi és a biogén kalcit átalakulására utal ([McArthur et al. 2007b](#)). Így a stroncium- és mangán koncentráció a belemnitesz rosztrumában a diagenézis mutatójának használhatók. A diagenézis által felülbélyegzett mintákon egyértelmű tendencia figyelhető meg a Sr/Ca arányokban. Az alacsonyabb Sr/Ca arányokkal



11. ábra: Belemnitesz rosztrumok katódlumineszcens mikroszkóp alatt. Látható, hogy az apikális régió, a külső perem és a repedések mentén történt diagenetikus felülíródás.

fokozatosan a negatív irányba eltolódó $\delta^{18}\text{O}$ értékek az egykori diagenezis jelenlétét mutatják. A Mn/Ca arány is a diagenezis mutatója, a magas Mn/Ca arány jelzi a felülbélyegzést az eredeti összetételhez képest. A Mn/Ca arányok jelentősen alacsonyabbak a rosztrumban, mint az apikális zónában.

A jelen tanulmányban a diagenetikus felülírt belemnitesz minták kiszűrésére 0,18 mmol/mol határértéket fogadtam el a Mn/Ca, és 1,1 mmol/mol küszöbértéket a Sr/Ca esetében ([Ullmann et al. 2014](#), [Ullmann et al. 2015](#)). Így tíz belemniteszt találtam diagenetikus felülíródottnak és ezeket nem használtam a továbbiakban.

A kagylóknál is a Sr- és Mn-tartalom nyújt információt a kagylók megőrződési állapotáról, a növekvő diagenezissel a Sr eltávozhat, a Mn pedig feldúsul ([Korte et al. 2009](#)). A kagylóknál azonban, a kémiai összetétel különbség miatt, más feltételeket kell felállítanunk. A *Gryphaea*-knál a Mn/Ca határérték 0,1 mmol/mol ([Piazza et al. 2020](#)). Az *Ostrea*-knál $\text{Mn} < 250 \text{ ppm}$ és $\text{Sr} > 400 \text{ ppm}$ számít elfogadhatónak, és diagenetikus nem felülíródottnak ([Korte et al. 2009](#)). Ezek alapján két *Gryphaea* példányt tekintek diagenetikus felülíródottnak. A Mg/Ca vs. $\delta^{18}\text{O}$ kiugró értéke miatt további két *Ostrea* minta is diagenetikus megváltozottnak bizonyult, így összesen négy kagylót kivettem a további elemzésből (10. ábra).

A Fe tartalmat is gyakran használják a diagenezis egyik mutatójaként ([Podlaha et al. 1998](#), [Price & Rogov 2009](#)). A magas Fe ($>150\text{ppm}$) koncentráció az utólagos felülíródást jelzi a belemniteszekben. A méréseink átlagosan magas Fe tartalmat mutattak, azonban más mutatók szerint jó megőrződésűnek bizonyultak (l. melléklet). A méréshez használt sztenderd anyagokra kapott adatok is anomálishan magas Fe tartalmat mutattak, amiből arra következtettünk, hogy a feloldáshoz használt sav esetleg tartalmazott valamennyi Fe-t, így ezt a diagenezis-indikátort ezen az adatsoron nem vettem figyelembe. A minták új nyomelem-analitikai előkészítése a jelen dolgozat készítésekor zajlik, és újra lesznek mérve a közeljövőben. A többi diagenezis mutató proxy jó értékeket mutattak, a minták legnagyobb részét jó megőrződésűnek találtam.

Belemnitesz geokémiai adatok szórása

Belemniteszek

A belemniteszek rosztrumát (az egyedek alacsony Mg-tartalmú kalcitból (LMC) álló ellenálló részét) számos jura és kréta időszaki tanulmányban használták fel a tengeri

hőmérséklet rekonstruálására oxigénizotópos adatok alapján ([Podlaha et al. 1998](#), [Gröcke et al. 2003](#), [Wierzbowski 2004](#), [McArthur et al. 2007b](#), [McArthur et al. 2007a](#), [Nunn et al. 2009](#), [Price & Rogov 2009](#), [Korte et al. 2015](#), [Price et al. 2015](#)). Azonban vita tárgya, hogy mennyire megbízható a belemniteszekből származó hőmérséklet adat. Több tényező nehezíti meg a belemniteszekből származó, főleg stabilizotópos adatok értelmezését:

1. Mivel a belemniteszek kihaltak a kréta végén, nem lehet mai élőlényeken mérni a frakcionálási tényezőjüket, és vitatott, hogy vajon a belemnitesz kalcit a tengervízzel egyensúlyban vált-e ki ([Price et al. 2015](#)).
2. Az oxigénizotópos paleohőmérséklet-rekonstrukciókhoz ismerni kell a tengervíz $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ értékét, amelyből a kalcit kicsapódott. A mezozoikumi tanulmányokban általában $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}} = -1\text{‰}$ -et használnak, ami egy jégmentes Föld globális átlagát jelenti. Azonban a mai óceán ennél sokkal változékonyabb, a $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ mélységfüggő és erősen befolyásolják a helyi változások (pl. sótartalom), így a múlt óceánokra is nagyobb mértékű heterogenitást kell feltételezni ([Zhou et al. 2008](#)).
3. A belemniteszek élőhelye és életmódja, hogy milyen mélységben éltek és vándoroltak-e, nem teljesen ismert.
4. Problémát jelenthet továbbá, hogy a tengervíz összetétel szezonális változásait is leköveti a rosztrum növekedése az állat élete során.

Általánosságban azt gondoljuk, hogy a belemniteszek a vízoszlop jól szellőzött, oxigéndús, felső 200 méteres részén, sekélytengeri környezetben éltek, ragadozó életmódjuknak megfelelően aktív úszók voltak. Ezeken a határokon belül a különböző belemnitesz nemzetségek feltehetően különböző niche-eket töltöttek be, és 1-2 évig élhettek ([Wierzbowski & Joachimski 2009](#), [Hoffmann & Stevens 2020](#)).

A belemnitesz-kalcit stabilizotópos és Mg/Ca adatai szórnak, amit már korábban több tanulmány vizsgált ([Podlaha et al. 1998](#)). A mi adataink a jó megőrződést mutató egyedeknél is szórnak, pl. a $\delta^{18}\text{O}$ 2,4‰ különbséget mutat egy mintavételi helyszínen belül (Furzedown) (8. ábra). Az adatainkban lévő szórás feltehetően nem a diagenezist tükrözi. A jel valódi környezeti és biológiai változékonyságot rögzít, melynek lehetséges okai a különböző belemnitesz fajok eltérő élőhelyei, egyes fajok kozmopolita életmódja, az egyedek élőhelyeinek széles skálája, a vándorló életmódból eredő környezeti változások életük során, és a biológiai frakcionálódás, beleértve a nemek közötti különbségből eredő frakcionálódást is ([Rexfort & Mutterlose 2006](#)).

A mérések alapján egy szelvényben a belemnitesz stabilizotóp-adatok jobban szórnak, mint a teljes kőzet karbonátján mért stabilizotóp értékek. Ez a belemnitesz-jel megkérdőjelezéséhez vezethet, azonban McArthur et al. (2007a) szerint a teljes kőzeten mért $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ relatív egyenletességét három tényezőnek tulajdoníthatjuk. Először is, a teljes kőzetmintákon mért stabilizotóp-arány sok karbonátszemcsét átlagol. Másodszor, a teljes kőzet jele mélységileg is átlagolt a bioturbáció okozta homogenizáció miatt, így a környezeti változások jelei kisimulnak. Végül pedig a teljes kőzet jelét a diagenezis könnyebben felülírja, ami az értékeket elsimíthatja és eltolhatja, miközben az adatok általános tendenciái nem változnak számottevően.

A fentiekből az következik, hogy a belemniteszek rendkívül érzékenyen rögzítik a környezetváltozás jeleit. McArthur et al. (2007a) szerint ezért ha ezrével elemeznénk őket egy rétegtani szintről, ahogyan azt a mikrofosziliákkal tesszük, a különbségeket átlagolnánk, simább jelet kapnánk. Ezért a belemniteszek kalcitját nem szabad némi szórás miatt elutasítanunk, hanem arra kell törekednünk, hogy megértsük és felhasználjuk ezt a szórást a múltbeli környezeti változások értelmezéséhez. Amíg ezt további vizsgálatokkal nem tudjuk teljes mértékben megvalósítani, elfogadjuk, hogy a belemnitesz adatok zaja rontja a bennük rejlő paleokörnyezeti jelek értelmezési lehetőségeit, és ezért csak a $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ és Mg/Ca általános trendjeit értelmezzük, ahelyett, hogy az egyes paleoproxy jel minden maximumát és minimumát részletesen értelmezni próbálnánk.

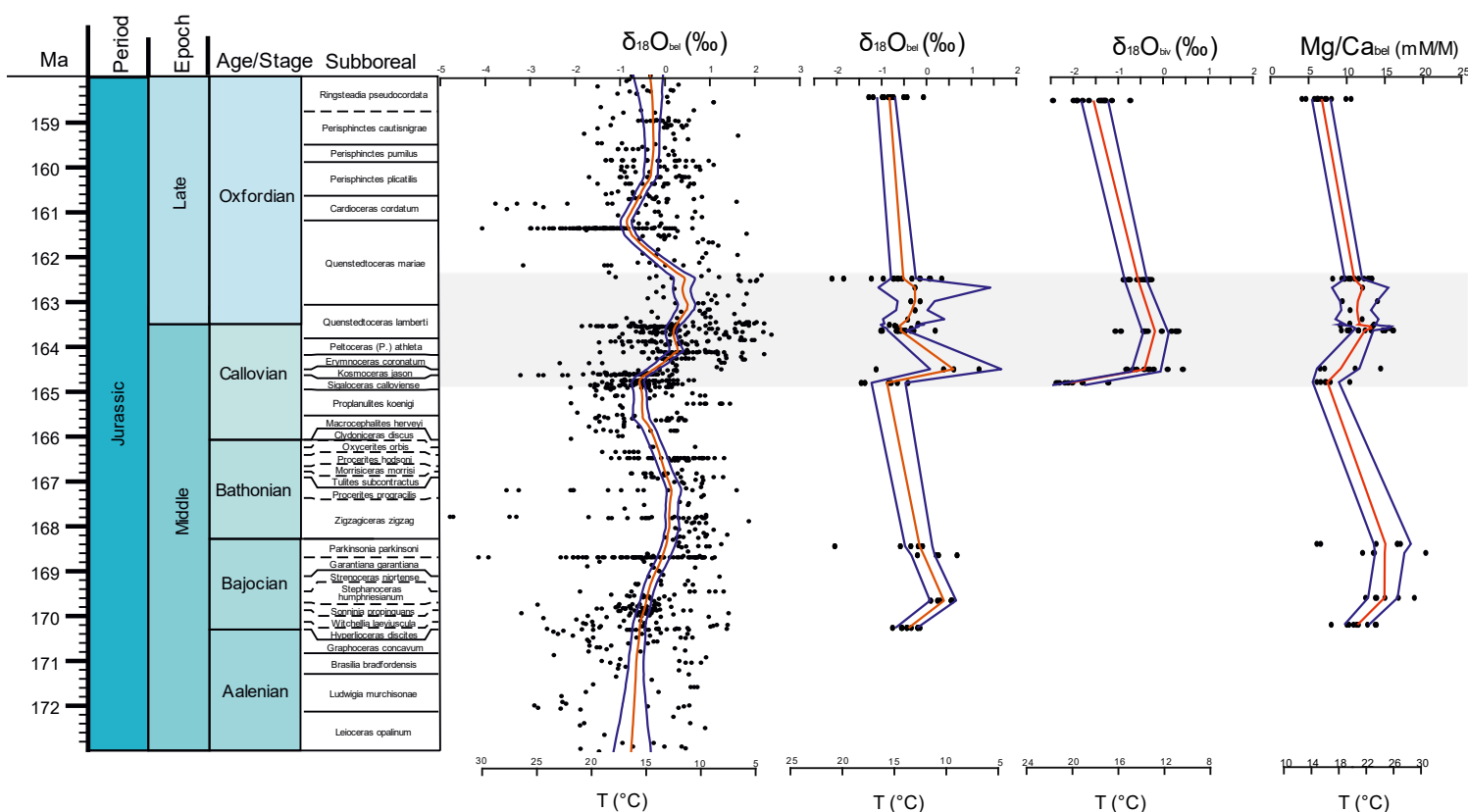
Kagylók

Az egyes kagylók (*Gryphaea* és *Ostrea*) vázát is felépítő alacsony Mg-tartalmú kalcit (LMC) is viszonylag ellenálló a diagenetikus átalakulással szemben, így minimálisra csökkenti a tengervízből származó elsődleges geokémiai jel lehetséges felülíródását. A $\delta^{18}\text{O}$ és a $\delta^{13}\text{C}$ markáns változásai a modern (Surge et al. 2001) és fosszilis (Korte et al. 2009) kagylókban az éghajlati és környezeti változásokat jelzik. Egy ma élő osztriga fajon, a *Crassostrea virginica*-n végzett oxigén- és szénizotópos összetétel tanulmányok szerint a kagylók a kalcitot a tengervízzel egyensúlyban választják ki (Surge et al. 2001). Ugyanakkor, a kagylók izotópos összetételének értelmezését a part menti környezet változó hőmérséklete és sóartalma is megnehezíti, illetve a szezonális.

A fent részletezett okok miatt ugyan a számított tengervízhőmérséklet-adatokat óvatossággal kell kezelni, mindazonáltal jó keretet biztosítanak a hőmérséklet-változás nagyságrendjének megértéséhez.

Klímatrendek

Mind az általam mért belemniteszek, mind a kagylók $\delta^{18}\text{O}$ értékei mutatják a hosszú távú melegedés trendjét a késő bajocitól (Bodin et al. 2020), ami a kimmeridgiben éri el a maximumot (Dera et al. 2011). A belemniteszekből és a kagylókból számított tengervíz-hőmérsékleti adatok alátámasztják a késő callovi lehűlést (12. ábra). Mindkét csoport a Jason Zónában éri el a legpozitívabb $\delta^{18}\text{O}$ értékeket, ami a belemnitesz adatok alapján 9,8 °C, a kagylók adatai alapján pedig 13,6 °C tengervíz-hőmérsékletnek felel meg. Az eltérés a belemniteszek és kagylók hőmérséklet értékei között összhangban van más tanulmányokkal (Anderson et al. 1994, Mettam et al. 2014, Price et al. 2015). A hőmérsékletkülönbséget a kagylók és a belemniteszek között az eltérő élőhely magyarázhatja, illetve a belemniteszek nekton életmódja. A kagylóknál a Lamberti Zónában a legmagasabb a $\delta^{18}\text{O}$ átlaga, ami hőmérsékletben 12,9 °C. Ezen kívül, a belemniteszek a bajoci Humphriesianum Zónában is meglehetősen pozitív $\delta^{18}\text{O}$ értékeket mutatnak, ami egybeesik a késő-korai bajoci lehűléssel (Price 1999, Wierzbowski & Joachimski 2007, Bodin et al. 2020). A belemniteszek Mg/Ca aránya alapján számolt tengervíz-hőmérséklet (átlag 16,6 °C) is a lehűlést bizonyítja a késő calloviban, mely szerint a Calloviensis Zónát is érinthette a hűlés (12. ábra).

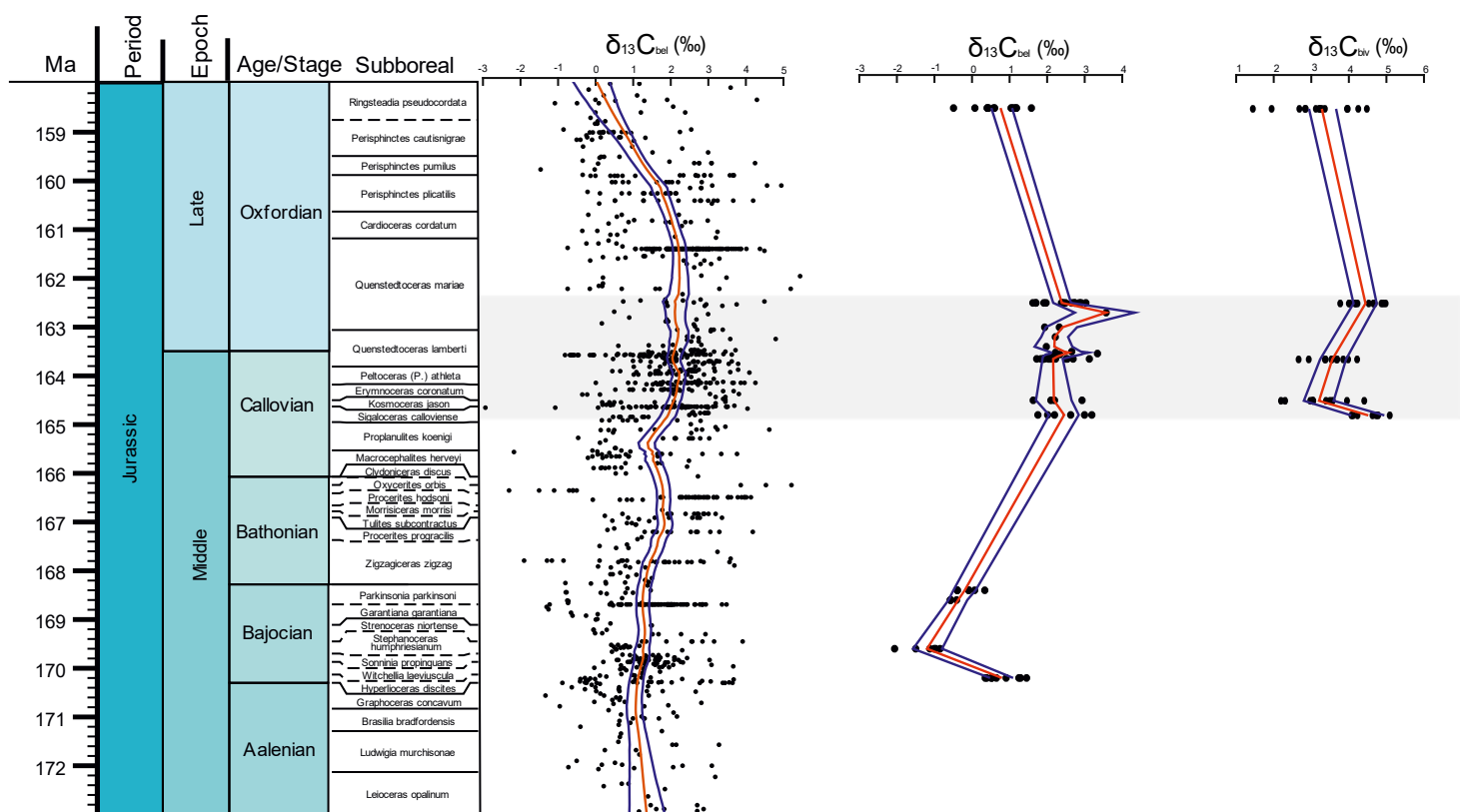


12. ábra: Oxigénizotóp- és Mg/Ca eredmények összevetve a globális (bal), belemniteszekből származó oxigénizotóp-görbével. A görbe LOESS illesztést alkalmazva $f=0,2$ simítással ábrázolva, 95%-os konfidencia intervallummal. A kronosztratigráfia Gradstein et al. (2012) alapján. Szürke sáv jelzi a callovi-oxfordi átmenetet. bel - belemnitesz, biv - kagyló

A $\delta^{18}\text{O}$ és a Mg/Ca alapján számított hőmérsékleti értékek közötti különbséget magyarázhatja, hogy a Mg/Ca jelet nem befolyásolja a tengervíz sótartalma ([Rosales et al. 2004](#)), míg a tengervíz változó $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ értéke függ a sótartalomtól és a sarki jég jelenlététől. Ezért a tengervíz-hőmérséklet becslésére a Mg/Ca arány megbízhatóbb proxy-nak tűnik. Számos klímamodell -0,3 és +0,2‰ közötti $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ értékeket ad ki az é. sz. 40° körüli mezozoikumi üvegházra ([Zhou et al. 2008](#)). Új tanulmányok is alátámasztják, hogy időben változott a $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ a középső-késő jura átmenetnél ([Vickers et al. 2020](#)). Pozitívabb $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ értékekkel számolva magasabb hőmérsékleteket kapnánk a régióban.

Kapcsoltizotóp-adatok a közelmúltból kimutatták, hogy a tengervíz-hőmérséklet magasabb lehetett a középső-késő jurában, mint korábban gondolták, és mint amit a biogén kalcit $\delta^{18}\text{O}$ -ból számított hőmérsékletek mutattak ([Wierzbowski et al. 2018](#), [Vickers et al. 2020](#)).

A szénizotóp adatok kirajzolják a késő callovi pozitív szénizotóp-anomáliát a ami az oxfordi Marie Zónáig tart ([Wierzbowski & Joachimski 2009](#)) (13. ábra). A belemnitesz adatok a bajociban átlag 0,13‰ $\delta^{13}\text{C}$ mutatnak, a calloviban átlag 2,3‰, a kora oxfordiban 2,4‰, majd a késő oxfordira visszaáll 0,7‰-re. A kagylók $\delta^{13}\text{C}$ értékeiben is megtalálható a pozitív



13. ábra: Szénizotóp eredmények összevetve a globális, belemniteszekből származó szénizotóp-görbével. A görbe LOESS illesztést alkalmazva $f=0,2$ simítással ábrázolva, 95%-os konfidencia intervallummal. A kronosztratigráfia ([Gradstein et al. 2012](#)) után. Szürke sáv jelzi a callovi-oxfordi átmenetet.
bel - belemnitesz, biv - kagyló

anomália, azonban csak a Calloviense Zónától van adat, ami viszonylagosan pozitív 4,5‰, majd a Jason Zónától 3,22‰-ról a Mariae Zónában éri el a legpozitívabb értéket, ezután a késő oxfordi Pseudocordata Zónában tér vissza 3,19‰ körüli értékekre (13. ábra). Dromart et al. (2003b) szerint a késő callovi-kora oxfordi pozitív $\delta^{13}\text{C}$ anomália egybeesik a szervesanyag gazdag üledékek képződésével, amit a mi adataink is alátámasztanak.

A pozitív szénizotóp-anomáliák gyakran szervesanyag-eltemetődéshez kapcsolódnak (pl. a toarci anoxikus esemény során). A magas légköri CO_2 szint kedvez a mállásnak, aminek köszönhetően a folyók nagyobb mennyiségű törmelékét és egyben tápanyagot szállítanak a környező tengerekbe. A tápanyag beáramlása az óceánba a tengeri bioproduktivitás növekedését vonja maga után. A fotoszintetizáló, főleg plankton életközösségek, CO_2 -t vonnak ki a légkörből. Fotoszintézis során az élőlények a könnyű, ^{12}C -t részesítik előnyben, így a légkör és a tengervíz ^{13}C -ban gazdagodik. Az elhalt élőlények bomlása oxigént von el a környezetből. Ha elég nagy mennyiségű szervesanyag ülepszik le, akkor az aljzaton oxigénszegény körülmények jönnek létre, és ez lehetővé teszi a szervesanyagban és egyben ^{12}C -ben gazdag üledék megőrződését. A tengervízből kalcitot kiválasztó élőlények így arányaiban több ^{13}C -t építenek be a vázukba, amit pozitív szénizotóp eltolódásként észlelünk. A csökkent légköri CO_2 szint pedig lehűléshez vezet. Dromart et al. (2003a) ezt a mechanizmust „fordított üvegházhatás”-ként értelmezi, és összeköttetésbe hozza a késő callovi pozitív szénizotóp-anomáliával és lehűléssel.

A munkám során frissítettem az eddig publikált globális belemnitesz $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ adatbázist, annak érdekében, hogy nagyobb felbontásban tudjuk vizsgálni Dromart et al. (2003a) eredeti elméletét. Ehhez felhasználtam az előzőleg már összegyűjtött adatbázisokat (Dera et al. 2011, Veizer & Prokoph 2015). A legutóbb publikált, leginkább átfogó tanulmány Veizer & Prokoph. (2015) munkája. Ezt egészítettem ki az azóta megjelent, és általuk nem felhasznált publikált cikkek alapján. A kiegészítő, új adatok kilenc tanulmányból származnak (Williams 1988, Price & Teece 2010, Li et al. 2013, Price et al. 2015, Arabas 2016, Danise et al. 2020, Alberti et al. 2021, Alberti et al. 2022, Vickers et al. 2022). Az ábrázoláshoz a 173 Ma és 158 Ma közötti intervallumot használtam, amely jól lefedi a vizsgált kérdéskört. Ebben az időintervallumban a globális belemnitesz adatok 1286 egyedi mérési adatból származnak, melyek közül a fenti forrásokból 392 belemnitesz adatot adtam hozzá a korábbi adatbázishoz (12. és 13. ábra bal oldali görbéi), tovább bővítve a saját méréseim 85 belemnitesz adatával. A Veizer & Prokoph (2015) által összeállított adatbázis 19 korábbi tanulmány (Anderson et al. 1994, Podlaha et al. 1998, Riboulleau et al. 1998, Padden 2001, Jenkyns et al. 2002,

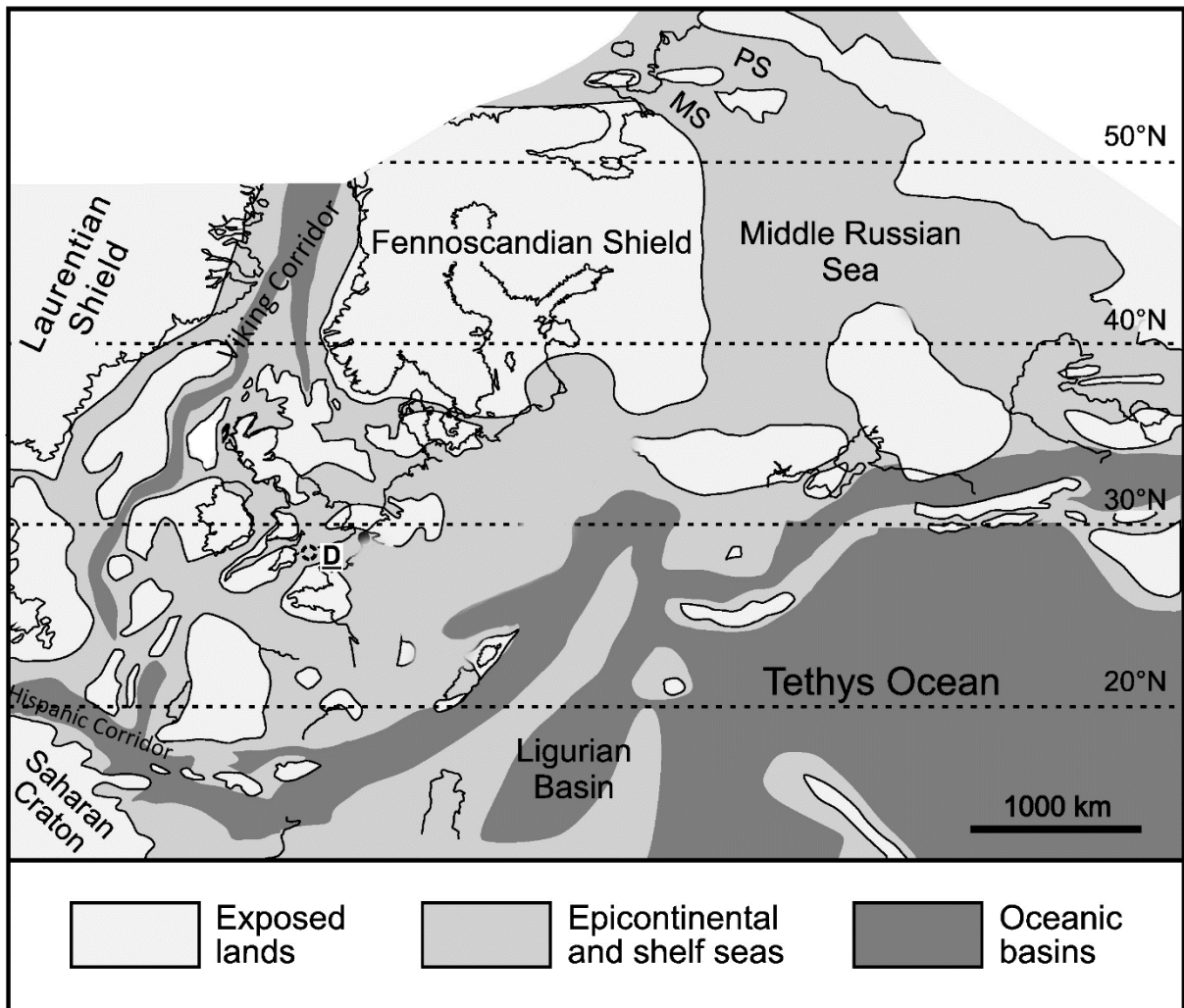
[Longinelli et al. 2002](#), [Wierzbowski 2002](#), [Longinelli et al. 2003](#), [Wierzbowski 2004](#), [Fürsich et al. 2005](#), [Wierzbowski & Joachimski 2007](#), [Metodiev & Koleva-Rekalova 2008](#), [Price & Page 2008](#), [Brigaud et al. 2009](#), [Gómez et al. 2009](#), [Nunn et al. 2009](#), [Price & Rogov 2009](#), [Wierzbowski et al. 2009](#), [Žák et al. 2011](#)) belemnites adatait tartalmazza.

Oxigénszegény aljzat

Az egyik sokat vizsgált és magas szervesanyag-tartalmú üledék a callovi-oxfordi határról az Oxfordi Agyag Formáció Peterborough Tagozata (TOC=16 wt%) ([Kenig et al. 1994](#)). Az Oxfordi Agyag Formációban nagy számban fordulnak elő *Gryphaea* kagylók, legjellemzőbb a *Gryphaea dilobites*. *Gryphaea* az Oxfordi Agyag F. mindhárom tagozatában előfordul. Az alsó Peterborough Tagozatban azonban a bentosz életközösségek alacsony diverzitásúak és a *Gryphaea* kagylók a taxonhoz képest kivételesen vékony héjúak. A középső Stewartby Tagozatban már mérsékelt diverzitást mutatnak más bentosz élőlények és a *Gryphaea*-k. A felső Weymouth Tagozatban ismét alacsony diverzitású bentosz együttesek jelennek meg, kevés *Gryphaea* példánnyal. A tengerfenék anoxiája a calloviban időszakos lehetett, mint azt a Peterborough Tagozat alsó részén a szerves anyagokban- és a kagylókban gazdag agyagrétegek váltakozása mutatja. A szerves anyagokban gazdag rétegek alacsony oxigénellátottságú időszakokban rakódhattak le, míg a kagylós rétegek a kagylók számára még optimális oxigénszintekhez kapcsolódó környezetben ülepedhettek ([Hudson & Martill 1991](#)). A jelen tanulmányban vizsgált *Gryphaea* példányok a Stewartby- és Weymouth Tagozatokból származnak (Tidmoor Point, Furzedown), illetve *Ostrea* példányokat vizsgáltunk a Peterborough Tagozatból (Yaxley). A fenti megfigyelések azokat az elméleteket támogatják, melyek szerint az oxigénszegény fenékvizek elterjedése serkentette a megnövekedett szervesanyag-eltetést, annak a korábbiakban tárgyalt klimatikus hatásával.

Regionális különbségek

Dromart et al. ([2003a](#)) felvetését, miszerint az MLJT során sarki jég kialakulását is eredményező lehűlés volt, erősen árnyalták azóta. Egyre több stabilizotópos adat áll rendelkezésre erre az időintervallumra vonatkozóan, illetve modernebb paleoproxy tanulmányok is születtek, pl. kapcsolt izotópos mérések, Nd és Sr izotópos vizsgálatok. A számos tanulmány ellenére a középső-késő jura éghajlatra vonatkozó proxy adatok még mindig töredékesek. Ezért az itt bemutatott elméletek csak korlátozottan alkalmasak a

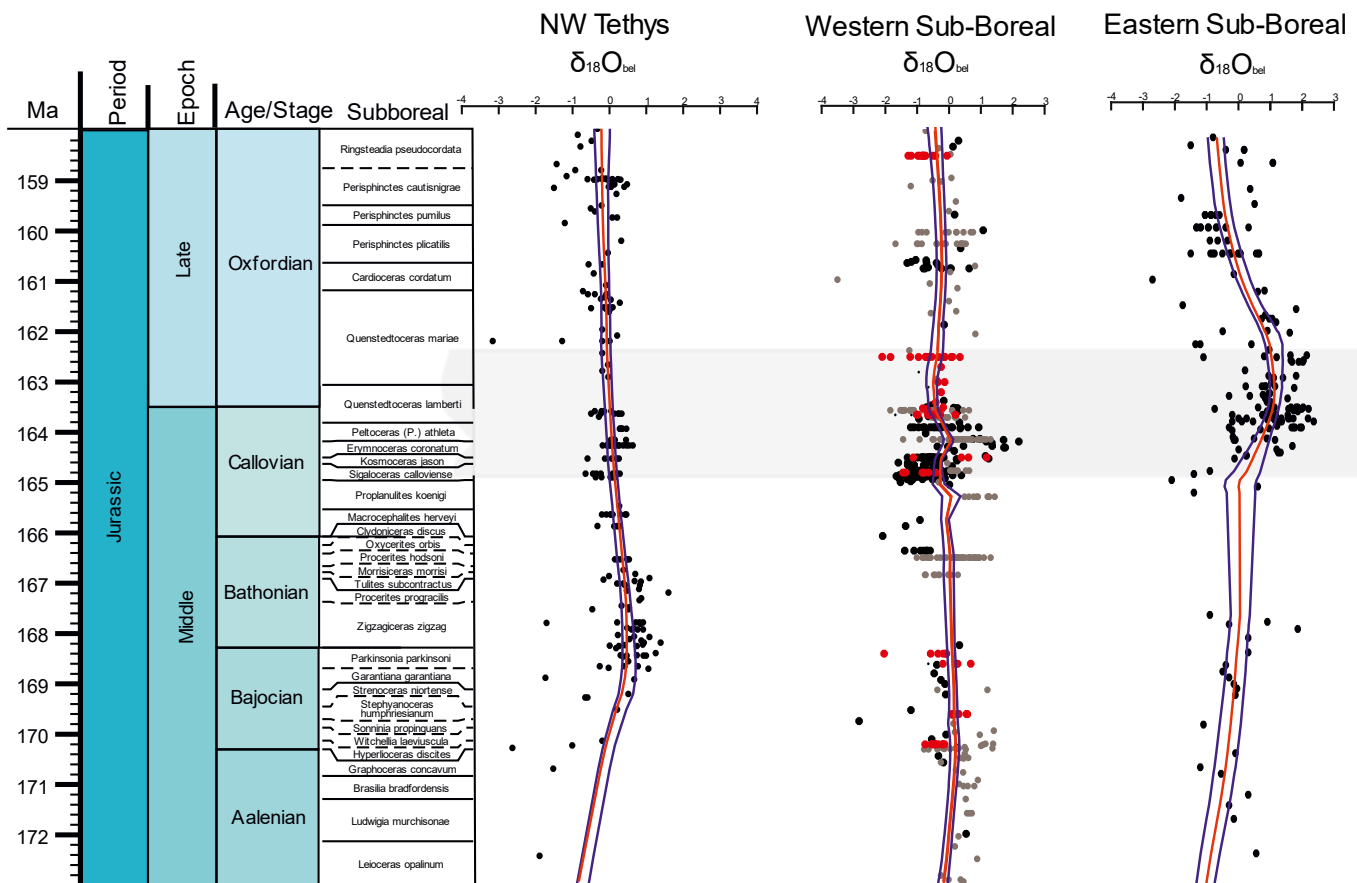


14. ábra: Az Euroboreális régió ősföldrajza a középső-késő jura átmenet alatt. (Wierzbowski et al. 2013) után.

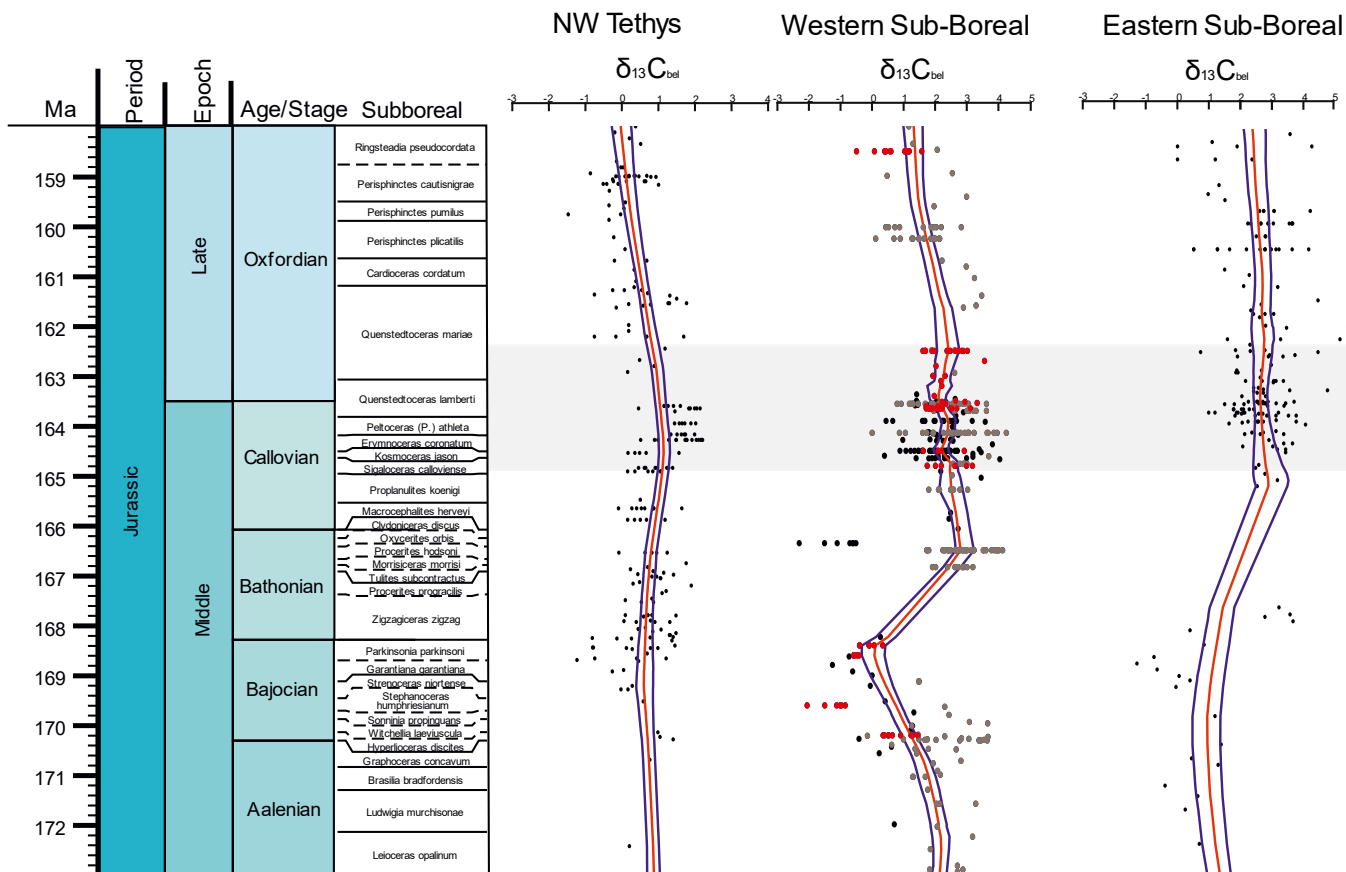
középső-késő jura átmenet alatti és utáni környezeti változások vitatott természetének megértésére.

A publikált és általam frissített adatbázisba rendezett belemnitesz $\delta^{18}\text{O}$ adatok lehetőséget adnak arra, hogy nagyobb térbeli felbontásban, regionálisan is vizsgálni tudjuk a callovi-oxfordi átmenetet. Bár az összesített belemnitesz $\delta^{18}\text{O}$ adatokhoz felhasználtam a déli féltekéről, illetve más kontinensekről származó adatokat is, itt az euroboreális térség (boreális, szubboreális, és tethysi régiók) adatsorait hasonlítom össze három területet megkülönböztetve (ÉNy-Tethys, nyugati és keleti szubboreális) (15. és 16. ábra). A déli féltekéről származó adatok egymáshoz képest is nagy földrajzi távolságot jelentenek, ezért azokat összehasonlítani az európai térség adataival erős túlzás lenne. A globális érvényű következtetésekhez több Európától távoli térségről is szükségesek lennének adatok.

A nyugati és keleti szubboreális régiókból származó belemnitesz $\delta^{18}\text{O}$ adatok pozitív eltolódást mutatnak (ami összhangban van a lehüléssel) a callovi-oxfordi átmenetnél (15. ábra). Mindkét esetben a legmagasabb értékeket az Athleta Zónában mutatják. Az északnyugat-tethysi régióban egy sokkal kisebb pozitív csúcs figyelhető meg, de ez elenyészőnek számít, ez a régió nem támasztja alá Dromart et al. (2003a) felvetését, miszerint sarki jégtaaró alakulhatott volna ki. Innen számottevően kevesebb adat áll rendelkezésre, a Lamberti és Mariae Zónákból több adatra lenne szükség. A $\delta^{18}\text{O}$ értékek tendenciájának markánsabb eltérése a szubboreális régiókban az Északnyugat-Tethyshez viszonyítva összhangban van az oceanográfiában bekövetkezett változásokkal, miszerint a tengeráramlások hideg, boreális vizet szállítottak délre a Tethys felé a callovi-oxfordi átmenet során (Vickers et al. 2022). Mindez érthetővé teszi az ammoniteszek délre vándorlását (ún. boreális migráció) ezidőben, ugyanis a kinyíló új tengerágak lehetőséget nyújtottak a boreális fajok szétterjedésére (14. ábra).



15. ábra: A különböző régiók $\delta^{18}\text{O}$ értékei. ÉNy-tethysi régió (balra), Nyugati-szubboreális régió (középen) és a Keleti-szubboreális régió (jobbra). A Nyugati-szubboreális régiónál fekete szín jelzi az angliai adatokat, szürke a Skóciából származó adatokat, piros pedig az ebben a tanulmányban mért adatokat. A görbék LOESS illesztést alkalmazva $f=0,2$ simítással ábrázolva, 95%-os konfidencia intervallummal. A kronostratigráfia Gradstein et al. (2012) után. Szürke sáv jelzi a callovi-oxfordi átmenetet. bel - belemnitesz, biv - kagyló



16. ábra: A különböző régiók $\delta^{13}\text{C}$ értékei. ÉNy tethysi régió (balra), Nyugat-Szubboreális régió (középen) és a Kelet-szubboreális régió (jobbra). A Nyugat-szubboreális régiónál fekete szín jelzi az angliai adatokat, szürke a Skóciából származó adatokat, piros pedig az ebben a tanulmányban mért adatokat. A görbék LOESS illesztést alkalmazva $f=0,2$ simítással ábrázolva, 95%-os konfidencia intervallummal. A kronosztratigráfia Gradstein et al. (2012) után. Szürke sáv jelzi a callovi-oxfordi átmenetet. bel - belemnitesz, biv - kagyló

A hideg, boreális régióból délre szállítódó tengervíz jelenlétét Nd izotópos vizsgálatok is alátámasztják (Dera et al. 2015). A tengervíz hőmérsékletének regionális csökkenésével párhuzamosan észlelt rövid ideig tartó, negatív $\epsilon\text{Nd}(t)$ anomália arra utal, hogy a hideg, nem radiogén sarkvidéki vizek déli irányú cirkulációja fokozódik a callovi-kora oxfordiban a Viking-korridoron keresztül. Ezek az eredmények azt mutatják, hogy a felszíni óceáni cirkulációban a Pangea feldarabolódása következtében bekövetkezett változások regionálisan befolyásolhatták a tengervíz hőmérsékletének és kémiai összetételének alakulását az euroboreális régióban (14. ábra).

A középső és késő jura során az euroboreális régió félig korlátozott medencék sorozatából állt. Ezek a medencék sótartalom-változásokon mehettek keresztül, ami a tengeráramlások irányának változásaihoz is vezethetett, ami pedig a globális átlagtól eltérő, helyi vagy regionális $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ értéket eredményezhetett (Wierzbowski et al. 2018).

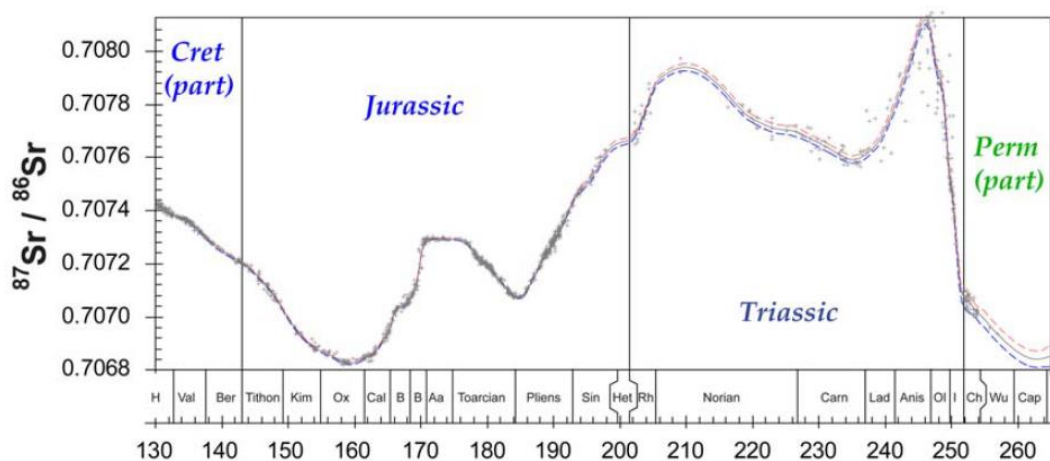
A pozitív $\delta^{13}\text{C}$ anomália a callovi-oxfordi átmenetnél megjelenik mindhárom régióban, ezt az Északnyugat-Tethys-ből származó adatok is megerősítik (16. ábra). A $\delta^{13}\text{C}$ értékek eltolódása a nehezebb izotóparányok irányába a nagy mennyiségű szervesanyag eltemetődéssel kapcsolható össze.

Dromart et al.([2003a](#)) elméletének ellentmondóan, Wierzbowski et al.([2009](#)) szerint a késő calloviban tengerszint-emelkedés történt, és a szervesanyag eltemetődéshez a magas tengerszint járult hozzá. Ezt a tengerszint-emelkedést más szerzők is észlelték ([Norris & Hallam 1995](#), [Hallam 2001](#)), azonban Haq ([2018](#)) szerint a callovi-oxfordi átmenetnél tengerszintesés következik be. Egyes szerzők szerint a tengerszint emelkedés az óceáni kéregképződéshez kapcsolódó vulkáni aktivitásának köszönhető, amely az óceáni hátságok kiemelkedéséhez és a tengeraljzat domborzati átrendeződéséhez köthető ([Wierzbowski et al. 2009](#)). A tektonikusan kiváltott globális tengerszint-emelkedés, valamint az új tengerágak kinyílása magyarázhatja a karbonátplatformok visszaszorulását, a rétegsorokban előforduló hiátusokat, illetve a tengeri faunák keveredését a középső-késő jura átmenet során. A tengerágak kinyílása intenzívebb fenékáramlási rendszereket idézhet elő, amely hiátusokhoz vezethet pelágikus rétegsorokban, különösen a kiemeltebb hátakon-platókon. Mivel a hideg víztömegek előfordulása a különböző európai medencékben nem egyidejű (15. ábra), a tengervíz hőmérsékletében megfigyelt változások a tengeri áramlatok és a vízkörforgás változásainak eredményeként értelmezhetők, amit az Orosz Platformról származó adatok is alátámasztanak ([Wierzbowski et al. 2013](#)). A hideg víztömegek a boreális régióból a Viking-korridoron keresztül szállítódtak délre (14. ábra).

A fentiek alapján úgy gondoljuk, hogy a callovi-oxfordi átmenet alatt a különböző medencékben megfigyelt hőmérséklet-változásokat elsősorban az áramlási rendszer változásai okozták. A középső-késő jura átmenet során bekövetkezett globális éghajlati változások dokumentálásához egyelőre nem áll rendelkezésre elegendő adat. Az eddigiek viszont nem támasztják alá azokat az elméleteket, amelyek szerint ebben az időintervallumban jelentős lehűlés és eljegesedés alakult volna ki.

Stronciumizotóp-sztatigráfia és óceáni átrendeződés

A stronciumizotóp-sztatigráfia üledékes kőzetekben a radiogén ^{87}Sr és a stabil ^{86}Sr izotópok arányának mérésén alapul ([Kovács et al. 2018](#)). A Sr izotóparány globális jelet közvetít, mivel a Sr tartózkodási ideje hosszabb, mint az óceán keveredési ideje. A Sr izotóprendszer



17. ábra: Stronciumizotóp-görbe lefutása a mezozoikum során (részben), a stronciumizotóp-arány a legalacsonyabb értékeket az oxfordiban veszi fel a mezozoikumban. Az ábrán a meredek perm-triász pozitív anomális is jól kivehető (McArthur et al. 2020).

a kontinentális kéreg mállásából származó és folyóvízi beszállítás révén a tengerbe jutó ^{87}Sr (a ^{87}Rb bomlásából), és a köpenyeredetű, főként az óceánközépi hátsági vulkanizmusból származó ^{86}Sr fluxusának arányát adja meg. A földtörténet során a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ változott, az adatpontok így egy referencia görbét rajzolnak ki, ami eredményesen használható sztratigráfiai korrelációra és kormeghatározásra (McArthur et al. 2020). A $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ adatok jól követik és jelzik a környezeti változásokat. A földtörténet során bekövetkező óceáni anoxikus eseményeknél, amiket magas hőmérséklet és humid klíma jellemez, a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ rendszer a radiogén (^{87}Sr) izotóp megnövekedett arányát mutatja, ami az intenzívebb hidrológiai ciklus következtében a kontinentális kéreg nagyobb mértékű mállására utal pl. perm-triász határon (17. ábra) (Dudás et al. 2017), vagy a toarci anoxikus esemény során (McArthur et al. 2000, Kovács et al. 2018). A mezozoikum legalacsonyabb $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ értékeit a kora oxfordiban mérték (17. ábra) (Veizer 1989, Wierzbowski et al. 2017, McArthur et al. 2020). A $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ arány csökkenése, amely a középső aaleniben kezdődött (172,1 Ma), 0,70730-ról, az alsó-középső oxfordi átmenetig (160,8 Ma ezelőtt), 0,70683-ra csökkent, ami a fanerozoikumi $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ görbe legmeredekebben eső része. A jelentősen meredek esés a középső oxfordiig szokatlan, és oka a mai napig nem egyértelmű (Wierzbowski et al. 2017). Az alacsony $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ arány a ^{86}Sr relatív többletét jelenti, ami túlnyomórészt az óceánközépi hátsági vulkanizmus fokozódott aktivitásával függ össze. Ez összeköttetésben van az új tengerágak kinyílásával és magas tektonikus aktivitással ebben az időintervallumban (Cogné & Humler 2004).

A minimumot elérő $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ értékek az oxfordiban alátámasztják a Gondwana feldarabolódását és az új óceáni medencék kinyílásának felgyorsulását. A fokozott hidrotermális stroncium-bevitel a tengervízbe a középső jura alatt az óceáni kéreg felgyorsuló vulkáni tevékenységének volt a következménye. Ez összefügghetett a tengeralföld széttérülésének kezdetével az Atlanti-óceán középső-, és a Tethys nyugati részén ([Wierzbowski et al. 2017](#)). A kinyíló új tengerágak az áramlatok megváltozásához járultak hozzá, ami keményfelszínek, kondenzált padok létrejöttét eredményezte, illetve lehetővé tette a hideg víz áramlását a borális régióból a Viking korridoron keresztül a szubboreális régióba (14. ábra).

Kondenzáció

Az üledékes és geokémiai rekord szerint is a callovi-oxfordi átmenet során jelentős változások zajlottak a mezozoikum óceánográfiájában (2. ábra). A tethysi és peri-tethysi területek felső callovi-alsó oxfordi üledékeiben gyakoriak a kondenzált rétegsorok, jellemzően kondenzált gumós mészkövek, sztramatolitok, radiolaritok, vas- mangán oolitok és hiátusos keményfelszínek jelennek meg ([Norris & Hallam 1995](#), [Collin et al. 2005](#), [Rais et al. 2007](#)). Emellett a karbonátplatformok visszaszorulása és a karbonátos üledékképződés feltételezett válsága jellemzi ezt az időintervallumot ([Dromart et al. 2003b](#)). Kondenzált rétegekre példák a vasas ooidok a Párizsi-medencében ([Collin et al. 2005](#)), dél-lengyelországi ferromangános kérgek pelágikus üledékben a Pienini-szirtövből ([Sidorczuk & Nejbert 2008](#)), valamint a vasas gumós mészkövek és keményfelszínek Svájcban ([Rais et al. 2007](#)). A vasas oolitok képződése az intenzívebb magmás és hidrotermális tevékenységgel mutat összefüggést, és így képződhettek a callovi-oxfordi oolitok is ([Föllmi 2016](#)).

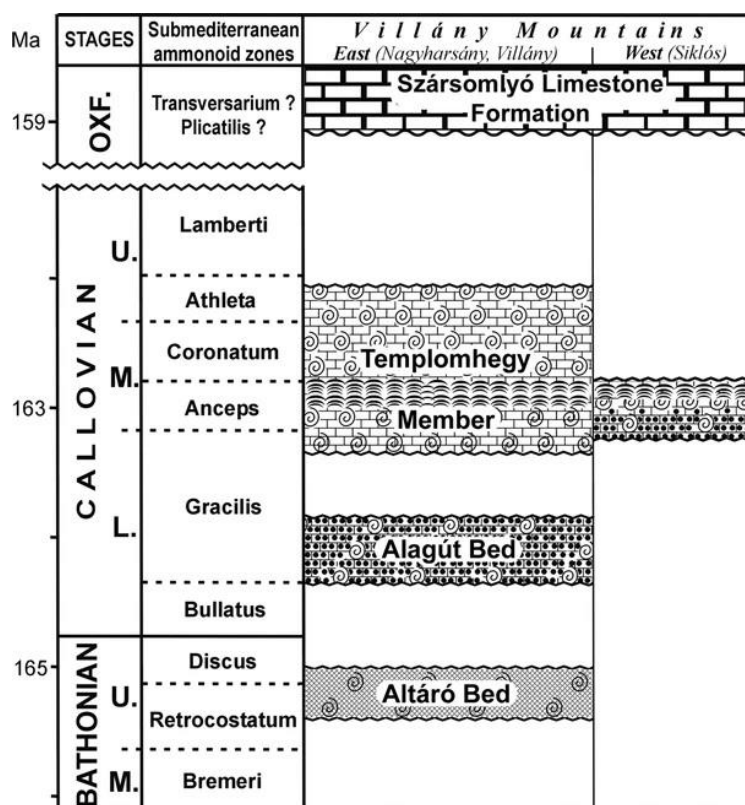
Ezeknek a kőzeteknek a képződése is Rais et al. ([2007](#)) szerint a Pangea szuperkontinens feldarabolódásával állhatott összefüggésben. A késő callovi-kora oxfordiban a tektonikai aktivitás kivételesen magas volt ([Cogné & Humler 2004](#)), intenzív óceánközépi hátsági hidrotermális tevékenység jellemezte, ami az óceánkemizmus egyik fordulópontját jelenthette. Az oxfordiban a kinyíló új tengersizorok és ágak befolyásolhatták az óceáni cirkulációs rendszert, például az Északi-tenger térségében ([Abbink et al. 2001](#)), vagy a Meliata-óceán bezáródása ([Csontos & Vörös 2004](#)) és az Alpi-Tethys kinyílása ([Roda et al. 2019](#)). A vasban és mangánban való gazdagodást ezekben a sorozatokban a riftesedés

kezdetével magyarázzák a Piemont-Liguriai óceán- és a Hispániai-korridor kinyílásával ([Corbin et al. 2000](#)).

A Tethys üledékképződésében megfigyelt változások a Pangea fokozatos feldarabolódásának idején következtek be. Új óceáni átjárók alakultak ki, különösen a Hispániai-korridor kinyílásával, amely a Csendes-óceánt a nyugati Tethys-óceánnal kötötte össze. E szoros kinyílása a tethysi áramlási rendszer átrendeződését eredményezte. A nyugat felé áramló egyenlítői áramlatok, amelyek a mezozoikum első felében a Tethys nyugati sarkában kanyarodtak, most a Hispániai-korridoron át a Közép-Atlanti-óceánon keresztül nyugat felé futottak a Csendes-óceánba ([Vörös 1993](#)). Rais et al. (2007) szerint a kialakuló erős áramlatok hozhatták létre a kondenzált üledékes képződményeket. A fenti megfigyelések erősítik azokat az elméleteket, melyek szerint az MLJT-t jellemző változásokban az óceáni áramlási rendszerek átrendeződésének meghatározó szerepe lehetett.

Javaslat az MLJT további kutatására Magyarországon

A callovi-oxfordi átmenet tanulmányozása közben felmerült bennem a kérdés, hogy vajon lehetne-e Magyarországon is vizsgálni ezt az eseményt. A Dunántúli-középhegység rétegsoraiban ezeket az emeleteket főleg radiolarit képviseli. A Tisza-egység villányi rétegsorában jól ismert azonban a sokszor „kallóvi pad” néven említett képződmény. A Villányi-hegység jura rétegsorát a nagymértékű hézagosság és epizodikus üledékképződés jellemzi (18. ábra). A középső triász dolomitokra, vagy felső triász keuper-jellegű, homokos, agyagos rétegsorra nagy üledékhézaggal pliensbachi, bath, illetve callovi korú tengeri rétegek következnek, majd újabb üledékhézag után, a jelentős vastagságú felső jura mészkő képződése már folyamatosnak tekinthető ([Vörös 1972](#), [Géczy & Galács 1998](#)). A Villányi Formációba sorolható kőzetek felső bath–középső callovi korúak, egyes rétegek nagy mennyiségben tartalmaznak belemniteszeket. A felső bath, homokos mészkő réteg (max. 10 cm vastagságú) rövid üledékképződési epizódot képvisel: az Ammonoidea fauna a Retrocostatum és a Discus Zónákat képviseli. Az alsó callovi réteg vas-ooidos mészkő, a Gracilis Zónába sorolható. Legnagyobb vastagsága 10 cm. Ammoniteszeket és belemniteszeket tartalmaz. A középső-callovi ammoniteszes pad (40 cm) kondenzált és kevert ammonioidea faunája alapján hosszabb üledékképződési szakaszt foglal magába és az emelet középső néhány zónáját képviselheti ([Géczy & Galács 1998](#)). Rendkívül gyakoriak és diverzek az ammoniteszek (180 faj) és belemniteszek. A sztromatolitos szint fölött



18. ábra: A Villányi Formáció litosztratigráfiai tagolása valamint bio- és kronosztratigráfiája (Vörös 2012).

jelentkező mészkő szintén rendkívül gazdag ammonitesz és belemnitesz faunát tartalmaz. Vörös (2006) szerint a callovi, sztromatolitos, ammoniteszes pad nagykiterjedésű nyílttengeri, tengeralatti platón képződött és különleges, kondenzált üledékképződési környezetet képvisel. A callovi sztromatolitokat szulfátredukáló baktériumok tevékenységének tulajdonítják a mély szublitorális, áramlással átszőtt környezetben. Vörös (2012) összefüggésbe hozza a callovi-oxfordi átmenet környékén bekövetkezett üledékképződési szünetet a karbonátképződés visszaszorulásával és hirtelen lehűléssel, illetve az óceáni áramlási rendszer megváltozásával.

A Villányi Formációból még senki nem végzett geokémiai vizsgálatokat. Belemniteszekből származó $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ adatok kibővítenék a globális rekordot, és új információt nyújtanának a Tisza-egység és a peri-tethysi régió környezetváltozásairól. A callovi-oxfordi emeletekből nem ismert stabilizotópos adat ebből a régióból, így földrajzilag is egy hiányzó foltot töltené be. Ezen kívül, a stronciumizotóp-sztratigráfia módszerét használva a biosztratigráfiától függetlenül lehetne megadni a rétegek korát. A calloviban a globális stronciumizotóp referencia görbe meredek lefutású, így a belemniteszekben mért adatokat a görbére illesztve következtetni lehetne a kondenzált rétegek képződésének időbeli tartományára.

Összefoglalás és következtetések

Az általánosan üvegház klímával jellemzett mezozoikumban a rövid időtartalmú lehűlések egyre nagyobb figyelmet kapnak. A jelenleg is zajló globális felmelegedés megértéséhez jó analógiaként szolgál a mezozoikumi üvegház, és tanulságosak az azon belül bekövetkező hirtelen klíma- és környezeti változások. A mezozoikumi üvegház klímát befolyásoló fő tényező az üvegházhatású gázok koncentrációjának változása. A középső-késő jurában a callovi-oxfordi átmenetnél jelentős környezeti változások hatottak az óceán-atmoszféra rendszerre, melyek legjobban a szénkőforgásban és a tengervíz hőmérsékletében jelentkező anomáliában mutatkoztak meg. Dél-angliai, jól megőrződött belemnitesz és kagyló példányok kalcit vázanyagát vizsgáltuk, hogy átfogóbb képet kapjunk a középső-késő jura átmenet körül kialakult környezet- és klímaváltozásról. Új, eddig geokémiaileg még nem vizsgált lelőhelyekről gyűjtöttünk belemnitesz és kagyló mintákat, hogy bővítsük és kiegészítsük a globális stabilizotópos rekordot, és hogy nagyobb felbontásban tudjuk vizsgálni a callovi-oxfordi átmenetet. Adataink alátámasztják a pozitív $\delta^{13}\text{C}$ anomáliát, melyet a szerves szén eltemetődése okozhatott. Kimutattuk a callovi-oxfordi határon bekövetkező $\delta^{18}\text{O}$ pozitív eltolódást, amely hűlést jelez a tengervízben. A lehűlést az általunk belemniteszekben mért Mg/Ca arány is alátámasztotta. A tengervízből kiváló kalcitra hatással van a tengervíz $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ értéke, illetve a sótartalom, melyek megváltoztathatják a biogén vázba beépülő $\delta^{18}\text{O}$ jelet. A belemniteszekből összeállított globális $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ adatbázis kiegészítése a saját, illetve a hiányzó vagy közelmúltban publikált adatokkal, lehetőséget teremtett a régió-alapú térbeli vizsgálatra. A pozitív $\delta^{18}\text{O}$ anomália nem mindenhol annyira jelentős, mint a szub-boreális régióban, amiből arra következtettünk, hogy a tengervízben rögzített lehűlést, a boreális régióból délre szállítódó hideg víz okozta. A gyarapodó bizonyítékok azt támasztják alá, hogy callovi-oxfordi határ körül nem eljegesedés történt, hanem az óceáni áramlatok, a kinyíló tengerágak miatt, hideg vizet szállítottak a boreális régióból, a szubboreális régiókon keresztül tethysi provinciába. A középső jurában kinyíló tengerágak a sótartalom megváltozását is okozhatták, amely hatással lehetett a regionális $\delta^{18}\text{O}$ jelre. A középső-késő jura átmenet jobb megértése érdekében, érdemes lenne további vizsgálatokat végezni az eddig még geokémiaileg nem tanulmányozott, a Tethys északi peremét képviselő Tisza-egységből származó belemniteszekben.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom témavezetőmnek, Dr. Pálffy Józsefnek, a dolgozatom elkészítése során nyújtott szakmai segítségért, a biztatásért és a támogatásért. Köszönöm, hogy lehetővé tette, hogy a dolgozathoz szükséges méréseket külföldön, Plymouth-ban végezhessem el. Illetve, hogy hasznos tanácsokkal látott el, és a dolgozat tartalmi, formai részéhez kapcsolódó kérdéseimet mindig megválaszolta. Hálával tartozom továbbá Prof. Gregory Price-nak, az izgalmas téma felvetésért, a terepi gyűjtésekért, illetve a geokémiai mérésekért. Nélküle ez a dolgozat nem születhetett volna meg. Továbbá köszönöm Müller Tamásnak minden hasznos észrevételét. Az angliai tanulmányutaim az Erasmus program és az NKFIH (OTKA) K135309 projekt támogatásával valósultak meg.

Irodalomjegyzék

- Abbink, O., Targarona, J., Brinkhuis, H. & Visscher, H. 2001: Late Jurassic to earliest Cretaceous palaeoclimatic evolution of the southern North Sea. — *Global and Planetary Change* **30/3-4**, 231-256.
- Alberti, M., Fürsich, F. T. & Andersen, N. 2022: First estimates for Jurassic seawater temperatures based on oxygen isotope analyses of calcitic fossils from Central Iran: Evidence for a major plate tectonic shift? — *Journal of Asian Earth Sciences* **236**, 105338.
- Alberti, M., Parent, H., Garrido, A. C., Andersen, N., Garbe-Schönberg, D. & Danise, S. 2021: Stable isotopes ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) and element ratios (Mg/Ca, Sr/Ca) of Jurassic belemnites, bivalves and brachiopods from the Neuquén Basin (Argentina): challenges and opportunities for palaeoenvironmental reconstructions. — *Journal of the Geological Society* **178/1**.
- Anderson, T., Popp, B., Williams, A., Ho, L.-Z. & Hudson, J. 1994: The stable isotopic records of fossils from the Peterborough Member, Oxford Clay Formation (Jurassic), UK: palaeoenvironmental implications. — *Journal of the Geological Society* **151/1**, 125-138.
- Anderson, T. F. & Arthur, M. A. 1983: Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. —
- Arabas, A. 2016: Middle–Upper Jurassic stable isotope records and seawater temperature variations: New palaeoclimate data from marine carbonate and belemnite rostra (Pieniny Klippen Belt, Carpathians). — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **446**, 284-294.
- Arkell, W. 1936: The Corallian Beds of Dorset. — *Proceedings of the Dorset Natural History and Archaeological Society*, pp. 59-93.
- Arkell, W. 1947: The geology of the country around Weymouth. — *Swanage, Corfe and*.
- Azerêdo, A. C., Wright, V. P. & Ramalho, M. M. 2002: The Middle–Late Jurassic forced regression and disconformity in central Portugal: eustatic, tectonic and climatic effects on a carbonate ramp system. — *Sedimentology* **49/6**, 1339-1370.
- Bailey, T., Rosenthal, Y., McArthur, J., Van De Schootbrugge, B. & Thirlwall, M. 2003: Paleooceanographic changes of the Late Pliensbachian–Early Toarcian interval: a

- possible link to the genesis of an Oceanic Anoxic Event. — *Earth and Planetary Science Letters* **212/3-4**, 307-320.
- Barshep, D. V. & Worden, R. H. 2021: Reservoir Quality of Upper Jurassic Corallian Sandstones, Weald Basin, UK. — *Geosciences* **11/11**, 446.
- Bodin, S., Mau, M., Sadki, D., Danisch, J., Nutz, A., Krencker, F.-N. & Kabiri, L. 2020: Transient and secular changes in global carbon cycling during the early Bajocian event: Evidence for Jurassic cool climate episodes. — *Global and Planetary Change* **194**, 103287.
- Brigaud, B., Durllet, C., Deconinck, J.-F., Vincent, B., Pucéat, E., Thierry, J. & Trouiller, A. 2009: Facies and climate/environmental changes recorded on a carbonate ramp: a sedimentological and geochemical approach on Middle Jurassic carbonates (Paris Basin, France). — *Sedimentary Geology* **222/3-4**, 181-206.
- Callomon, J., Cope, J. & Taylor, P. 1995: The Jurassic Geology of Dorset. — *Field geology of the British Jurassic* **176**.
- Cecca, F., Garin, B. M., Marchand, D., Lathuiliere, B. & Bartolini, A. 2005: Paleoclimatic control of biogeographic and sedimentary events in Tethyan and peri-Tethyan areas during the Oxfordian (Late Jurassic). — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **222/1-2**, 10-32.
- Cogné, J.-P. & Humler, E. 2004: Temporal variation of oceanic spreading and crustal production rates during the last 180 My. — *Earth and Planetary Science Letters* **227/3-4**, 427-439.
- Collin, P., Loreau, J. & Courville, P. 2005: Depositional environments and iron ooid formation in condensed sections (Callovian–Oxfordian, south-eastern Paris basin, France). — *Sedimentology* **52/5**, 969-985.
- Cope, J. 2006: Jurassic: the returning seas. —
- Corbin, J.-C., Person, A., Iatzoura, A., Ferre, B. & Renard, M. 2000: Manganese in pelagic carbonates: indication of major tectonic events during the geodynamic evolution of a passive continental margin (the Jurassic European margin of the Tethys–Ligurian Sea). — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **156/1-2**, 123-138.
- Cox, B., Hudson, J. & Martill, D. 1992: Lithostratigraphic nomenclature of the Oxford Clay (Jurassic). — *Proceedings of the Geologists' Association* **103/4**, 343-345.
- Csontos, L. & Vörös, A. 2004: Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **210/1**, 1-56.
- D'orbigny, A. 1850: *Podrome de paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques & rayonnés faisant suite au cours élémentaire de paléontologie et de géologie stratigraphiques*. —, 2. V. Masson.
- Danise, S., Price, G. D., Alberti, M. & Holland, S. M. 2020: Isotopic evidence for partial geochemical decoupling between a Jurassic epicontinental sea and the open ocean. — *Gondwana Research* **82**, 97-107.
- Dera, G., Brigaud, B., Monna, F., Laffont, R., Pucéat, E., Deconinck, J.-F., Pellenard, P., Joachimski, M. M. & Durllet, C. 2011: Climatic ups and downs in a disturbed Jurassic world. — *Geology* **39/3**, 215-218.
- Dera, G., Prunier, J., Smith, P. L., Haggart, J. W., Popov, E., Guzhov, A., Rogov, M., Delsate, D., Thies, D. & Cuny, G. 2015: Nd isotope constraints on ocean circulation, paleoclimate, and continental drainage during the Jurassic breakup of Pangea. — *Gondwana Research* **27/4**, 1599-1615.
- Doyle, P. 1987: Lower Jurassic-Lower Cretaceous belemnite biogeography and the development of the Mesozoic Boreal Realm. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **61**, 237-254.

- Dromart, G., Garcia, J.-P., Picard, S., Atrops, F., Lécuyer, C. & Sheppard, S. 2003a: Ice age at the Middle–Late Jurassic transition? — *Earth and Planetary Science Letters* **213/3-4**, 205-220.
- Dromart, G., Garcia, J.-P., Gaumet, F., Picard, S., Rousseau, M., Atrops, F., Lécuyer, C. & Sheppard, S. M. 2003b: Perturbation of the carbon cycle at the Middle/Late Jurassic transition: geological and geochemical evidence. — *American Journal of Science* **303/8**, 667-707.
- Dudás, F. Ö., Yuan, D.-X., Shen, S.-Z. & Bowring, S. A. 2017: A conodont-based revision of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ seawater curve across the Permian-Triassic boundary. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **470**, 40-53.
- Ewin, T. A., Thuy, B., Zamora, S. & Rahman, I. A. 2017: Brittle stars from the British Oxford Clay: unexpected ophiuroid diversity on Jurassic sublittoral mud bottoms. — *Journal of Paleontology* **91/4**, 781-798.
- Föllmi, K. B. 2016: Sedimentary condensation. — *Earth-Science Reviews* **152**, 143-180.
- Frakes, L. A. 1979: *Climates throughout geologic time*. — distributors for the USA and Canada, Elsevier/North-Holland.
- Fürsich, F., Oschmann, W., Singh, I. & Jaitly, A. 1992: Hardgrounds, reworked concretion levels and condensed horizons in the Jurassic of western India: their significance for basin analysis. — *Journal of the Geological Society* **149/3**, 313-331.
- Fürsich, F. T., Singh, I., Joachimski, M., Krumm, S., Schlirf, M. & Schlirf, S. 2005: Palaeoclimate reconstructions of the Middle Jurassic of Kachchh (western India): an integrated approach based on palaeoecological, oxygen isotopic, and clay mineralogical data. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **217/3-4**, 289-309.
- Géczy, B. & Galács, A. 1998: Bathonian ammonites from the classic Middle Jurassic locality of Villány, South Hungary. — *Revue de Paléobiologie* **17/2**, 479-511.
- Giraud, F., Courtinat, B. & Atrops, F. 2009: Spatial distribution patterns of calcareous nannofossils across the Callovian–Oxfordian transition in the French Subalpine Basin. — *Marine Micropaleontology* **72/3-4**, 129-145.
- Gómez, J. J., Canales, M. L., Ureta, S. & Goy, A. 2009: Palaeoclimatic and biotic changes during the Aalenian (Middle Jurassic) at the southern Laurasian Seaway (Basque–Cantabrian Basin, northern Spain). — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **275/1-4**, 14-27.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. & Ogg, G. 2012: *The geologic time scale 2012*. — elsevier.
- Gröcke, D. R., Price, G. D., Ruffell, A. H., Mutterlose, J. & Baraboshkin, E. 2003: Isotopic evidence for late Jurassic–Early Cretaceous climate change. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **202/1-2**, 97-118.
- Hallam, A. 2001: A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **167/1-2**, 23-37.
- Hallam, A. H. 1975: *Jurassic environments*. — Cambridge University Press.
- Haq, B. U. 2018: Jurassic sea-level variations: a reappraisal. — *GSA today* **28/1**, 4-10.
- Hesselbo, S., Ogg, J., Ruhl, M., Hinnov, L. & Huang, C. 2020: The Jurassic Period. —: *Geologic time scale 2020*. Elsevier, pp. 955-1021.
- Hoffmann, R. & Stevens, K. 2020: The palaeobiology of belemnites—foundation for the interpretation of rostrum geochemistry. — *Biological Reviews* **95/1**, 94-123.
- House, M. R. 1989: *Geology of the Dorset coast*. — Geologists' Association.

- Hudson, J. & Martill, D. M. 1991: The Lower Oxford Clay: production and preservation of organic matter in the Callovian (Jurassic) of central England. — *Geological Society, London, Special Publications* **58/1**, 363-379.
- Hudson, J. & Martill, D. 1994: The Peterborough Member (Callovian, Middle Jurassic) of the Oxford Clay Formation at Peterborough, UK. — *Journal of the Geological Society* **151/1**, 113-124.
- Husinec, A., Read, J. F. & Prtoljan, B. 2022: Middle and Late Jurassic record of sea-level, sequence development, and carbon-isotope fluctuations, Tethyan Adriatic Carbonate Platform, Croatia. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **599**, 111030.
- Jenkyns, H. C., Jones, C. E., Gröcke, D. R., Hesselbo, S. P. & Parkinson, D. N. 2002: Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography. — *Journal of the Geological Society* **159/4**, 351-378.
- Kenig, F., Hayes, J., Popp, B. & Summons, R. 1994: Isotopic biogeochemistry of the Oxford Clay Formation (Jurassic), UK. — *Journal of the Geological Society* **151/1**, 139-152.
- Korte, C., Hesselbo, S. P., Jenkyns, H. C., Rickaby, R. E. & Spötl, C. 2009: Palaeoenvironmental significance of carbon-and oxygen-isotope stratigraphy of marine Triassic–Jurassic boundary sections in SW Britain. — *Journal of the Geological Society* **166/3**, 431-445.
- Korte, C., Hesselbo, S. P., Ullmann, C. V., Dietl, G., Ruhl, M., Schweigert, G. & Thibault, N. 2015: Jurassic climate mode governed by ocean gateway. — *Nature communications* **6/1**, 1-7.
- Kovács, E. B., Kovács, Z. & Pálfi, J. 2018: Stronciumizotóp-sztratiográfia és alkalmazásai. — *Földtani Közlöny* **148/4**, 381-400.
- Lécuyer, C., Picard, S., Garcia, J. P., Sheppard, S. M., Grandjean, P. & Dromart, G. 2003: Thermal evolution of Tethyan surface waters during the Middle-Late Jurassic: Evidence from $\delta^{18}\text{O}$ values of marine fish teeth. — *Paleoceanography* **18/3**.
- Li, Q., McArthur, J., Doyle, P., Janssen, N., Leng, M., Müller, W. & Reboulet, S. 2013: Evaluating Mg/Ca in belemnite calcite as a palaeo-proxy. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **388**, 98-108.
- Longinelli, A., Iacumin, P. & Ramigni, M. 2002: $\delta^{18}\text{O}$ of carbonate, quartz and phosphate from belemnite guards: implications for the isotopic record of old fossils and the isotopic composition of ancient seawater. — *Earth and Planetary Science Letters* **203/1**, 445-459.
- Longinelli, A., Wierzbowski, H. & Di Matteo, A. 2003: $\delta^{18}\text{O}$ (PO_4^{3-}) and $\delta^{18}\text{O}$ (CO_3^{2-}) from belemnite guards from Eastern Europe: implications for palaeoceanographic reconstructions and for the preservation of pristine isotopic values. — *Earth and Planetary Science Letters* **209/3-4**, 337-350.
- McArthur, J., Howarth, R., Shields, G. & Zhou, Y. 2020: Strontium isotope stratigraphy. — : *Geologic Time Scale 2020*. Elsevier, pp. 211-238.
- McArthur, J., Donovan, D., Thirlwall, M., Fouke, B. & Matthey, D. 2000: Strontium isotope profile of the early Toarcian (Jurassic) oceanic anoxic event, the duration of ammonite biozones, and belemnite palaeotemperatures. — *Earth and Planetary Science Letters* **179/2**, 269-285.
- McArthur, J., Janssen, N., Reboulet, S., Leng, M., Thirlwall, M. & Van De Schootbrugge, B. 2007a: Palaeotemperatures, polar ice-volume, and isotope stratigraphy (Mg/Ca, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$): the early cretaceous (Berriasian, Valanginian, Hauterivian). — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **248/3-4**, 391-430.
- McArthur, J., Doyle, P., Leng, M., Reeves, K., Williams, C., Garcia-Sanchez, R. & Howarth, R. 2007b: Testing palaeo-environmental proxies in Jurassic belemnites: Mg/Ca,

- Sr/Ca, Na/Ca, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **252/3-4**, 464-480.
- Metodiev, L. & Koleva-Rekalova, E. 2008: Stable isotope records ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) of Lower-Middle Jurassic belemnites from the Western Balkan mountains (Bulgaria): Palaeoenvironmental application. — *Applied geochemistry* **23/10**, 2845-2856.
- Mettam, C., Johnson, A. L., Nunn, E. V. & Schöne, B. R. 2014: Stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) sclerochronology of Callovian (Middle Jurassic) bivalves (*Gryphaea* (*Bilobissa*) *dilobotes*) and belemnites (*Cylindroteuthis puzosiana*) from the Peterborough Member of the Oxford Clay Formation (Cambridgeshire, England): evidence of palaeoclimate, water depth and belemnite behaviour. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **399**, 187-201.
- Norris, M. S. & Hallam, A. 1995: Facies variations across the Middle-Upper Jurassic boundary in Western Europe and the relationship to sea-level changes. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **116/3-4**, 189-245.
- Nunn, E. V., Price, G. D., Hart, M. B., Page, K. N. & Leng, M. J. 2009: Isotopic signals from Callovian–Kimmeridgian (Middle–Upper Jurassic) belemnites and bulk organic carbon, Staffin Bay, Isle of Skye, Scotland. — *Journal of the Geological Society* **166/4**, 633-641.
- O'dogherty, L., Aguado, R., Baumgartner, P. O., Bill, M., Goričan, Š., Sandoval, J. & Sequeiros, L. 2018: Carbon-isotope stratigraphy and pelagic biofacies of the Middle–Upper Jurassic transition in the Tethys–Central Atlantic connection. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **507**, 129-144.
- Padden, M. 2001: *Late Jurassic paleoceanography: evidence from stable isotopes and carbonate sedimentology*. —, ETH Zurich.
- Page, K. 1989: A stratigraphical revision for the English Lower Callovian. — *Proceedings of the Geologists' Association* **100/3**, 363-382.
- Page, K. 2008: The evolution and geography of Jurassic ammonoids. — *Proceedings of the Geologists' Association* **119/1**, 35-57.
- Page, K., Melendez, G. & Wright, J. 2009a: The ammonite faunas of the Callovian–Oxfordian boundary interval in Europe and their relevance to the establishment of an Oxfordian GSSP. — *Volumina Jurassica* **7/7**, 89-99.
- Page, K., Melendez, G., Hart, M., Price, G., Wright, J., Bown, P. & Bello, J. 2009b: Integrated stratigraphical study of the candidate Oxfordian Global Stratotype section and point (GSSP) at Redcliff point, Weymouth, Dorset, UK. — *Volumina Jurassica* **7/1**, 101-111.
- Philippe, M. & Thevenard, F. 1996: Distribution and palaeoecology of the Mesozoic wood genus *Xenoxylon*: palaeoclimatological implications for the Jurassic of Western Europe. — *Review of Palaeobotany and Palynology* **91/1-4**, 353-370.
- Piazza, V., Ullmann, C. V. & Aberhan, M. 2020: Temperature-related body size change of marine benthic macroinvertebrates across the Early Toarcian Anoxic Event. — *Scientific reports* **10/1**, 1-13.
- Podlaha, O. G., Mutterlose, J. & Veizer, J. 1998: Preservation of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in belemnite rostra from the Jurassic/Early Cretaceous successions. — *American Journal of Science* **298/4**, 324-347.
- Price, G. D. 1999: The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. — *Earth-Science Reviews* **48/3**, 183-210.
- Price, G. D. & Page, K. N. 2008: A carbon and oxygen isotopic analysis of molluscan faunas from the Callovian–Oxfordian boundary at Redcliff Point, Weymouth, Dorset: implications for belemnite behaviour. — *Proceedings of the Geologists' Association* **119/2**, 153-160.

- Price, G. D. & Rogov, M. A. 2009: An isotopic appraisal of the Late Jurassic greenhouse phase in the Russian Platform. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **273/1-2**, 41-49.
- Price, G. D. & Teece, C. 2010: Reconstruction of Jurassic (Bathonian) palaeosalinity using stable isotopes and faunal associations. — *Journal of the Geological Society* **167/6**, 1199-1208.
- Price, G. D., Hart, M. B., Wilby, P. R. & Page, K. N. 2015: Isotopic analysis of Jurassic (Callovian) mollusks from the Christian Malford Lagerstätte (UK): implications for ocean water temperature estimates based on belemnoid isotopes from Jurassic mollusks. — *Palaios* **30/9**, 645-654.
- Rais, P., Louis-Schmid, B., Bernasconi, S. M. & Weissert, H. 2007: Palaeoceanographic and palaeoclimatic reorganization around the Middle–Late Jurassic transition. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **251/3-4**, 527-546.
- Reolid, M., Nieto, L. M. & Rey, J. 2010: Taphonomy of cephalopod assemblages from Middle Jurassic hardgrounds of pelagic swells (South-Iberian Palaeomargin, Western Tethys). — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **292/1-2**, 257-271.
- Rexfort, A. & Mutterlose, J. 2006: Stable isotope records from *Sepia officinalis*—a key to understanding the ecology of belemnites? — *Earth and Planetary Science Letters* **247/3-4**, 212-221.
- Riboulleau, A., Baudin, F., Daux, V., Hantzpergue, P., Renard, M. & Zakharov, V. 1998: Evolution de la paléotempérature des eaux de la plate-forme russe au cours du Jurassique supérieur. — *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science* **326/4**, 239-246.
- Roda, M., Regorda, A., Spalla, M. I. & Marotta, A. M. 2019: What drives Alpine Tethys opening? Clues from the review of geological data and model predictions. — *Geological Journal* **54/4**, 2646-2664.
- Rosales, I., Robles, S. & Quesada, S. 2004: Elemental and oxygen isotope composition of Early Jurassic belemnites: salinity vs. temperature signals. — *Journal of Sedimentary Research* **74/3**, 342-354.
- Rousseau, M., Dromart, G., Garcia, J.-P., Atrops, F. & Guillocheau, F. 2005: Jurassic evolution of the Arabian carbonate platform edge in the central Oman Mountains. — *Journal of the Geological Society* **162/2**, 349-362.
- Sellwood, B. W. & Valdes, P. J. 2008: Jurassic climates. — *Proceedings of the Geologists' Association* **119/1**, 5-17.
- Sidorczuk, M. & Nejbert, K. 2008: Genesis of ferromanganese crusts in Jurassic pelagic limestones at Stankowa Skała, Pieniny Klippen Belt, Poland: sedimentological and petrological approach. — *Volumina Jurassica* **6/1**, 75-85.
- Surge, D., Lohmann, K. C. & Dettman, D. L. 2001: Controls on isotopic chemistry of the American oyster, *Crassostrea virginica*: implications for growth patterns. — *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology* **172/3-4**, 283-296.
- Tremolada, F., Erba, E., Van De Schootbrugge, B. & Mattioli, E. 2006: Calcareous nannofossil changes during the late Callovian–early Oxfordian cooling phase. — *Marine Micropaleontology* **59/3-4**, 197-209.
- Ullmann, C., Frei, R., Korte, C. & Hesselbo, S. P. 2015: Chemical and isotopic architecture of the belemnite rostrum. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **159**, 231-243.
- Ullmann, C. V., Thibault, N., Ruhl, M., Hesselbo, S. P. & Korte, C. 2014: Effect of a Jurassic oceanic anoxic event on belemnite ecology and evolution. — *Proceedings of the National Academy of Sciences* **111/28**, 10073-10076.

- Veizer, J. 1989: Strontium isotopes in seawater through time. — *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **17**, 141.
- Veizer, J. & Prokoph, A. 2015: Temperatures and oxygen isotopic composition of Phanerozoic oceans. — *Earth-Science Reviews* **146**, 92-104.
- Vickers, M. L., Hougård, I. W., Alsen, P., Ullmann, C. V., Jelby, M. E., Bedington, M. & Korte, C. 2022: Middle to Late Jurassic palaeoclimatic and palaeoceanographic trends in the Euro-Boreal region: Geochemical insights from East Greenland belemnites. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **597**, 111014.
- Vickers, M. L., Fernandez, A., Hesselbo, S. P., Price, G. D., Bernasconi, S. M., Lode, S., Ullmann, C. V., Thibault, N., Hougard, I. W. & Korte, C. 2020: Unravelling Middle to Late Jurassic palaeoceanographic and palaeoclimatic signals in the Hebrides Basin using belemnite clumped isotope thermometry. — *Earth and Planetary Science Letters* **546**, 116401.
- Vörös, A. 1972: A Villányi hegység alsó és középső júra képződményeinek üledékföldtani vizsgálata (Lower and Middle Jurassic formations of the Villány Mountains). — *Földtani Közlemény* **102/1**, 12-28.
- Vörös, A. 1993: Jurassic microplate movements and brachiopod migrations in the western part of the Tethys. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **100/1-2**, 125-145.
- Vörös, A. 2006: Facies analysis and structural evolution. Tisza terrane. — *The Carpathian-Pannonian region. A review of Mesozoic-Cenozoic stratigraphy and tectonics. Geol Pannon Spec Publ* **1**, 425-431.
- Vörös, A. 2012: Episodic sedimentation on a peri-Tethyan ridge through the Middle–Late Jurassic transition (Villány Mountains, southern Hungary). — *Facies* **58/3**, 415-443.
- Wierzbowski, H. 2002: Detailed oxygen and carbon isotope stratigraphy of the Oxfordian in Central Poland. — *International Journal of Earth Sciences* **91/2**, 304-314.
- Wierzbowski, H. 2004: Carbon and oxygen isotope composition of Oxfordian–Early Kimmeridgian belemnite rostra: palaeoenvironmental implications for Late Jurassic seas. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **203/1-2**, 153-168.
- Wierzbowski, H. & Joachimski, M. 2007: Reconstruction of late Bajocian–Bathonian marine palaeoenvironments using carbon and oxygen isotope ratios of calcareous fossils from the Polish Jura Chain (central Poland). — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **254/3-4**, 523-540.
- Wierzbowski, H. & Joachimski, M. M. 2009: Stable isotopes, elemental distribution, and growth rings of belemnite rostra: proxies for belemnite life habitat. — *Palaios* **24/6**, 377-386.
- Wierzbowski, H., Dembicz, K. & Praszker, T. 2009: Oxygen and carbon isotope composition of Callovian–Lower Oxfordian (Middle–Upper Jurassic) belemnite rostra from central Poland: a record of a Late Callovian global sea-level rise? — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **283/3-4**, 182-194.
- Wierzbowski, H., Rogov, M. A., Matyja, B. A., Kiselev, D. & Ippolitov, A. 2013: Middle–Upper Jurassic (Upper Callovian–Lower Kimmeridgian) stable isotope and elemental records of the Russian Platform: indices of oceanographic and climatic changes. — *Global and Planetary Change* **107**, 196-212.
- Wierzbowski, H., Anczkiewicz, R., Pawlak, J., Rogov, M. A. & Kuznetsov, A. B. 2017: Revised middle–upper Jurassic strontium isotope stratigraphy. — *Chemical Geology* **466**, 239-255.
- Wierzbowski, H., Bajnai, D., Wacker, U., Rogov, M. A., Fiebig, J. & Tesakova, E. M. 2018: Clumped isotope record of salinity variations in the Subboreal Province at the Middle–Late Jurassic transition. — *Global and Planetary Change* **167**, 172-189.

- Williams, A. C. 1988: *Palaeoecological and palaeoenvironmental variations in the Callovian, Oxfordian and Kimmeridgian (Jurassic) of Britain*. —. University of Leicester (United Kingdom).
- Žák, K., Košťák, M., Man, O., Zakharov, V. A., Rogov, M. A., Pruner, P., Rohovec, J., Dzyuba, O. S. & Mazuch, M. 2011: Comparison of carbonate C and O stable isotope records across the Jurassic/Cretaceous boundary in the Tethyan and Boreal Realms. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **299/1-2**, 83-96.
- Zhou, J., Poulsen, C., Pollard, D. & White, T. 2008: Simulation of modern and middle Cretaceous marine $\delta^{18}\text{O}$ with an ocean-atmosphere general circulation model. — *Paleoceanography* **23/3**.

Sample	Number	Taxonomy	Country	Regional	Locations/H	Stage	Zones	Subzones	d13C	d18O	Age GTS2012	Mg/Ca (mmol/mol)	T (°C) - Ar 618Oseaw
SCB1		belemnite	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocordata	Pseudoyo	1,070	-0,507	158,500	9,890	14,0 -1,000
SCB2		belemnite	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocordata	Pseudoyo	-0,487	-0,739	158,500	7,337	14,9 -1,000
SCB3		belemnite	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocordata	Pseudoyo	1,170	-0,946	158,500	6,176	15,8 -1,000
SCB4		belemnite	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocordata	Pseudoyo	1,186	-0,984	158,500	5,746	15,9 -1,000
SCB5		belemnite	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocordata	Pseudoyo	0,409	-0,842	158,500	10,546	15,3 -1,000
SCB6		belemnite	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocordata	Pseudoyo	0,446	-0,832	158,500	6,266	15,3 -1,000
SCB7		belemnite	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocordata	Pseudoyo	0,080	-0,849	158,500	6,679	15,4 -1,000
SCB8		belemnite	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocordata	Pseudoyo	1,040	-1,285	158,500	7,992	17,2 -1,000
SCB9		belemnite	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocordata	Pseudoyo	1,121	-0,792	158,500	7,164	15,1 -1,000
SCB10		belemnite	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocordata	Pseudoyo	0,409	-0,787	158,500	4,140	15,1 -1,000
SCB11		belemnite	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocordata	Pseudoyo	1,581	-0,069	158,500	6,086	12,3 -1,000
SCB12		belemnite	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocordata	Pseudoyo	0,604	-1,189	158,500	6,171	16,8 -1,000
SCB13		belemnite	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocordata	Pseudoyo	0,579	-0,435	158,500	4,653	13,7 -1,000
FDB1		belemnite	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae		2,899	0,087	162,500	8,153	11,7 -1,000
FDB2		belemnite	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae		2,379	-0,544	162,500	13,294	14,1 -1,000
FDB3		belemnite	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae		2,720	-1,846	162,500	10,211	19,6 -1,000
FDB4		belemnite	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae		1,970	-1,227	162,500	10,445	16,9 -1,000
FDB5		belemnite	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae		1,910	-0,139	162,500	9,754	12,5 -1,000
FDB6		belemnite	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae		2,487	-0,742	162,500	11,548	14,9 -1,000
FDB7		belemnite	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae		2,426	-0,151	162,500	9,717	12,6 -1,000
FDB8		belemnite	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae		2,647	-0,626	162,500	10,515	14,5 -1,000
FDB9		belemnite	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae		2,732	0,064	162,500	11,009	11,7 -1,000
FDB10		belemnite	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae		2,391	0,337	162,500	9,353	10,7 -1,000
FDB11		belemnite	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae		1,699	-0,722	162,500	12,924	14,9 -1,000
FDB12		belemnite	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae		2,855	-0,325	162,500	12,795	13,3 -1,000
FDB13		belemnite	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae		3,027	-0,647	162,500	9,591	14,6 -1,000
FDB14		belemnite	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae		1,619	-2,106	162,500	12,266	20,7 -1,000
FDB15		belemnite	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae		1,699	-0,963	162,500	13,217	15,8 -1,000
RCPS14	3,800	H. hastata	England	Dorset, Redcliff		Callovian	Mariae		3,565	-0,256	162,700	12,062	13,0 -1,000
RCPS13	3 R	H. hastata	England	Dorset, Redcliff		Callovian	Mariae		2,030	-0,957	162,800	13,684	15,8 -1,000
RCPS11	1,200	H. hastata	England	Dorset, Redcliff		Callovian	Mariae		1,933	-0,348	163,000	14,010	13,4 -1,000
RCPS12	1,600	H. hastata	England	Dorset, Redcliff		Callovian	Mariae		2,322	-0,141	163,000	9,409	12,5 -1,000
RCPS10	0,650	H. hastata	England	Dorset, Redcliff		Callovian	Mariae		2,184	-0,657	163,100	11,449	14,6 -1,000
RCPS9	0,200	H. hastata	England	Dorset, Redcliff		Callovian	Mariae		2,215	-0,255	163,200	10,425	13,0 -1,000
RCPS8	-0,100	H. hastata	England	Dorset, Redcliff		Oxfordian	Mariae		1,977	-0,420	163,400	11,995	13,6 -1,000
RCPS7	-0,300	H. hastata	England	Dorset, Redcliff		Oxfordian	Mariae		2,651	-0,188	163,500	10,397	12,7 -1,000
RCPS5	-2,000	H. hastata	England	Dorset, Redcliff		Oxfordian	Lamberti		2,947	-0,778	163,520	10,629	15,1 -1,000
RCPS6	-2,000	H. hastata	England	Dorset, Redcliff		Oxfordian	Lamberti		2,218	-0,827	163,520	13,558	15,3 -1,000
RCPS4	-2,200	H. hastata	England	Dorset, Redcliff		Oxfordian	Lamberti		3,335	-0,706	163,540	9,166	14,8 -1,000
RCPS3	-2,500	H. hastata	England	Dorset, Redcliff		Oxfordian	Lamberti		2,336	-0,672	163,560	13,376	14,7 -1,000
RCPS1	-3,000	H. hastata	England	Dorset, Redcliff		Oxfordian	Lamberti		2,090	-0,339	163,600	15,555	13,3 -1,000
RCPS2	-3,000	H. hastata	England	Dorset, Redcliff		Oxfordian	Lamberti		1,720	-1,470	163,600	20,033	18,0 -1,000
TPB1		belemnite	Dorset, Fleet	Tidmoor point		Callovian	Lamberti		2,223	-0,674	163,650	14,689	14,7 -1,000
TPB2		belemnite	Dorset, Fleet	Tidmoor point		Callovian	Lamberti		3,120	-0,985	163,650	11,524	15,9 -1,000
TPB3		belemnite	Dorset, Fleet	Tidmoor point		Callovian	Lamberti		1,799	-1,694	163,650	10,683	18,9 -1,000
TPB4		belemnite	Dorset, Fleet	Tidmoor point		Callovian	Lamberti		2,034	-0,637	163,650	12,401	14,5 -1,000
TPB5		belemnite	Dorset, Fleet	Tidmoor point		Callovian	Lamberti		2,156	0,195	163,650	11,497	11,2 -1,000
TPB6		belemnite	Dorset, Fleet	Tidmoor point		Callovian	Lamberti		2,082	-0,590	163,650	9,282	14,3 -1,000
TPB7		belemnite	Dorset, Fleet	Tidmoor point		Callovian	Lamberti		1,911	-1,017	163,650	11,545	16,1 -1,000
TPB8		belemnite	Dorset, Fleet	Tidmoor point		Callovian	Lamberti		1,833	-0,642	163,650	16,006	14,5 -1,000
TPB9		belemnite	Dorset, Fleet	Tidmoor point		Callovian	Lamberti		2,688	-0,564	163,650	13,179	14,2 -1,000
TPB10		belemnite	Dorset, Fleet	Tidmoor point		Callovian	Lamberti		2,535	-0,352	163,650	10,301	13,4 -1,000
TPB11		belemnite	Dorset, Fleet	Tidmoor point		Callovian	Lamberti		2,502	-0,506	163,650	10,063	14,0 -1,000
TPB12		belemnite	Dorset, Fleet	Tidmoor point		Callovian	Lamberti		1,721	-0,470	163,650	16,122	13,8 -1,000
TPB13		belemnite	Dorset, Fleet	Tidmoor point		Callovian	Lamberti		1,898	-0,281	163,650	10,431	13,1 -1,000
TPB14		belemnite	Dorset, Fleet	Tidmoor point		Callovian	Lamberti		1,916	-0,630	163,650	15,021	14,5 -1,000
TPB15		belemnite	Dorset, Fleet	Tidmoor point		Callovian	Lamberti		2,145	-1,188	163,650	12,039	16,8 -1,000
Yax1		belemnite	England	Yaxley	Peterborough Member	Callovian	Jason		2,098	0,380	164,500	7,096	10,5 -1,000
Yax2		belemnite	England	Yaxley	Peterborough Member	Callovian	Jason		1,628	0,605	164,500	6,509	9,7 -1,000
Yax3		belemnite	England	Yaxley	Peterborough Member	Callovian	Jason		2,925	-1,123	164,500	14,420	16,5 -1,000
Yax4		belemnite	England	Yaxley	Peterborough Member	Callovian	Jason		2,194	1,172	164,500	11,091	7,6 -1,000
KWB1		belemnite	England	Chippenham	Kellaways (KS)	Callovian	Calloviense		2,992	-0,846	164,800	7,165	15,4 -1,000
KWB2		belemnite	England	Chippenham	Kellaways (KS)	Callovian	Calloviense		1,753	-1,454	164,800	10,379	17,9 -1,000
KWB3		belemnite	England	Chippenham	Kellaways (KS)	Callovian	Calloviense		3,185	-1,371	164,800	7,844	17,6 -1,000
KWB4		belemnite	England	Chippenham	Kellaways (KS)	Callovian	Calloviense		2,012	-0,788	164,800	7,290	15,1 -1,000
KWB6		belemnite	England	Chippenham	Kellaways (KS)	Callovian	Calloviense		2,195	-0,649	164,800	6,085	14,6 -1,000
KWB7		belemnite	England	Chippenham	Kellaways (KS)	Callovian	Calloviense		2,624	-0,417	164,800	6,575	13,6 -1,000
BB14B6		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Bed 14	Bajocian	Parkinsoni bomfordi		-0,392	-0,348	168,400	6,085	13,4 -1,000
BB14B1		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Bed 14	Bajocian	Parkinsoni bomfordi		-0,077	-2,043	168,400	6,575	20,5 -1,000
BB14B2		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Bed 14	Bajocian	Parkinsoni bomfordi		-0,089	-0,185	168,400	16,646	12,7 -1,000
BB14B3		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Bed 14	Bajocian	Parkinsoni bomfordi		-0,384	-0,583	168,400	17,013	14,3 -1,000
BB14B4		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Bed 14	Bajocian	Parkinsoni bomfordi		0,073	-0,104	168,400	13,848	12,4 -1,000
BB14B5		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Bed 14	Bajocian	Parkinsoni bomfordi		0,342	-0,087	168,400	16,596	12,3 -1,000
BB13C1		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Bed 13	Bajocian	Parkinsoni truellei		-0,461	-0,657	168,600	14,870	14,6 -1,000
BB13C2		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Bed 13	Bajocian	Parkinsoni truellei		-0,565	-0,200	168,600	13,609	12,8 -1,000
BB13C3		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Bed 13	Bajocian	Parkinsoni truellei		-0,560	0,216	168,600	13,471	11,2 -1,000
BB13C4		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Bed 13	Bajocian	Parkinsoni truellei		-0,576	0,267	168,600	20,336	11,0 -1,000
BB13C5		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Bed 13	Bajocian	Parkinsoni truellei		-0,406	0,679	168,600	12,067	9,4 -1,000
BBRC1		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Red Conglomerate	Bajocian	Hump-subfurcatum		-0,963	0,301	169,600	12,463	10,8 -1,000
BBRC2		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Red Conglomerate	Bajocian	Hump-subfurcatum		-1,492	0,572	169,600	16,757	9,8 -1,000
BBRC3		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Red Conglomerate	Bajocian	Hump-subfurcatum		-1,117	0,551	169,600	14,996	9,9 -1,000
BBRC4		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Red Conglomerate	Bajocian	Hump-subfurcatum		-0,844	0,245	169,600	13,737	11,0 -1,000
BBRC5		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Red Conglomerate	Bajocian	Hump-subfurcatum		-1,001	0,094	169,600	13,919	11,6 -1,000
BBRC6		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Red Conglomerate	Bajocian	Hump-subfurcatum		-2,052	0,550	169,600	18,840	9,9 -1,000
BB5B1		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Snuff Box	Bajocian	Discites		0,909	-0,198	170,200	13,732	12,8 -1,000
BB5B2		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Snuff Box	Bajocian	Discites		0,525	-0,191	170,200	12,715	12,7 -1,000
BB5B3		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Snuff Box	Bajocian	Discites		0,396	-0,756	170,200	11,499	15,0 -1,000
BB5B4		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Snuff Box	Bajocian	Discites		0,651	-0,542	170,200	10,016	14,1 -1,000
BB5B5		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Snuff Box	Bajocian	Discites		0,521	-0,435	170,200	10,890	13,7 -1,000
BB5B6		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Snuff Box	Bajocian	Discites		0,353	-0,558	170,200	11,292	14,2 -1,000
BB5B7		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Snuff Box	Bajocian	Discites		1,248	-0,439	170,200	13,867	13,7 -1,000
BB5B8		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Snuff Box	Bajocian	Discites		1,292	-0,338	170,200	10,284	13,3 -1,000
BB5B9		belemnite	England	Burton Cliff, Burton Bradstock	Snuff Box	Bajocian	Discites		1,452	-0,145	170,200	7,963	12,6 -1,000

Sample	Taxonomy	δ13C	Stdev.	δ18O	Stdev.	GTS 2012 Age	Country	Regional	Locations/H	Stage	Zones	Subzones
FDG1	Gryphaea	4,00	0,04	-0,88	0,05	162,500	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae	
FDG2	Gryphaea	4,66	0,08	-0,76	0,06	162,500	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae	
FDG3	Gryphaea	4,87	0,05	-0,75	0,04	162,500	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae	
FDG4	Gryphaea	4,08	0,06	-0,72	0,05	162,500	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae	
FDG5	Gryphaea	4,92	0,03	-0,32	0,03	162,500	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae	
FDG6	Gryphaea	4,53	0,08	-0,89	0,03	162,500	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae	
FDG7	Gryphaea	4,66	0,06	-0,34	0,03	162,500	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae	
FDG8	Gryphaea	4,23	0,06	-0,27	0,04	162,500	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae	
FDG9	Gryphaea	4,37	0,04	-0,20	0,02	162,500	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae	
FDG10	Gryphaea	3,77	0,05	-0,37	0,03	162,500	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae	
FDG11	Gryphaea	4,17	0,04	-0,42	0,03	162,500	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae	
FDG12	Gryphaea	4,03	0,02	-0,79	0,03	162,500	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae	
FDG13	Gryphaea	4,69	0,03	-0,59	0,06	162,500	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae	
FDG14	Gryphaea	4,18	0,09	-0,47	0,17	162,500	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae	
FDG15	Gryphaea	4,98	0,09	-0,54	0,01	162,500	England	Dorset, Fleet	Furzedown, Oxford Clay	Oxfordian	Mariae	
KWG1	Gryphaea	5,09	0,04	-2,19	0,07	164,800	England	Chippenham	Kellaways (KS)	Callovian	Calloviense	
KWG2	Gryphaea	4,73	0,06	-1,80	0,04	164,800	England	Chippenham	Kellaways (KS)	Callovian	Calloviense	
KWG3	Gryphaea	4,23	0,06	-2,38	0,06	164,800	England	Chippenham	Kellaways (KS)	Callovian	Calloviense	
KWG4	Gryphaea	4,11	0,05	-2,12	0,09	164,800	England	Chippenham	Kellaways (KS)	Callovian	Calloviense	
KWG5	Gryphaea	4,07	0,03	-1,23	0,07	164,800	England	Chippenham	Kellaways (KS)	Callovian	Calloviense	
KWG6	Gryphaea	4,63	0,02	-2,03	0,03	164,800	England	Chippenham	Kellaways (KS)	Callovian	Calloviense	
KWG7	Gryphaea	4,78	0,05	-2,32	0,03	164,800	England	Chippenham	Kellaways (KS)	Callovian	Calloviense	
TPG1	Gryphaea	2,66	0,06	-0,45	0,02	163,650	England	Dorset, Fleet	Tidmoor point	Callovian	Lamberti	
TPG2	Gryphaea	3,85	0,11	-0,43	0,06	163,650	England	Dorset, Fleet	Tidmoor point	Callovian	Lamberti	
TPG3	Gryphaea	2,93	0,06	-0,95	0,05	163,650	England	Dorset, Fleet	Tidmoor point	Callovian	Lamberti	
TPG4	Gryphaea	3,38	0,06	-0,40	0,04	163,650	England	Dorset, Fleet	Tidmoor point	Callovian	Lamberti	
TPG5	Gryphaea	4,22	0,05	-1,07	0,02	163,650	England	Dorset, Fleet	Tidmoor point	Callovian	Lamberti	
YAXO1	Ostrea	3,03	0,05	-0,31	0,08	164,500	England	Yaxley	Peterborough Member	Callovian	Jason	
YAXO2	Ostrea	3,57	0,06	-0,22	0,09	164,500	England	Yaxley	Peterborough Member	Callovian	Jason	
YAXO3	Ostrea	3,39	0,02	-0,83	0,06	164,500	England	Yaxley	Peterborough Member	Callovian	Jason	
YAXO4	Ostrea	4,41	0,08	-0,68	0,06	164,500	England	Yaxley	Peterborough Member	Callovian	Jason	
YAXO5	Ostrea	2,19	0,03	-0,81	0,05	164,500	England	Yaxley	Peterborough Member	Callovian	Jason	
YAXO6	Ostrea	3,95	0,08	-0,60	0,08	164,500	England	Yaxley	Peterborough Member	Callovian	Jason	
YAXO7	Ostrea	3,04	0,07	0,43	0,09	164,500	England	Yaxley	Peterborough Member	Callovian	Jason	
YAXO8	Ostrea	3,05	0,06	0,09	0,09	164,500	England	Yaxley	Peterborough Member	Callovian	Jason	
YAXO9	Ostrea	2,97	0,09	-0,34	0,09	164,500	England	Yaxley	Peterborough Member	Callovian	Jason	
YAXO10	Ostrea	3,50	0,03	-0,43	0,08	164,500	England	Yaxley	Peterborough Member	Callovian	Jason	
YAXO11	Ostrea	2,30	0,08	-1,81	0,07	164,500	England	Yaxley	Peterborough Member	Callovian	Jason	
SCO1	Ostrea	3,28	0,05	-1,43	0,09	158,500	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocord: Pseudoyo	
SCO2	Ostrea	3,97	0,08	-0,74	0,08	158,500	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocord: Pseudoyo	
SCO3	Ostrea	1,44	0,03	-3,53	0,07	158,500	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocord: Pseudoyo	
SCO4	Ostrea	2,85	0,04	-1,31	0,08	158,500	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocord: Pseudoyo	
SCO5	Ostrea	3,12	0,05	-1,29	0,10	158,500	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocord: Pseudoyo	
SCO6	Ostrea	3,95	0,08	-1,35	0,07	158,500	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocord: Pseudoyo	
SCO7	Ostrea	1,94	0,03	-1,93	0,07	158,500	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocord: Pseudoyo	
SCO8	Ostrea	2,83	0,08	-1,92	0,05	158,500	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocord: Pseudoyo	
SCO9	Ostrea	2,68	0,04	-1,80	0,05	158,500	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocord: Pseudoyo	
SCO10	Ostrea	3,36	0,02	-1,15	0,03	158,500	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocord: Pseudoyo	
SCO11	Ostrea	4,48	0,02	-1,66	0,06	158,500	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocord: Pseudoyo	
SCO12	Ostrea	3,23	0,05	-2,46	0,09	158,500	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocord: Pseudoyo	
SCO13	Ostrea	3,21	0,09	-2,00	0,08	158,500	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocord: Pseudoyo	
SCO14	Ostrea	4,25	0,05	-1,39	0,07	158,500	England	Sandsfoot Castle, Weymouth	Sandsfoot Grit Mb	Oxfordian	Pseudocord: Pseudoyo	
TPO1	Ostrea	3,98	0,09	0,33	0,06	163,650	England	Dorset, Fleet	Tidmoor point	Callovian	Lamberti	
TPO2	Ostrea	3,67	0,09	-0,35	0,09	163,650	England	Dorset, Fleet	Tidmoor point	Callovian	Lamberti	
TPO3	Ostrea	3,69	0,06	-0,04	0,09	163,650	England	Dorset, Fleet	Tidmoor point	Callovian	Lamberti	
TPO4	Ostrea	3,36	0,03	0,18	0,05	163,650	England	Dorset, Fleet	Tidmoor point	Callovian	Lamberti	
TPO5	Ostrea	3,54	0,10	0,27	0,10	163,650	England	Dorset, Fleet	Tidmoor point	Callovian	Lamberti	
TPO6	Ostrea	3,54	0,04	0,29	0,07	163,650	England	Dorset, Fleet	Tidmoor point	Callovian	Lamberti	

Sample	Water Vol	Weight (mg)	Ca (ppm)	Ca wts%	Fe (ppm)	Mg (ppm)	Mg wts%	Mn (ppm)	Mn wts%	Sr (ppm)	Sr wts%	Ca mol	Mg mmol	Mn mmol	Sr mmol	Mg/Ca (mmol/mol)	Mn/Ca (mmol/mol)	Sr/Ca (mmol/mol)
SCB1	3.01	36555.58	35.6558	58.9355	2138.827	0.11888	1.69073	-0.00037	1116.08	0.11608	0.88961	8.798138	-0.000718	1.737737	9.88987456	-0.00751631	1.418382	
SCB2	3.97	39777.1	407.1408	95.771	1781.854	0.00196	0.95074	0.00019	100.9572	0.00019	0.96044	9.781463	0.000286	1.754842	6.175206685	0.0003445	1.784481	
SCB3	2.98	38661.9	38.6649	226.504	1448.258	0.140548	0.000105	1075.228	0.107523	0.96475	0.967458	9.767334	0.00019314	1.227149	1.675068488	0.00172831	1.227085	
SCB4	3.15	38033.97	38.0387	97.5243	1325.452	0.114253	1.330905	0.000313	1063.562	0.106356	0.948951	5.452292	0.00509903	1.213835	9.457596825	0.006050613	1.279133	
SCB5	3.25	39610.02	39.6102	253.748	1533.72	0.155472	26.74799	0.000129	1045.216	0.104522	0.94905129	0.000129	0.94905129	1.415237	9.545231667	0.000129	1.415237	
SCB6	3.23	38573.84	38.57384	141.001	1465.953	0.146593	0.621189	-0.00006	1001.101	0.100121	0.962412	0.630171	-0.0120534	1.164233	6.265684709	-0.01252449	1.209704	
SCB7	2.49	38572.58	38.57258	146.0647	1562.485	0.156248	4.53049	-0.00054	1151.753	0.115175	0.96239	6.427304	-0.009848	1.314448	6.78514521	-0.010271064	1.365857	
SCB8	3.26	37008.15	37.00815	155.425	1793.86	0.179386	-0.00243	-0.0004	1227.954	0.122795	0.923362	7.379355	-0.0072854	1.401454	7.991561389	-0.00799004	1.517773	
SCB9	3.95	39544.5	39.5445	111.284	1718.354	0.171835	0.000128	0.000128	1181.234	0.118123	0.968647	7.08847	-0.001861	1.550416	7.16457417	-0.00178881	1.367701	
SCB10	2.7	396764	39.6764	107.9437	996.2235	0.996235	1.93563	-0.00019	1126.074	0.112607	0.98993	4.079999	-0.003323	1.285179	4.13968487	-0.00355911	1.298253	
SCB11	2.06	395864.7	39.58647	85.1343	1461.363	0.146136	-0.00017	-0.00017	1274.585	0.127458	0.987088	6.011365	-0.0104263	1.454674	6.086308829	-0.01056287	1.472809	
SCB12	4.01	40168.4	40.1684	129.561	1512.7	0.15127	3.611452	0.00081	1161.314	0.116131	0.968036	6.222542	0.00857368	1.325349	6.176082792	0.00855189	1.314353	
SCB13	3.41	40867.6	40.8676	103.474	1156.147	0.115615	1.75843	-0.00074	1129.896	0.112989	1.02271	4.755851	-0.0133941	1.362157	4.633003841	-0.01334057	1.361554	
TPB1	2.63	392397.4	39.23974	17.2166	3496.018	0.349602	18.79329	0.001879	1192.43	0.119243	0.979035	0.3420819	0.0037495	1.362955	14.68893424	0.03494076	1.390565	
TPB2	3.05	40626.5	40.6265	317.5988	2800.235	0.280023	44.87739	0.004488	1191.6	0.11916	0.959567	11.51886	0.06180735	1.595963	11.5128493	0.06172276	1.360552	
TPB3	2.11	40909	40.909	559.0292	364.325	0.364325	0.000193	0.000193	1002.89	0.100289	0.987754	0.1851197	0.001879	1.287835	1.64811076	0.01874668	1.359848	
TPB4	1.75	42542.1	42.5421	310.1035	3253.473	0.325347	56.9679	0.004597	1253.977	0.125398	1.079195	13.38327	0.08367237	1.545414	12.40117602	0.07753224	1.261313	
TPB5	3.41	43328.28	43.32828	125.2877	3021.362	0.302136	17.49138	0.001749	1309.32	0.130932	1.081045	12.42847	0.03183841	1.494319	11.49672195	0.02845153	1.382921	
TPB6	2.24	40705.59	40.70559	42.6525	1845.18	0.184518	9.475707	0.00048	1066.38	0.106637	0.970819	5.978087	0.0172481	1.216377	9.20149946	0.016474515	1.231895	
TPB7	2.00	43569.07	43.5697	374.7965	3650.889	0.365089	36.37004	0.005637	1137.283	0.113728	1.087053	11.54998	0.0267002	1.297972	11.5446553	0.02493008	1.394028	
TPB8	1.87	437467.9	43.74679	186.6934	4247.037	0.424704	15.24781	0.005125	1306.584	0.130658	0.9519487	17.47033	0.093283	1.491139	16.00599441	0.08546165	1.366204	
TPB9	2.02	388512.3	38.85123	279.9513	2945.763	0.294576	68.24007	0.006825	1046.28	0.104629	0.919442	12.11749	0.12422379	1.91836	13.17918512	0.13510789	1.282626	
TPB10	2.19	37450.12	37.45012	29.7495	1400.95	0.140095	0.48435	0.00045	1441.25	0.144125	0.991574	10.21265	0.0177189	1.305739	10.30088507	0.01736171	1.216449	
TPB11	2.08	42202.7	42.2027	255.676	2515.91	0.25159	35.85481	0.003585	1308.607	0.130861	1.02845	10.34924	0.06256414	1.49303	10.0629514	0.063458743	1.452188	
TPB12	2.12	40456.4	40.4564	294.9585	3956.159	0.395616	18.7802	0.001867	1122.55	0.112255	1.009392	16.77379	0.03434817	1.28157	16.12237014	0.034028564	1.269236	
TPB13	2.12	42029.82	42.02982	282.7333	2659.02	0.265902	47.86749	0.004787	1162.07	0.116202	1.04848	10.93785	0.0713001	1.26205	10.405248	0.08308794	1.25468	
TPB14	2.1	41386.16	41.38616	277.028	3770.927	0.377093	30.18709	0.00319	1222.386	0.122239	1.02651	12.22136	0.0494472	1.350509	15.02136885	0.052101085	1.379885	
TPB15	2.01	435317.9	43.53179	292.5882	3180.441	0.318044	16.8831	0.001469	1262.197	0.126219	1.06761	13.97784	0.0713784	1.45444	12.03937582	0.07465396	1.330156	
F0B1	2.47	40006.1	40.0061	165.051	1978.81	0.197888	24.87195	0.002487	1027.75	0.102775	0.99816	8.138136	0.04527276	1.179563	8.133085268	0.045355921	1.175117	
F0B2	2.38	38195.4	38.1954	186.354	2968.1	0.29681	20.23119	0.00219	1087.363	0.108736	0.992876	9.016484	0.02061584	1.208619	9.23437258	0.02154005	1.375158	
F0B3	2.12	42169.12	42.16912	189.528	255.983	0.255983	24.32962	0.002433	1253.456	0.125346	1.029660	10.51412	0.0442856	1.29959	10.21116992	0.04300563	1.389339	
F0B4	2.53	40161.94	40.1694	555.6312	3401.64	0.340163	47.12169	0.004712	1049.83	0.104989	1.02449	10.78038	0.08577249	1.19823	10.44518322	0.08271362	1.169576	
F0B5	2.22	47956.49	47.95649	221.1106	2837.306	0.283731	35.14847	0.003515	1241.17	0.124117	1.186313	10.16735	0.03768349	1.419425	9.75441259	0.05374067	1.186295	
F0B6	2.48	43388.2	43.3882	216.816	3049.55	0.304955	26.13301	0.002613	1166.112	0.116611	1.086299	12.54445	0.15678148	1.3108	11.547879148	0.14432302	1.225146	
F0B7	2	46201.6	46.2016	161.1298	2712.273	0.271227	17.1629	0.001734	1096.197	0.109619	1.048207	11.11703	0.03124004	1.22224	9.71607894	0.03272085	1.064477	
F0B8	2.36	43415.1	43.4151	270.0536	3770.607	0.377067	30.39463	0.003039	1096.116	0.109612	1.087327	13.19724	0.09173	1.598058	10.51531827	0.08461309	1.518417	
F0B9	2.49	42318.53	42.3185	186.635	2970.927	0.297093	24.87195	0.002487	1027.75	0.102775	0.99816	8.138136	0.04527276	1.179563	8.133085268	0.045355921	1.175117	
F0B10	2.69	45462.2	45.4622	63.0262	2527.115	0.252712	19.52476	0.001952	1241.58	0.124158	1.11433	10.39537	0.0553963	1.417006	9.353130489	0.031976413	1.274936	
F0B11	2.33	39129.85	39.1285	141.0294	3067.343	0.306734	22.44577	0.002345	1057.404	0.10574	0.974294	12.61762	0.05905889	1.161155	11.92400154	0.060492959	1.189351	
F0B12	2.15	40746.1	40.7461	274.3138	3163.594	0.316359	22.72509	0.002373	1113.053	0.111305	1.017048	11.03155	0.0431361	1.268036	12.79537277	0.042461364	1.246756	
F0B13	2.42	42525.12	42.52512	247.7378	3478.1	0.34781	20.23119	0.00219	1087.363	0.108736	0.992876	9.016484	0.02061584	1.208619	9.23437258	0.02154005	1.375158	
F0B14	1.88	46474.34	46.4743	60.633	3455.84	0.345588	49.8912	0.004989	1157.196	0.115719	1.15876	12.65019	0.09081364	1.36635	12.26636579	0.07836424	1.179041	
F0B15	2.34	42321.99	42.32199	158.9535	3465.058	0.346506	40.52347	0.004045	1146.9	0.11469	0.978393	14.25363	0.07363294	1.308947	13.121476	0.068280257	1.213794	
F0B16	2.41	42097.18	42.09718	265.9239	3755.477	0.375548	26.13301	0.002613	1166.112	0.116611	1.086299	12.54445	0.15678148	1.3108	11.547879148	0.14432302	1.225146	
YAB2	1.89	44763.93	44.76393	363.9453	1767.19	0.176719	50.56155	0.005056	1207.446	0.120746	1.11865	7.26994	0.09122449	1.378059	6.508751528	0.017212911	1.233864	
YAB3	1.88	42966.6	42.96667	734.0674	3757.885	0.375789	10.61371	0.001061	1453.502	0.14535	1.072023	12.65019	0.09139343	1.36887	14.14564529	0.018021472	1.547421	
YAB4	2.1	41923.8	41.9238	558.2914	2820.133	0.282013	8.744526	0.000874	1136.404	0.11364	0.940033	10.46811	0.01591708	1.59689	11.09951629	0.015217033	1.239928	
YAB5	2.41	41673.74	41.6734	294.694	3413.35	0.341335	24.87195	0.002487	1027.75	0.102775	0.99816	8.138136	0.04527276	1.179563	8.133085268	0.045355921	1.175117	
KWB2	2.45	37085.7	37.0857	211.4808	2334.82	0.233482	10.76617	0.001077	955.8491	0.95585	0.925389	9.605208	0.01959665	1.090035	10.3749322	0.02176999	1.178859	
KWB3	0.95	37216.63	37.21663	498.8714	1770.733	0.177073	17.18301	0.001734	1096.197	0.109619	1.048207	11.11703	0.03124004	1.22224	9.71607894	0.03272085	1.064477	
KWB4	2.05	40521.4	40.5214	97.8267	1659.384	0.165938	3.744273	0.00037	1042.62	0.104262	0.952097	12.30854	0.01427295	1.201741	7.289770657	0.016430261	1.445355	
KWB6	3.01	42120.8	42.1208	121.5103	1555.891	0.155589	7.722399	0.000772	1124.334	0.112433	1.05717	6.400209	0.0405657					