

У гэтым мэтэаралягічным разьдзеле мы пагаворым пра аблокі. Акаваецца, яны маюць свае назовы. І гэта ня слонік, птушка, сабака ці авечка. А яшчэ, гледзячы на аблокі, можна вызначыць надвор'е на блізкую будучыню.

Разгледзім падзел аблокаў паводле ніжніх мяжы хмарнасці.

Пачнём звысоку – трапасфэры, вышэй за 6 кіляметраў (*cirrus* – перкаватыя, *cirrostratus* – перкавата-пластаватыя, *cirocumulus* – перкавата-клубаватыя).

Гэтыя аблокі ўтвараюцца пры найболей ніzkіх тэмпэратурах і складаюцца з крышталікаў лёду. Узынікаюць пры пад'еме цёплага паветра над вялікім аб'ёмам халоднага. Яны тонкія, напалову празрыстыя і мала зацяняюць сонечнае сяянце.

Звычайна перкаватыя аблокі назіраюцца ў невялікай колькасці, але часам могуць займаць большую частку неба. Ападкаў зь іх няма ніколі. Аднак, хоць і выглядаюць бяскруйдна, акурат яны і ёсьць прыметаю штормавога надвор'я.



pixabay.com | photosforyou

Аблокі верхняга яруса – прадвеснікі цёплага фронту, што нясе з сабою цёплае надвор'е, але часта зь ім прыходзяць і дажджы. Перкаватыя аблокі ідуць наперадзе лініі фронту, паступова заўкрываючы ўсё неба. Яны зъмяняюцца перкавата-пластаватымі аблокамі, а далей аблокамі сярэдняга яруса – высокапластаватымі, іх часам дастаткова цяжка падлічыць. Далей у фронт прыходзяць іншыя, зь якіх і выпадае дождж ці снег. Могуць нават назірацца навальніцы ды пераменны вецер.

Перкавата-клубаватыя аблокі вельмі тонкія, белыя і складаюцца быццам з камячкоў ваты. Ападкаў з такіх аблокаў няма ніколі.



pixabay.com | Vijayanarasimha

Далей ідуць аблокі сярэдняга яруса. Утвараюцца на вышыні 2-6 кіляметраў (*altocumulus* – высокаклубаватыя, *altostratus* – высокапластаватыя). Складаюцца з пераахалоджаных крапляў вады ці пераахалоджаных крапляў у сумесі зь крышталікамі лёду і съняжынкамі: у аблоках сярэдняга яруса месцяцца ў асноўным съняжынкі поўнае шасьціправінёва формы. Пры наядунасці ў воблакавых элемэнтах съняжынкі і крапляў пераахалоджанае вады адбываецца хуткі рост съняжынкі ды іх выпадзенне. Наяўнасць жа пераахалоджаных крапляў вады ў воблакавых элемэнтах надае ім шэры колер. Скрозь аблокі сярэдняга яруса сонца прасвіечвае слаба ці наагул не прасвіечвае. Гэтыя аблокі прадрахаюць халодны фронт, што хутка насоўваецца.

Высокаклубаватыя аблокі лёгка адразыніць: не ўтвараюць суцэльнага аднароднага шэрага покрыва, белыя ці шэрыя, складаюцца з асобных камячкоў. Ападкаў зь іх няма. Прыносяць з сабою прыемнае зацішша (штыль).



pixabay.com | Mabel Amber



ГЛЫБАКАВОДНЫЯ ПЛЫІНІ і ПАДВОДНЫЯ ПУСТЭЛЬНІ

Надзея Шымбалёва

Ідэя і аўтарства ілюстрацыі
Сім



Думаю, некоторыя з вас помніць захапляльную лекцыю геаграфіі ў школе, на якой ваш настаўнік расказваў пра акіянічныя плыні, якія бесперапынку цыркулююць ува ўсіх пяці акіянах, перамяшчаючы велізарныя водныя масы ў розных кірунках. Вам таксама маглі расказаць, што плыні бываюць цёплыя, а бываюць халодныя, а далей вы павінны былі вывучыць 15-20 асноўных плыні, вядомых чалавеку (спойлер: іх значна больш). Найчасцей на гэтым усе нашыя базавыя веды пра акіянічныя плыні заканчваюцца, і мала хто здагадваецца, як шмат незвычайных рэчаў тоіць у сабе гэтая прыродная з'ява.

Сёння навукоўцам дакладна вядома, што глабальная акіянічная цыркуляцыя існуе за кошт не аднаго, а двух асноўных кампанентаў: **ветравая цыркуляцыя**, што стварае паверхневыя плыні (тыя са школьнай праграмы), а таксама **глыбакаводная тэрмахалінная цыркуляцыя**, якая без якой-кольків дапамогі ветру ўмудраецца рухаць велізарныя масы вады ўва ўсіх акіянах планеты, ствараючы падводныя плыні нават на глыбіні 3-6 км (паспрабуйце ўявіць). Цікава, што ветравая цыркуляцыя ўплывае толькі на 10% агульнага абёму вады акіяну, а вось глыбакаводныя плыні рухаюць астатнія 90%.

Акрамя асноўных глыбакаводных плыні, існуюць дзясяткі і сотні драбнейшых акіянічных працэсаў, што ўзнікаюць за кошт розных фізічна-хімічных зменаў у тоўшчы вады. Нам вядома, што пад вадой існуюць свае **цунамі, падводныя хвалі, глыбакаводныя штормы, гіганцкія віры, падводныя вадаспады, дробныя і буйныя віхуры, падводныя прылівы, цыклонныя хвалі і г. д.** - і ўсё гэта ў значайнай ступені фармуе марфалогію марскога дна, а таксама ўплывае на нашае з вамі жыццё, змяняючы клімат. Пры гэтым у адным пункце прасторы можа ўзніць некалькі такіх працэсаў адначасова, сутыкаючыся адзін з адным ці змяняючыся адзін аднаго ў залежнасці ад дзённых цыклаў, прыліваў і адліваў, пары году ды іншых прыродных працэсаў.

І калі пра існаванне паверхневых плыні, абумоўленых дзейнасцю ветру, было вядома яшчэ старажытным мараплаўцам, то ўсё, што мы ведаем пра глыбакаводныя плыні, было адкрыта зусім нядаўна. Першыя сведчанні пра плыні, што праходзяць на глыбінях 3-6 км уздоўж марскога дна, былі атрыманыя ўсяго з 80 гадоў таму, прыблізна ў той час,

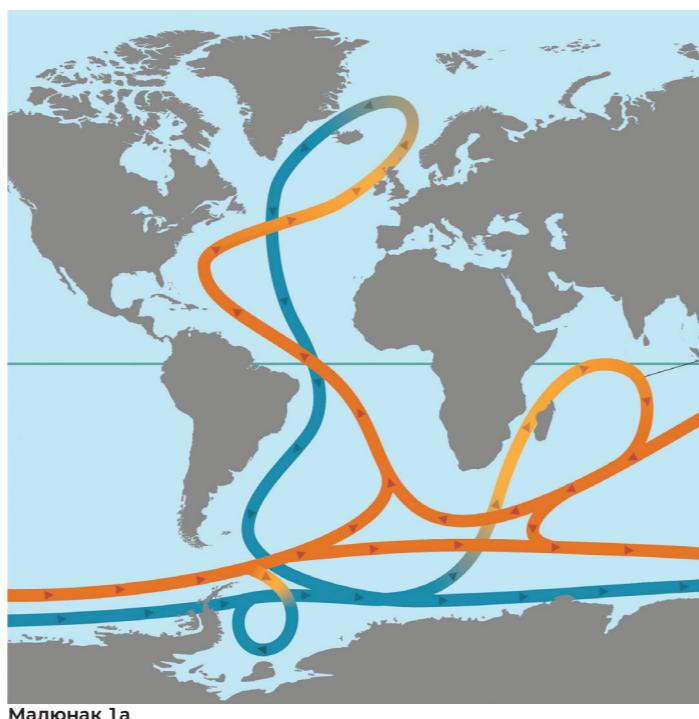
калі толькі нарадзіліся нашыя дзядулі і бабулі. Сапраўды, пра ўсё, што звязана з глыбакаводнымі часткамі Сусветнага акіяну, дзе свято ўжо не пракрадаеца праз тоўшчу вады, у вельмі цяжкадаступных умовах, навуковыя даследаванні развіваюцца даволі павольна.

Сёння навукоўцаў па-ранейшаму хвалюе мноства пытанняў. Якім чынам падводныя плыні ўплываюць на марское дно? Наколькі яны хуткія і ад чаго залежыць хуткасць? Яны такія ж моцныя, як вецер, што дъзьме нам у твар, ці значна слабейшыя? Як яны сябе паводзяць і як уплываюць на марскія арганізмы? Куды цякуць, у якіх кірунках і чаму? Яны заўсёды стабільныя ці змяняюць свае паводзіны? А самае галоўнае - як уплываюць на нашае з вамі жыццё? У артыкуле мы паспрабуем адказаць на гэтыя пытанні, грунтуючыся на інфармацыі, якою валодае сучасная навука. Але калі раптам нехта з маладых навукоўцаў шукае галіну, дзе ўсё яшчэ засталася велізарная прастора для новых адкрыццяў, - магчыма, гэта менавіта тое, што вы шукалі.

Якія бываюць глыбакаводныя плыні?

Дык што ж такое глыбакаводная тэрмахалінная цыркуляцыя, як яна ўплывае на геалагічную будову марскога дна і самае галоўнае - якія сілы здольныя

Прыблізныя схемы тэрмачаліннае цыркуляцыі



ЯК ВЫЗНАЧЫЦЬ АБЛОКІ І НАДВОР'Е?

Ганна К.

Ідэя і аўтарства ілюстрацыі
ДАНА АЛЯКСАНДРАВА



формы арыентаваныя латэральна адносна кірунку плыні і складаюцца з галоўным чынам такіх элементаў апад-каназапашвання, як рабіна, выдмы, пясчаныя хвалі, гравійныя хвалі і гіган-цікі хвалі помпаў (хвалі бруду). Хуткасці плыні, злучаныя з гэтымі формамі, вагаюцца -0,05-0,25 м/с.

Магчыма, тут ваш мозг даў слабіну і трохі заблытаўся ўва ўсіх гэтых неэразумелых назвах. Паверце: гэта сапраўды складана. Падобнае адчуванне мае кожны навуковец, які спрабуе зразумець пераменныя і складаныя паводзіны прыдонных плыніяў ды тое, як яны ўплываюць і ўскладняюць працэсы седыментацыі на марскім дне. Нездарма чалавецтву спартрэблісці некалькі дзесяцігодзяў, каб апісаць і сфармуляваць веды з некалькіх папярэдніх абзораў.

Куды вядуць нас гэтыя адкрыці?

А дакладней - навошта ж яшчэ, апроч задавальнення нашае цікавасці, нам трэба вывучаць глыбакаводныя гідрадынамічныя працэсы ды іх уплыў на марское дно і якую практычную карысць мы маем ад атрыманых ведаў? Насамрэч кожная кучка вымытых горных пародаў, што ляжыць надзвычай далёка ад нас на глыбіні да 6 км, як нішто іншае дапамагае навукоўцам зразумець клімат Зямлі, як ён змяняецца і змяняўся раней, што мы можам чакаць ад будучыні, гледзячы на мінулае. Гэтую гісторию клімату мінуета сёння мы можам атрымаць толькі з адкладаў, што ўтварыліся пад уплывам сталых акіянічных плыніяў. І гэта надзвычайна ўражвае.

Дзякуючы марскім адкладам мы можам ператварыцца ў Шэрлака Голмза, які з дапамогаю дэдукцыі і аналізу бруду на падэшве чаравіка мог дакладна аднавіць нядайнія падзеі. Гэтак і геолагі, паглядзеўшы на разрез донных адкладаў, могуць расказаць вам, у якім кірунку і якой інтэнсіўнасці падводныя плыні працякалі тут 2/10/1000 гадоў таму і чаму. Вядома, чым далей нам захочацца залезці ўглыб гісторыі, тым больш складаныя метады давядзенца скрыстаць. Калі для найбліжэйшага часу нам часта досыць прааналізаваць фота і відэа ўчастку марскога дна, то для адцінкай ранейшага часу геолаг будзе скрыстаць ужо сейсмавыведку, свідраванне для ўзяцця кернаў, акустычнае зандаванне і г. д.

Апроч таго, веды пра глыбакаводную цыркуляцыю маюць важнае значэнне для ацэнкі геалагічнай небяспекі пры

будаванні афшорных канструкцый (нафтавых і газавых платформаў, ветравых электрастанцыяў, портавых збудаванняў і г. д.), для выведвання вуглевадараў і радовішчаў іншых карысных выкапняў на марскім дне...

А што да ўплыву на сучасны клімат, паверхневыя і глыбакаводныя халодныя плыні дапамагаюць значна зменшыць тэмпературу атмасфery. Зямлі, перакроўшы халодныя глыбокія палярныя воды ў ніжэйшыя шыроты, адначасова выклікаючы паверхневы перанос цёплых субтропічных і трапічных водаў ва ўмераныя шыроты. Апроч таго, менавіта гэтая вертыкальная плынь водных масаў даставяўляе раствораны кіслароду у глыбінныя часткі Сусветнага акіяну, бо халодная палярная вада, багата насычаная раствораным кіслародам, апускаецца і павольна распавяжджаецца па марскім дне цягам сотняў і тысячаў гадоў перад тым, як падняцца на паверхню. Без гэтага прытоку кіслароду вялікая частка глыбакаводнага акіяну была б гіпаксічнай (з нізкім утрыманнем кіслароду) ці нават бескіслороднай, а абісальнае жыццё не існавала б у той разнастайнасці і багацці, як цяпер.

Крыніцы:

Heezen, B.C., and Hollister, C.D., 1963. Evidence of deep-sea bottom currents from abyssal sediments.

Hernandez-Molina, F.J., Stow, D.A.V., Llave, E., Rebesco, M., Ercilla, G., Van Rooij, D., Mena, A., Vazquez, J.T., Voelker, A.H.L., 2011b. Deep-water circulation: processes & products (16-18 June 2010, Baiona): introduction and future challenges. Geo-Marine Letters 31, 285-300

Paul R. Pinet. Jones and Bartlett Learning, 2019. Invitation to Oceanography. Science: 598 pages.

Rebesco, M., Hernández-Molina F.J., Van Rooij D., and Wåhlin A., 2014. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations. Marine Geology 352: 111-154.

Stow D.A.V., Hernandez-Molina F.J., Llave E., Sayago-Gil M., del Rio V., and Branson A., 2009. Bedform-velocity matrix: The estimation of bottom current velocity from bedform observations. Geology 37(4): 327-330

Tucker M. E., 2001. Sedimentary Petrology, 3rd ed.: ix 262 pp. Oxford: Blackwell Science.

прымусіць рухацца водныя масы без дапамогі ветру? Гэты тып цыркуляцыі часта называюць *акіянічным канвеерам* (анг. ocean conveyor belt). Прыметнік тэрмакалінны складаецца з дзвюх частак: тэрма - тэмпература, халін - салёнасць. Механізм яе досыць просты: калі салёнасць ці тэмпература воднае масы змяняецца - змяняецца яе шчыльнасць: з павышэннем тэмпературы вады шчыльнасць змяняецца (адваротная залежнасць), а з павелічэннем салёнасці - шчыльнасць вады павялічваецца (простая залежнасць). Калі дзве водныя масы з рознаю шчыльнасцю ўступаюць у контакт, шчыльнейшая водная маса выцясняе і падпірае меней шчыльную. Уявіце сабе вядро, падзеленае вертыкальна перагородкаю, напоўніце адну палову марскою вадой, другую - прэснаю, а потым зніміце перагородку. Шчыльная салёная вада апусціцца на дно вядра і падніме меней шчыльную прэсную ваду. Гэты працэс і ўяўляе сабою тэрмакалінную цыркуляцыю.

Коратка канвеерную мадэль Сусветнага акіяну можна апісаць за некалькі этапаў (мал. 1).

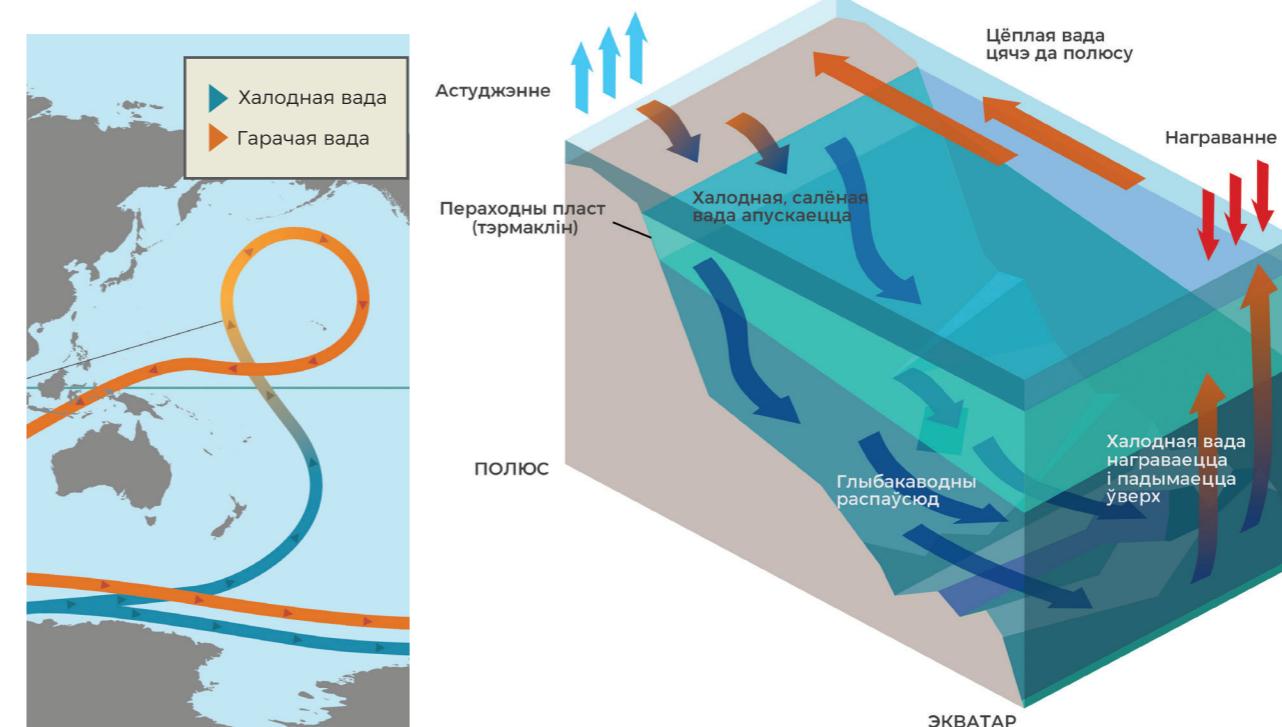
1. Ветравыя паверхневыя плыні пераносяць цёплыя і slabasalёныя (а такім чынам - лёгкія) воды з экватарыяльнае часткі Ціхага ды Індыйскага акіяну ў басейн Атлантычнага акіяну, а адтоль з экватарыяльнае часткі Атлантычнага акіяну - да паўночнае.

2. Там водныя масы на паверхні зазнаюць змены тэмпературы і салёнасці ў выніку атмасфернага ахаладжэння, утварэння лёду, выпадзення ападкаў і г. д., што павялічвае шчыльнасць вады, апускаючы яе на дно.

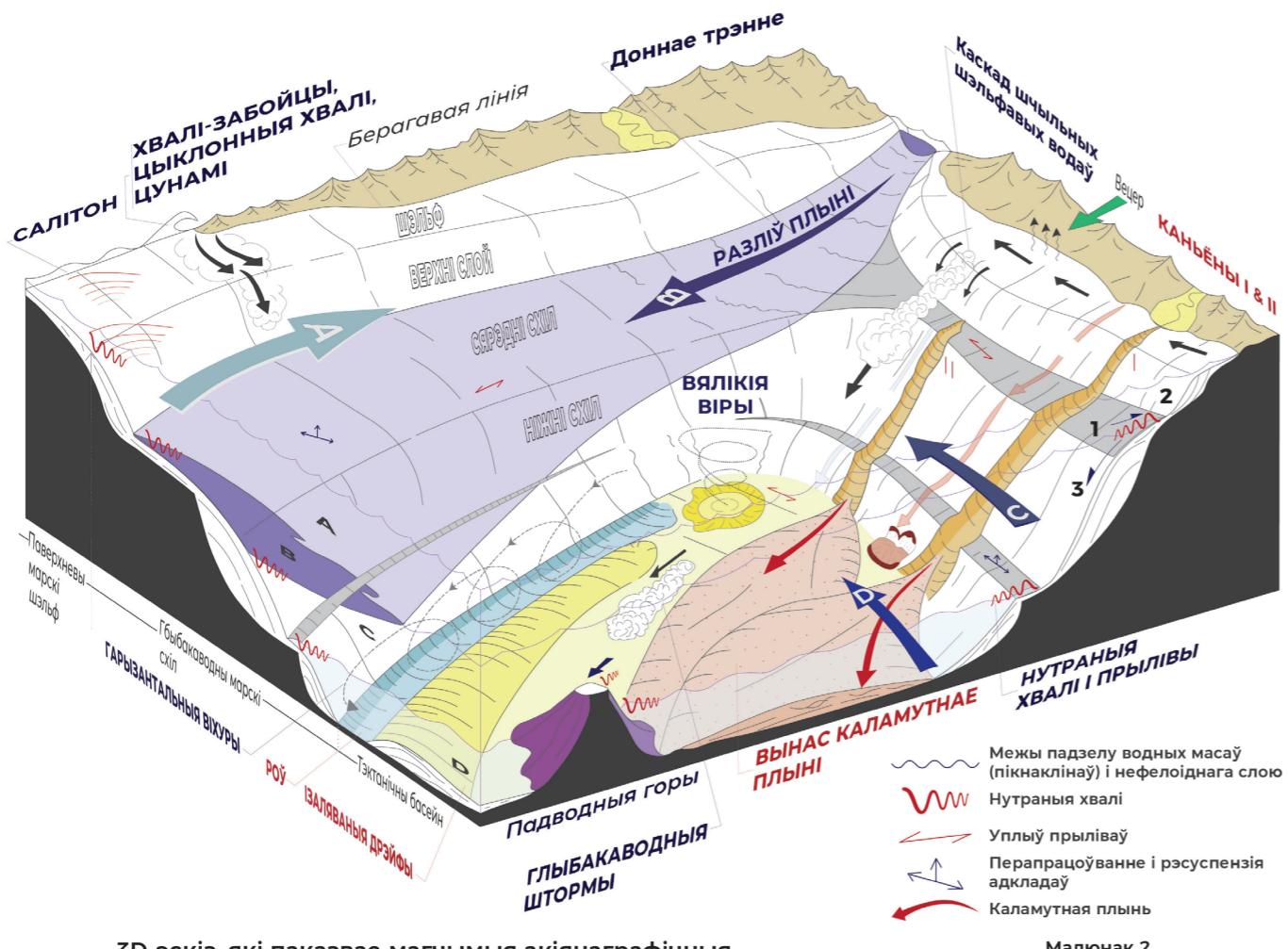
3. Шчыльныя воды на глыбінях перамяшчаюцца ў бок, супрацьлеглы кірунку руху ветравых паверхневых плыні - гэтак яны вяртаюцца назад у Ціхі і Індыйскі акіяны.

4. Падчас падарожжа глыбінямі акіяну на межах халоднае палярнае ды цёплае экватарыяльнае водных масаў адбываецца павольнае перамешванне, якое няўхільна змяняе тэмпературу і салёнасць. Урэшце глыбокая вада перамяшчаецца ўверх у выніку працэсаў, дасоль дрэнна зразумелых навукоўцам, і ў канчатковым выніку зноў дасягае паверхні акіяну.

Уесь шлях воднае масы - з моманту яе фармавання ў паверхневых водах палярных мораў, праз павольны спуск у глыбакаводныя вобласці і да падымання назад на марскую паверхню - **займае 1000-1500 гадоў**. Гэтак, паміж акіянічнымі басейнамі адбываецца пастаяннае перамешванне, якое яднае акіяны Зямлі ў глабальну сістэму. Уесь гэты працэс супрадажаецца сталым пераносам не толькі энергіі (у формах цягла), але і матэрыі (ападкавыя адклады, часцінкі, газы і г. д.).



Малюнак 16



Але чаму ж так доўга? Звернемся да колькасных характеристык хуткасці плыні. Калі хуткасць паверхневых плыні можа дасягаць 250 см/с (9 км/г), хуткасці глыбінных плыні значна меншыя - у сярэднім яны вар'ююцца ў межах 2-20 см/с (да 0,72 км/г). Для парайнання, сярэдняя хуткасць пешахода - 3,6 км/г, а хуткасць бегу - 9-12 км/г, то бок кожны з нас здолеў бы з лёгкасцю абегаць глыбакаводную плынь, усяго толькі няспешна шпацыруючы, а вось з паверхні не відувалася б паслаборнічаць.

Але гэта яшчэ не ўсё. Апроч працэсаў, абу-моўленых тэрмахаліннаю цыркуляцыяй, на дынаміку прыдонных плыні могуць істотна ўплываць перарывістыя акіянаграфічныя працэсы рознага маштабу: віхуры, глыбакаводныя штормы, падводныя прыліўныя плыні, нутраныя хвалі, каскад шэльфавых водаў, падводныя цунамі, гіганцкія віры, цыклонныя хвалі і г. д. Яны часта ўзнікаюць на мяжы дзвюх водных масаў, у гэтак званым пераходным пластце (пікнакліне), аднак могуць таксама абу-моўлявацца сутыкненнем водных масаў з аб'ектамі рэгіянальнае тапаграфіі (то бок больш складаных геалагічных структур, што падцілаюць акіянічнае дно).

Некаторыя з іх паказаныя на малюнку 2. Гэтыя глыбакаводныя працэсы могуць дзеяць перыядычна (прытокі), квазістацыянарна (геастрафічныя плыні) і аперыядычна (глыбакаводныя штормы), прыводзячи да часовых і просторавых зменаў марфалогіі дна.

Шматлікія даследаванні паказваюць: у большасці выпадкаў глыбакаводная седыментацыя кантралюеца спалучэннем **некалькіх** акіянаграфічных працэсаў (стальных і перыядычных), а не аднаго асобнага, хоць некаторыя з іх могуць дамінуваць ці мець важнейшае значэнне ў залежнасці ад геаграфічных умоваў рэгіёну. Гэтак, каб зразумець фармаванне марскога дна ў асобных рэгіёнах, важна комплексна ацэньваць складаную карціну ўзаемадзеяння шматлікіх акіянаграфічных працэсаў і, вядома, рэгіянальнай тапаграфіі. На малюнку 3 можна ўбачыць, як, здавалася б, адна цэльная водная маса можа падзяляцца на мноства дробных працэсаў у выніку ўзаемадзеяння з глыбакаводным асяроддзем.

Віхур (і сярэднемаштабныя віхуры). Падводныя віхуры звычайна ўзнікаюць праз бараклінную нестабільнасць (калі шчыльнасць воднае масы змяняецца

метэарытай, вывяржэнні падводных вулканоў, змены ўздоўж мора, масавага вымірання і шмат якіх іншых працэсаў). Звычайна гэтыя адклады трапляюць у акіян або праз асяданне ў тоўшчы вады часцінка за часцінкай, як сняжынкі падаюць з неба і акумулююцца ў выглядзе снежнага покрыва на сушы (пелагічны ападкі), або праз перанос адкладаў з сушы ці з іншых частак акіяну з дапамogaю розных гідрадынамічных працэсаў. Існуюць таксама біяхімічныя ападкі, што ўтвараюцца *in situ* (на месцы), то бок узімаюць у месцы асаджэння ў выніку геахімічных і біяхімічных рэакцыяў, але гэта ўжо зусім іншая гісторыя.

На хуткасць пераносу і адкладу ападкаў упłyваюць тып, памер, хімічны склад і колькасць гэтых зярнатаў у ападках, а таксама энергетычныя ўмовы ў месцы асаджэння, то бок уласна дзейнасць падводных плыні. Звычайна, каб ссунуць з месца зярнітка буйнейшага памеру, напрыклад, пясок, неабходныя ўмовы высокай энергіі, г. з. больш інтэнсіўныя плыні за, напрыклад, тыя, што здольныя пераносіць драбнейшыя адклады, як глей. І чым большая хуткасць нашае плыні, тыму больш складаныя і мудрагелістыя формы складуцца нашыя часцінкі (мал. 9).

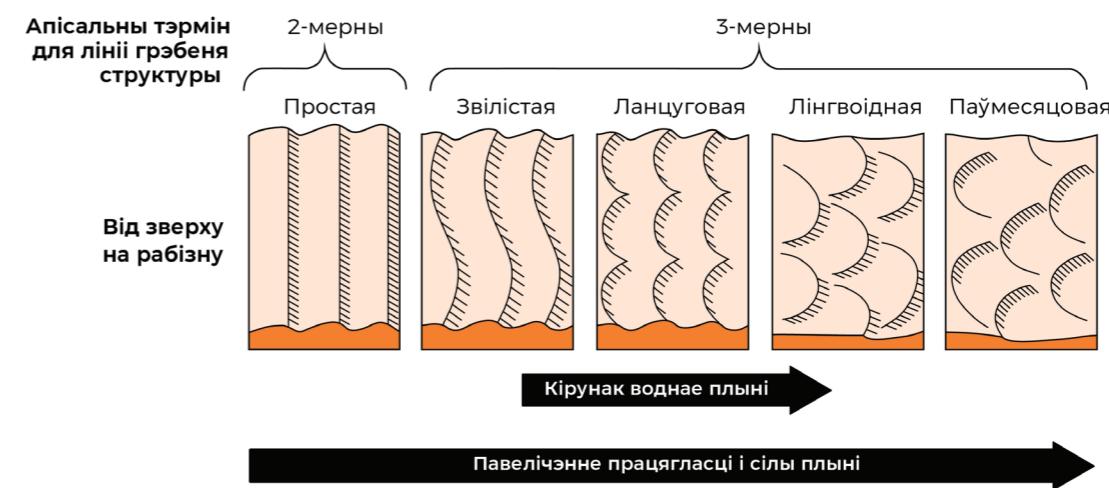
Гэтак, можам зрабіць высьнову: дзякуючы разнастайнасці марскіх адкладаў элементы рэльефу марскога дна таксама надзвычайна разнастайнія марфалогіяў, седыменталогіяў (складам, фізічнымі ўласцівасцямі) і просторавымі характеристыкамі. Шмат якія даследнікі спрабавалі вывучаць розныя тыпы формаў адкладаў, што сустракаюцца на марскім дне. Не зважаючы на тое, што цягам

гадоў не існавала агульнае класіфікацыі і тэрміналогіі для ўсіх выяўленых форм, за апошнія дзесяцігодзіны былі распачатыя некаторыя спробы абегульніць усе звесткі пра іх. У наш час геалагічно-акіянаграфічная наука супольнасць карыстаецца класіфікацыяй паводле працы Stow *et al.* (2009), якая падзяляе ўсе паверхневыя марфалагічныя элементы марскога дна паводле распасцірання на дзве асноўныя групы: лінейныя і папярочныя формы, а паводле маштабу - на буйнамаштабныя і дробнамаштабныя. Большасць з гэтых элементаў можна ўбачыць на ўжо знаёмай нам матрыцы, створанай тою ж групу наукоўцаў (мал. 7).

Буйнамаштабныя архітэктурныя элементы памерам могуць дасягаць сотняў кіламетраў і звычайна фармуюцца ў выніку сталай працяглай актыўнасці з сярэднімі хуткасцямі ад < 0,5 м/с для такіх ападковых формаў, як, напрыклад, кантурытавыя дрэйфы, да > 0,5 м/с для эразійных элементаў (напрыклад, краёвых равоў, падводных каналоў, буйнамаштабных барознаў і г. д.). На гэтых буйнамаштабных марфалагічных элементах накладаюцца дробнамаштабныя формы памерам ад некалькіх сантиметраў да кіламетраў (выдмы, рабізна, барозны, размывы і г. д.).

Лінейныя формы ўзнікаюць паралельна кірунку плыні і складаюцца з элементаў ападканазапашвання ды эрозіі розных маштабаў, як бараёнак, каналоў, жалабоў, грабянёў, скалаў з навеянымі з аднаго боку паверхневымі адкладамі, размываў, стужковых слядоў, ліній паверхні і г. д. Гэтыя формы ўтвараюцца пры хуткасцях плыні 0,1-1 м/с. Папярочныя

Утварэнні розных відаў выдмаў і рабізны ў залежнасці ад кірунку і хуткасці плыні, выгляд у плане (зверху)



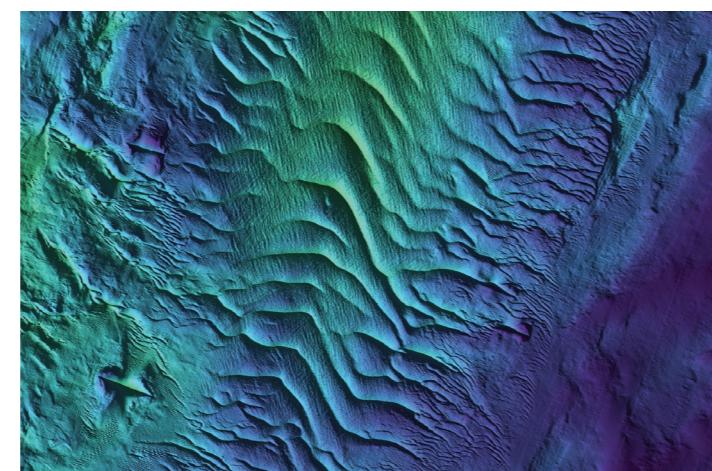
Гэта паслужыла асноваю для распрацоўвання новага візуальнага падыходу на сутыку фізічнай акіянаграфіі ды марской геалогіі, які выкарыстоўвае марфалогію марскага дна ў якасці ключавое крыніцы інфармацыі пра зменлівасць структуры глыбакаводнае цыркуляцыі.

Дык якое яно, марское дно?

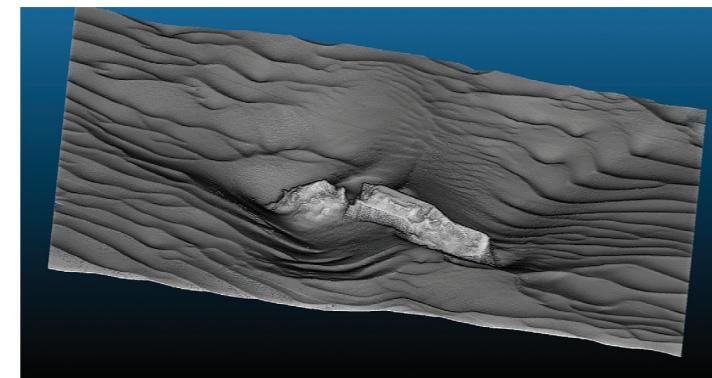
Вялікая частка марскага дна пакрытая пластамі адкладаў, прычым у кожнага пласта ёсьць свая геалагічнае гісторыя. Мы ўжо зразумелі, што ўсе вышэйпералічныя акіянаграфічныя працэсы адыгрываюць асноўную ролю ў фармаванні марфалогіі гэтых адкладаў. Аднак важна растлумачыць, што пад марфалагічнымі элементамі марскага дна, утворанымі дзякуючы дзеянасці плыняў, мы не маем на ўвазе найскладнейшыя тектанічныя структуры, як падводныя горы, хрыбы, западзіны, тектанічныя жалабы і г. д. На ўтварэнне гэтых структураў паўплывалі працэсы значна больш складанага і працяглага характару. Мы ж будзем казаць пра паверхневыя марфалагічныя формы марскага дна, якія ўтварыліся з дапамогай **эрозіі** (вымыванне пародаў воднымі плынямі), **пераносу** і паўторнага **адкладу** іх у іншых месцах. Але не перажывайце, такія формы таксама быўваюць вельмі масіўныя і ўражальныя, нібы гіганцкія выдмы ў пустэльні Гобі ці сярэдняга памеру рабчныя канъёны. Прыдонныя плыні пры гэтым выступаюць як сталая гідрадынамічнае сіла, якая залежнасці ад іх масіўнасці, хуткасці ды інтэнсіўнасці яны ствараюць як буйнамаштабныя, гэтак і шырокі спектр дробнамаштабных формаў на марскім дне (мал. 8).

Тут важна зрабіць паўзу і растлумачыць, што сабой уяўляюць гэтыя адклады. Паверхневы футорап марскага дна - гэта велізарная разнастайнасць дробных часцінок, што выпалі ў асадак. Некаторыя былі прынесеныя на дно акіяну з сушы, зваліліся з космасу ці ўтварыліся ў выніку розных біялагічных ці хімічных працэсаў. Паходжаннем усе адклады акіяну падзяляюцца на: **тэрыгенныя** (размытыя і прынесеныя з сушы), **біягенныя** (утвораныя дзякуючы дзеянасці марскіх організмаў), **вадародныя**, ці **гідрагенныя** (аселія ў выніку хімічных працэсаў з вады), **вулканагенныя** (якія трапілі ў акіян у выніку дзеянасці вулканаў) і **касмагенныя** (трапілі з касмічнае просторы). Дакладнае вывучэнне ўласцівасцяў гэтых адкладавых адкладаў геолагамі дае каштоўную звесткі пра тектанічную гісторыю Зямлі, эвалюцыю марскага жыцця, хроніку клімату мінулага, змены ў характеристы падводных плыняў, упłyvu

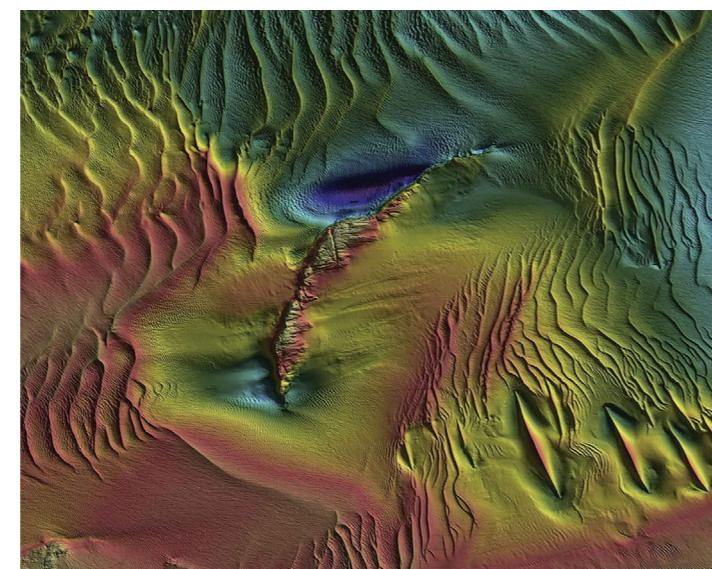
А) Пясчаныя хвалі ў Ірландскім моры ў межах праекту INFOMAR



Б) Затанулы ў 1917 годзе карабель SS W.M. Barkley, акружаны пясчанымі хвалямі



В) Пясчаныя хвалі вышынёю да 2 м каля Данэ́голу. Здымкі зробленыя з дапамогаю шматпрамянёвага рэхалота (multibeam)



праз змену тэмпературы ці салёнасці) ці ў выпадку, калі водная маса сутыкаецца з перашкодамі марскага дна (канъёном, падводнаю гарою, мысам). Часам віхуры могуць дасягаць памеру 10-100 км і захоўвацца адносна доўга (ад колькіх дзён да месяцаў). Такія віхуры называюць сярэднемаштабнымі. Часта менавіта яны упłyваюць на фармаванне нефелойдных пластоў (пластоў каламутнае прыдоннае вады) і перанос ападкаў на вялікія адлегласці.

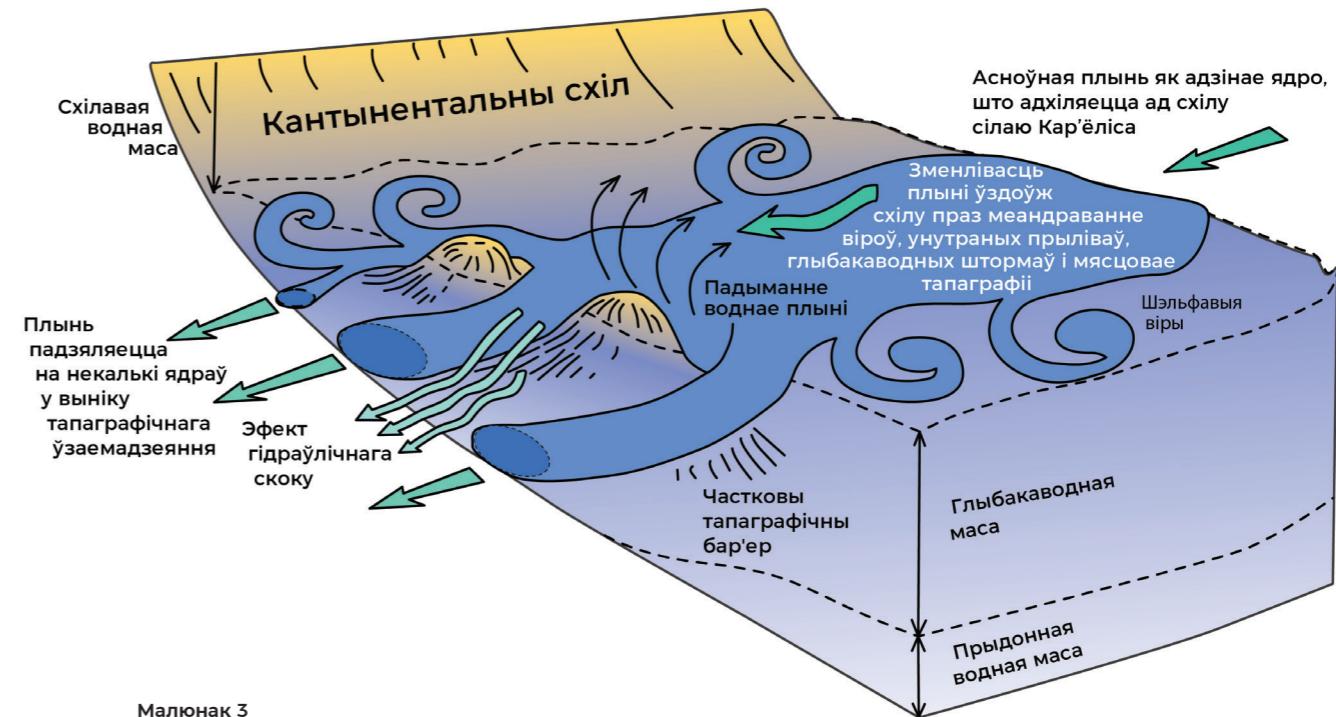
Глыбакаводныя штормы ўяўляюць сабою перарывістыя перыяды моцных глыбакаводных плыняў, што ўзнікаюць у раёнах з высокай кінетычнай энергіяй звычайна праз узаемадзеянне ветравых паверхневых плыняў і глыбакаводнага складніку тэрмакаліннае цыркуляцыі. Яны шчыльна злучаныя з віхурамі. Сярэдняя хуткасць плыні ў часе донных штормаў можа павялічвацца ў 2-5 разоў (у сярэднім 15-20 см/с) і захоўвацца ў такіх умовах ад колькіх дзён да тыдняў. Глыбакаводныя штормы характарызуюцца хуткім сусpenзованнем донных адкладаў, пры гэтым размытыя ападкі могуць пераносіцца прыдоннымі плынямі на вялікія адлегласці і пасля адкладацца ў іншых рэгіёнах.

Падводныя вадаспады ўтвараюцца, калі буйнамаштабныя тапаграфічныя

элементы на марскім дне перашкаджаюць праходнасці аднароднае плыні водных масаў. Гэтая з'ява мала чым адрозніваецца ад парушэння праходу паветраных масаў высокое гары. Гэтак і ўтвараюцца ўздымаючыя падводныя вадаспады, калі шчыльная вада збираецца ззаду, а потым валіцца каскадам уніз і тапаграфічнага бар'ера, ствараючы завялікую плыні. Самы высокі падводны вадаспад Атлантычнага акіяну - у Дацкай пратоцы. Тут выліваюцца 5 млн м³ вады над парогам кожную секунду, больш як на 3,5 км уніз, ствараючы глыбокія воды Паўночнай Атлантыкі. Для парадкавання, самы вялікі вадаспад на Зямлі - Анхэль (*Ángel*) у Венесуэле - вышынёю ўсяго 1 км, а вадаспад з наймацнейшай хуткасцю плыні - Гуайра (*Guairá*) на мяжы Парагваю і Бразіліі - вылівае ўсяго толькі 13 тыс. м³/с. Шкада, што да падводных вадаспадаў не так проста дабрацца падчас чаканых вакацыяў.

Прыліўныя плыні могуць быць (1) баратропныя - утвараюцца на паверхні мора ў адказ на гравітацыйную сілу Сонца і Месяца, (2) бараклінныя, ці нутраныя - утвараюцца ў стратыфікаваных водах у выніку ўзаемадзеяння паверхневых (баратропных) прыліваў з тапаграфічнымі зменамі марскага дна (напрыклад, падводныя горы і хрыбы). Приліўныя плыні могуць узнікаць за 1-24 гадзіны

Схематычная выява падзелу суцэльнае воднае масы на мноства дробных працэсаў



Малюнак 3

і дасягаць хуткасцяў 25-75 см/с. Яны могуць істотна ўпłyваць на глыбакаводную цыркуляцыю, распаўсюджваючыся на вялікія адлегласці і ўпłyваючы на ападкавыя працэсы.

Нутраныя хвалі – гравітацыйныя хвалі, што ўзімаюць праз нестабільнасць шчыльнасці на мяжы раздзелу паміж воднымі масамі. Яны звычайна маюць ніжэйшыя частоты (ад дзесяткаў хвілін да дзён) і больш высокія амплітуды (да сотняў метраў) за паверхневыя хвалі. Нутраныя могуць, распаўсюджваючыся гарызантальна (калі шчыльнасць змяняеца на кароткай вертыкальнай адлегласці) або вертыкальна (калі шчыльнасць змяняеца бесперапынна), абменьваючыся энергіяй па ўсёй тойшчы вады.

Каскад шчыльных шэльфавых водаў – плыні, што ўзімае ў шэльфавых раёнах праз змены тэмпературы / салёнасць вады (як вынік – шчыльнасці) і спускаецца ўніз па кантынентальным схіле. Цячэ ўздоўж і ўпоперак схілу, выклікаючы паўторную завісі і пераразмеркаванне адкладаў, істотна ўпłyваючы на фармаванне дробнамаштабных марфалагічных формаў марскога дна (напрыклад, хвалі адкладаў, баразны, эразійныя размывы).

Давайце зробім невялікае адступленне. Каб зразумець маштаб тэхнічных складанасцяў, з якімі сутыкаліся і сутыкаюцца навукоўцы, якія вывучаюць падводныя плыні, паспрабуйце ўявіць сябе на месцы такога даследніка і задайце сабе пытанне: што трэба зрабіць, каб дакладна памераць хуткасць і кірункі падводнае плыні ў гэтым пункце прасторы ды зразумець, ці змяняеца яго параметры ў залежнасці ад часу / сезону / пары году? Першое, што прыходзіць у галаву, – трэба ўсталяваць у патрэбным пункце адмысловы вымяральны прыбор, які можа замерыць хуткасць і кірунак плыні ды запісаць усе патрэбныя звесткі. Такі прыбор сапраўды існуе, гэта гідраметрычная круцёлка, навукоўцы ўсяго свету рэгулярна карыстаюць яе для вызначэння хуткасці і сілы плыні ў канкрэтны момант часу. Але ўявіце толькі, з якімі фінансавымі і тэхнічнымі складанасцямі вы сутыкніцесь, каб усталяваць такую прыладу на глыбіні 6 км ажно на адзін год дзесяці пасярэдзіне акіяну?

На шчасце, праз 30 гадоў пасля першага адкрыцця моцных плыні ў глыбакаводных частках акіяну, у 1963-м, два акіянографы – Гізэн і Голістэр (Heezen, Hollister) – атрымалі першыя фотаздымкі марскога дна, на глыбінях 2,5-5 км (мал. 4). Гледзячы на іх, навукоўцы зайдзяжылі:

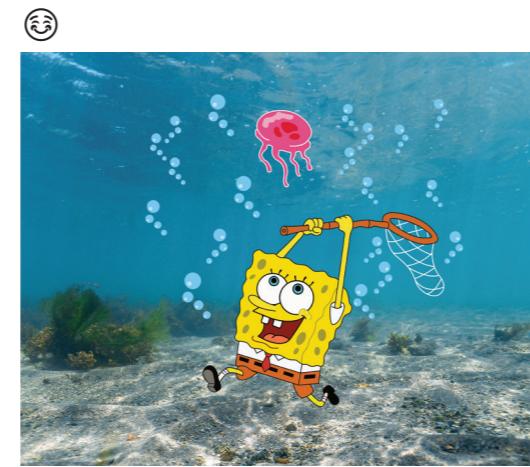
прыдонныя плыні ствараюць ясна бачныя марфалагічныя формы беспасярэдне на марскім дне, перамяшаючы велізарныя масы пяску і глею, як гэта робіць зямны вецер, ствараючы выдмы (ці дзюны) і пясчаную рабіну ў пустэльні. Вы сапраўды можаце ўбачыць гэтыя выдмы, рабіну і пясчаныя хвалі на марскім дне гэтак сама, як бачыце іх у пустэльні ці на пляжы (мал. 5). Магчыма, мультфільм пра Губку Боба больш рэалістычны, чымся мы думалі. І гэтае адкрыццё ў корані змяніла ўсё.

Навукоўцы задумаліся: а што, калі мы эмпірычным спосабам установім заканамернасці паміж сілай і кірункам плыні ў ды тым малюнкам, які яны пакідаюць на марскім дне? Гэтак мы скарыстаем марфалогію марскога дна і фізічныя ўласцівасці адкладаў у якасці паказніку хуткасці і кірунку прыдонных плыні – і тады кожны здымак марскога дна (напрыклад, як на мал. 6) раскажа нам, што адбываюлася тут апошні дзень / месяц / год, а ў

Адзін з першых падводных фотаздымкаў. Зроблены ў пратоцы Дрэйка на глыбіні 4 км у 1960-х гг. На здымку відаць добра развітая рабіна з кароткімі грабнянімі мінеральнага пяску



Малюнак 4 | Heezen and Hollister, 1963



Малюнак 5

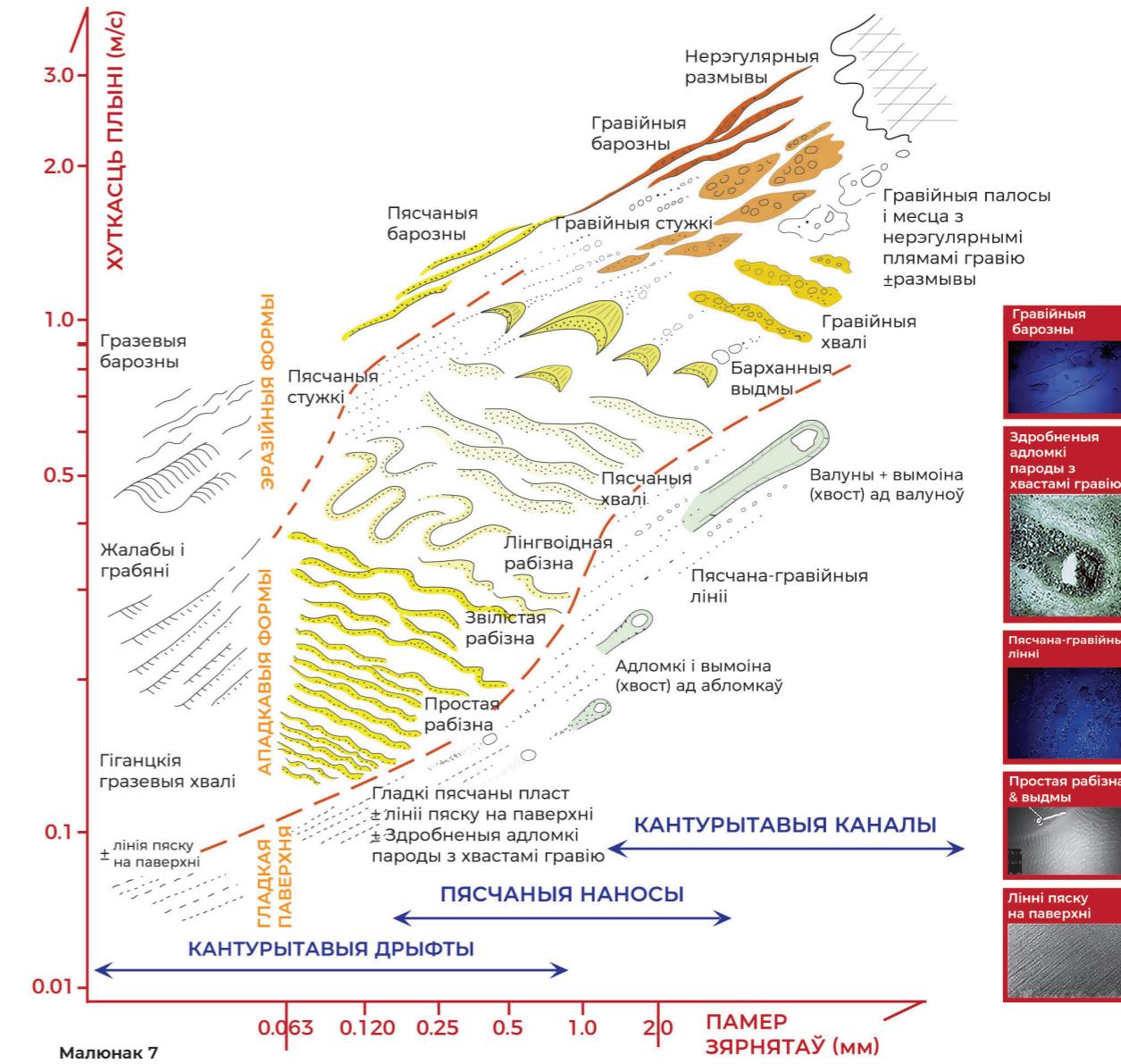
Здымак глыбакаводнае рабіны на ціхаакіянскай ускрайні Антарктычнага павострава, на глыбіні каля 3 км



Малюнак 6 | Hernandez-Molina et al., 2011

выпадку мегаструктураў – апошнія 100-1000 гадоў. Гэтыя адкрыцці паставілі перад марскімі геолагамі і фізікамі-акіянаграфамі зусім новы ўзровень заданняў на наступныя некалькі дзесяцігоддзяў. Пачынаючы з 1960-х гадоў, былі распачатыя шматлікія спробы вывучаць кантролюваную плыні седиментацыю (працэс адкладу) розных элементаў рэльефу ў розных месцах, пераважна ў Атлантычным і Ціхім акіянах. У выніку гэтае калектывнае працы сотняў навукоўцаў была створаная схема – матрыца залежнасці хуткасцяў і кірунку марскога плыні ад марфалагічных характеристык дна, што дазваляе нам **ацаніць паводле аднаго толькі здымку, якія плыні дамінуюць у гэтым пункце марскога дна** (мал. 7).

Матрыца, што паказвае схематычную выяву марфалагічных элементаў марскога дна як функцыю ад фізічных уласцівасцяў (памеру) адкладаў і хуткасці плыні



Малюнак 7