مبادئ علوم البحار الفيزيائية

أ.د. أمين حامد مشعل

د. علاء بن محمد عون البركاتي

ماء البحر

ماء البحر عبارة عن محلول ملحي معقد التركيب يتكون من 96.5% من وزنه ماء نقى وحـ والي 3.5% مواد صلبة ذائبة وذلك بالإضافة إلى بعض الغازات الذائبة مثل الأوكسجين والنتـ روجين وثاني أكسيد الكربون.

وتتكون المواد الصلبة الموجودة في ماء البحر من خليط من أملاح ذائبة على هيئـة أيونـات أو جزيئات ، ويحتوى ماء البحر على معظم العناصر الكيميائية المعروفة ، ولكن ستة منهـا فقـط تكون حوالي 99% من وزن الأملاح الذائبة كما في الجدول التالي

	الأيون	نسبته المئوية (%)	نسبته بالجرام في كيلوجرام واحد
1	الكلور cl^-	55	19.215
2	الصوديوم Na^+	30.8	10.685
3	الكبريتات So_4^{--}	7.2	2.511
4	الماجنسيوم Mg^{++}	3.7	1.286
5	الكالسيوم Ca^{++}	1.2	0.410
6	البوتاسيوم K^+	1.1	0.396

وتعرف هذه الأيونات بالمكونـات الرئيسـية أو المكونـات الغالبـة فـي مـاء البحـر Major Constituents ، أما النسبة الباقية وهى حوالي 1% من وزن الأملاح الذائبة فعبارة عن عناصر أخرى موجودة بتركيز ضئيل في ماء البحر وتسمى المكونات الصـغرىMinor Constituents ومنها الأسترنشيوم والباريوم والسليكون والبرومين والفلورين.

المكونات الغالبة في ماء البحر هي التي يزيد تركيزها عن $0.1g.kg^{-1}$ ، أما المكونات الصـغرى فهي التي يصل تركيزها إلى $0.07g.kg^{-1}$ ويقل عن $0.1g.kg^{-1}$.

وهناك مكونات ضرورية لنمو الأحياء البحرية الدقيقة وتسمى المكونات النادرة وهى التـي يقـل تركيزها عن $0.001g.kg^{-1}$ ، وغياب أي من هذه المكونات من ماء البحر يجعله غيـر مناسـب لنمو بعض الأحياء البحرية.

ونظراً لأن ماء البحر يتكون من الماء النقي مذابا فيه بعض الأملاح فمن الضروري أن نـدرس بعض الخواص الفيزيوكيميائية للماء النقي الذي يشكل الجانب الأعظم من مياه المحطات.

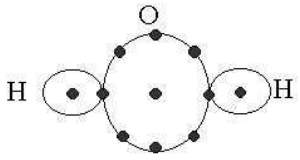
بعض الخواص الفيزيوكيميائية للماء النقى

يتواجد الماء النقي في حالات ثلاث على سطح كوكب الأرض: الحالة الصـلبة كـالثلج والحالـة السائلة والحالة الغازية كبخار الماء ، ويتحكم الضغط ودرجة الحرارة في تحديـد الحالـة التـي يتواجد فيها الماء ولذلك فان خواص الماء يتغير بتغير هاذين العاملين ، فعلـى كوكـب الأرض يكون الضغط الجوى مساوي للصفر عند قمة الغلاف الجـوى وحـوالي $10^{6}Dyne.cm^{-2}$ عنـد مستوى سطح البحر ، ويصل الضغط إلي حوالي 1100atm عند أعمق نقطـة فـي المحـيط ، وتتغير درجة الحرارة على كوكب الأرض من $50^{\circ}C$- إلى $40^{\circ}C$+ (الأولى في المنطقة القطبيـة الجنوبية والثانية في المناطق الحارة) وأهم الخواص الفيزيوكيميائية للماء النقي هو:-

التركيب البنائي لجزيئ الماء:

الماء من المركبات التي تتميز بصفات فريدة في الطبيعة تختلف عن المركبـات الأخـرى التـي تشابهه في التركيب الكيميائي ، ويرجع ذلك إلى التركيب البنائي لجزيئ الماء ، فيتكـون جـزيء الماء من ارتباط ذرتي هيدروجين وذرة أوكسجين واحدة برباط تساهمي وينشأ هذا الرباط عنـدما تتشارك الذرات في الإلكترونات الموجودة في مدارها الخارجي ، فيصبح المدار الخارجي لذرتي الهيدروجين ولذرة الأوكسجين كاملا.

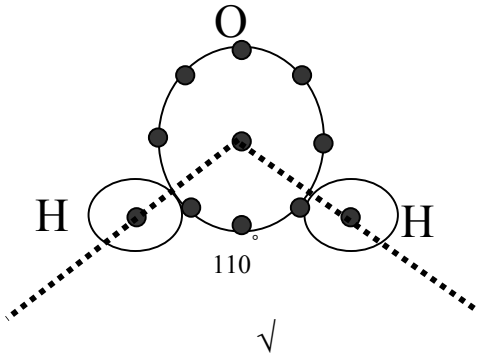
وقد يتبادر إلى الذهن أن التركيب البنائي لجزيئ الماء يأخذ شكلا متمـاثلا بحيـث تتوسـط ذرة الأوكسجين ذرتي الهيدروجين ، وتتواجد الذرات الثلاث على امتداد خط مستقيم كما فـي الشـكل (1) ، ولكن ذلك غير صحيح فقد ثبت أن التركيب البنائي O^{--} لجزيئ الماء يختلـف عـن ذلـك تماما.



X

شكل (1): ذرتا الهيدروجين مع ذرة أوكسجين لاحظ أن الذرات الثلاث على إمتداد خط مستقيم واحد

فلسبب غير معروف ترتبط ذرتا الهيدروجين بذرة الأوكسجين بحيث يتراوح مقدار الزاوية التـي يصنعها الخطان الواصلان بين مركز ذرة الأوكسجين ومركزي ذرتي الهيدروجين بـين 105° و 110° و ينتج عن هذا التركيب الغير متماثل للذرات في جزيئ الماء أن تركيز الإلكترونات حول نواة ذرة الأوكسجين يزيد عن تركيزها حول نواتي ذرتي الهيدروجين و يؤدي ذلك إلـى تواجـد شحنتان سالبتان على ذرة الأوكسجين و شحنة موجبة على كل من ذرتي الهيدروجين ، أي يمكن تصور جزيئ الماء له جانبان أحدهما سالب الشحنة O^{--} (ذرة الأوكسـجين) و الآخـر موجـب الشحنة H^{+} (ذرتي الهيدروجين) و هذا يعني وجود قطبين لجزيئ الماء و لذلك يسـمى جزيـئ الماء جزيئاً ثنائي القطبية Dipolar molecule و مثل هذا الجزيئ يستجيب لتأثير أي شـحنات كهربائية مجاورة له



شكل (2): إتحاد ذرتي هيدروجين مع ذرة أوكسجين لتكوين جزيئ الماء بحيث يصنع الخط الواصل بين الـذرات زاوية حوالي110°

و نظراً لهذا التركيب فإن جزيئات الماء تميل إلى أن تترابط مع بعضها في مجاميع تبلغ حوالي 8 ، فالجانب السالب من جزيئ الماء (وهو الأوكسجين O^{--}) يستطيع أن يترابط مع الجانب الموجب

لجزيئ ماء آخر (وهو ذرتي الهيدروجين H^+) وهذا الترابط يعطي الماء كثيراً من صـفاته غيـر العادية مثل درجة غليان عالية فدرجة غليان بعض المكونات التي تشبه الماء في تركيبها الكيميائي تقل كثيراً عن درجة غليان الماء فكلوريد الهيدوجين Hcl يغلي عند $85^{\circ}C$- و الأمونيـا عنـد - $33^{\circ}C$ و فلوريد الهيدروجين عند $21^{\circ}C$ ولو كان الماء مركباً عاديا مثل المركبات السابقة لتوقعنا حسابـيـا أن تكـون درجـة غليانه $70^{\circ}C$- و درجة تجمده $70^{\circ}C$- و لأصبح وجود المـاء في جو الأرض مقصوراً على الحالة الغازية و لأدى ذلك إلى عدم صلاحية الماء للقيام بكثير من وظائفه بالنسبة للكائنات الحية.

ويتميز الماء النقي بارتفاع سعته الحرارية (Heat Capacity) بالنسبة للسعة الحرارية للسـوائل والأجسام الصلبة الأخرى ، فإذا تعرض الماء للتسخين بكمية محددة من الحرارة ، فـإن درجـة حرارته ترتفع بمعدل أبطأ من أي مادة أخرى ، ويرجع السبب في ذلك إلـى أن معظـم الطاقـة الحرارية التي يمتصها الماء تستنفذ في إحداث تغيير في الهيكل البنائي الـداخلي للمـاء . وكبـر السعة الحرارية للماء تعطيه أهمية كبيرة ، فمياه المحيطات تعمل على تنظيم درجة حرارة كوكب الأرض ، نظراً لأن مياه المحيطات قادرة على تخزين كميات هائلة من الحرارة تطلقها إلى الجو حينما وحيثما تستدعي الحاجة ، فالمحيطات تمد الجو بكميات كبيرة من الحـرارة فـي الشـتاء ، وتمتص منه قدراً هائلاً من الحرارة في الصيف ، ويؤدي ذلك إلى تلطيف جو الأرض ، وتقليـل الفوارق بين أقصى وأدنى درجات الحرارة للجو ، ولولا وجود المحيطات لاشتدت حرارة النهار ، وبرودة الليل ، ولأصبح الفرق شاسعاً بين درجات حرارة الليل والنهار ، والشتاء والصيف.

ويتميز الماء النقي بقدرة كبيرة على إذابة كثير من المواد تفوق قدرة أي سائل آخر ، ولذلك فمياه المحيطات تحتوي على الغالبية العظمى من العناصر الموجودة على الأرض.

الخواص الفيزيائية لماء البحر

1 – ملوحة ماء البحر Salinity

يندر أن تتواجد المياه في الطبيعة في صورة نقية تماماً ، بل تحتوي هذه المياه عادة على بعـض الأملاح الذائبة ، فمياه الأنهار تحتوي على حوالي (0.01 %) من وزنها أملاح ذائبة ، وحتى مياه الأمطار تحتوي على أملاح وغازات تذيبها أثناء سقوطها في الجو ، وتحتوي ميـاه المحيطـات على حوالي (3.5 %) من وزنها أملاح ذائبة ، ويعزي وجود هذه الأملاح إلى قدرة الماء الفائقـة على الإذابة.

ويعبر عن مقدار تركيز الأملاح في ماء البحر بما يسمى الملوحـة (Salinity) ووحـدتها هـي $g.kg^{-1}$ ، أو جزء في الألف ، ويعبر عنهـا بالعلامـة (‰) أو (PSU, Practical Salinity Unit) وحديثاً من الممكن كتابة قيم الملوحة بدون وحدات.

ونظراً لطبيعة ماء البحر المعقدة ، فمن العسير أن نعين مقدار ما تحويه مـن أمـلاح باسـتخدام الطرق الكيميائية التقليدية المعروفة ، فإذا بخرنا عينة من ماء البحر إلـى الجفـاف ، ينـتج أولاً انحلال أو تفكك للبيكربونات ، وتصاعد غاز ثاني أكسيد الكربون ، وعند الحرق تتحلل الكربونات ، وللتغلب على هذه المشاكل كان من الضروري تعريف الملوحة بحيث تُوَحد طرق قياسها في كل العالم حتى يمكن مقارنة النتائج ، ولذلك اجتمعت اللجنة الدولية (International Committee) واتفقت على وضع تعريف اختياري لملوحة ماء البحر كالآتي:

<u>الملوحة</u>: هي كمية المواد الصلبة – مقدرة بالجرام – الموجودة في كيلو جرام واحد من ماء البحر ، وذلك بعد تحويل كل الكربونات إلى أكسيد ، وإحلال الكلور محل البروم ، واليـود والأكسـدة التامة لجميع المواد العضوية.

وواضح أن هذا التعريف الاختياري أن ما اصطلحَ على تسميته (ملوحة) يقل قليلاً عن التركيـز الفعلي للمواد الصلبة الذائبة في ماء البحر ، وطبقاً للتعريف السابق فإن ملوحة ميـاه المحيطـات

تتراوح بين (34 PSU) ، (38 PSU) ، ويمكن اعتبار متوسط ملوحة مياه المحيطات هـ و (35 PSU).

طرق تعيين ملوحة ماء البحر:

توجد طرق كثيرة لتعيين ملوحة ماء البحر منها :

1- الطريقة المباشرة:

تتلخص هذه الطريقة في تبخير عينة موزونة من ماء البحر على حمام مائي ، أو باستعمال الأشعة تحت الحمراء ، وبعد أن تتبخر المياه من العينة تؤخذ الأملاح المتبقية وتُحرق عند درجات حرارة 150°C [1] ، 380°C، 480°C لعدة ساعات ، ثم تُبرد وتُوزن.

وواضح أن هذه الطريقة بالغة الصعوبة وتستغرق كثيراً من الوقت والجهد بحيث يتعذر استعمالها في تحليل العدد الكبير من العينات في القياسات الروتينية ، كما يتعذر استعمالها فوق سفن البحوث.

2- الطريقة الغير مباشرة:

تشمل الطريقة الكيميائية والطرق الفيزيائية ، وما يهمنا هنا هو الطرق الفيزيائية.

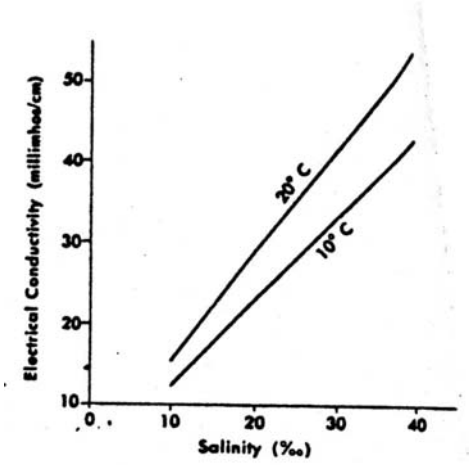
الطرق الفيزيائية لتعيين ملوحة ماء البحر:

تعتبر الطرق الفيزيائية هي أدق الطرق وأكثرها سهولة وسرعة ، ولذلك فقد اتسع انتشارها ، وطغت على الطرق الكيميائية الأخرى ، سواء المباشرة ، أو غير المباشرة .

طريقة تعيين الملوحة بقياس درجة التوصيل الكهربائي لماء البحر:

[1] الوحدة المستخدمة في التعبير عن درجة الحرارة هي درجة سليسيس (° س) (Degree Celsius) (°C) وذلك بدلاً من الوحدة القديمة درجة مئوية (م°) أو (Degree Centigrade) .

تعتمد هذه الطريقة على أن ماء البحر جيد التوصيل للكهرباء ، وتزداد درجة توصـيله كلمـا زاد تركيز الأملاح الذائبة فيه ، أي أن درجة توصيل ماء البحر للكهرباء تزداد بزيادة الملوحة ، وقـد استغلت هذه الخاصية لتعيين ملوحة ماء البحر ، فجمعت عينات من ميـاه البحـر والمحيطـات المختلفة ، وتم تعيين الملوحة لكل منها ، بالطريقة المباشرة (طريقة التبخير والحرق والوزن) ثم عينت درجة التوصيل الكهربائي لكل عينة ، وأمكن إيجاد علاقة تربط بين الملوحـة ، ودرجـة التوصيل الكهربائي عند درجة حرارة معينة ثابتة (شكل 2).



شكل (2): العلاقة بين درجة التوصيل الكهربائي و الملوحة عند درجات حرارة مختلفة

ويمكن بسهولة قياس ملوحة عينة من ماء البحر باستعمال جهـاز يسـمى (مقيـاس الملوحـة) (Salinometer) وقبل البدء في قياس ملوحة عينة ماء البحر يجب أولاً معايرة الجهاز باستعمال ماء البحر القياسي[1] ، ثم تقاس درجة التوصيل النسبي لعينة ماء البحر المطلوب تعيين ملوحتها.

وتعرف درجة التوصيل النسبي بأنها النسبة بين درجة التوصيل الكهربـائي لعينـة مـاء البحـر المجهولة الملوحة ، ودرجة التوصيل الكهربائي لعينة ماء البحر القياسي ملوحتـه = (35 PSU) وذلك عند نفس درجة الحرارة ، وعند الضغط الجوي.

ويجب ملاحظة أن (مقياس الملوحة) لا يقيس درجة التوصيل الكهربائي المطلق لماء البحر (Absolute Conductivity) ، وإنما يقيس درجة التوصيل الكهربائي منسوبة إلى درجة التوصيل الكهربائي لماء البحر القياسي.

طريقة تعيين الملوحة بقياس معامل انكسار ماء البحر:

يعرف معامل الانكسار الضوء في ماء البحر بأنه : النسبة بين سرعة الضوء في الفراغ إلى سرعته في ماء البحر ، ويرتبط معامل انكسار ماء البحر بالملوحة بعلاقة طردية ، فيزداد معامل الانكسار كلما زادت الملوحة ، فإذا أمكن قياسه ، أمكن إيجاد الملوحة ، ويستخدم جهاز مقياس الانكسار (Refractometer) لقياس معامل انكسار ماء البحر ومقارنته بمعامل انكسار عينة من ماء البحر القياسي ، ويجب ترشيح عينة ماء البحر قبل قياس معامل انكسارها ضماناً للدقة ، نظراً لأن وجود أي مواد عالقة بها يؤدي إلى أخطاء في قياس معامل الانكسار.

ولم تلق هذه الطريقة رواجاً نظراً لصعوبة قياس معامل الانكسار ، وصعوبة الاحتياطات الواجب مراعاتها في قياسه.

---

[1] ماء البحر القياسي : هو ماء بحر معاير بدقة ومحسوبة ملوحته ويستعمل لمعايرة الأجهزة لتعيين ملوحة ماء البحر ، وتحضر هذه المياه وتعبأ في المعمل الهيدروجرافي في كوبنهاجن بالدانمارك ، وفي بعض معاهد علوم البحار الأمريكية الكبيرة.

2- درجة التوصيل الكهربائي لماء البحر

التوصيل الكهربائي لمادة هو مقلوب مقاومتها للتيار الكهربائي ، أي أنه كلما قلت المقاومة كلما زادت درجة التوصيل الكهربائي. ولما كانت وحدة المقاومة للتيار الكهربائي هي (أوم) (ohm) فإن وحدة التوصيل الكهربائي هي مقلوب الأوم ، أي **1**/أوم ، وتسمى (مـوا) أو (mho) وهـي معكوس كلمة (أوم).

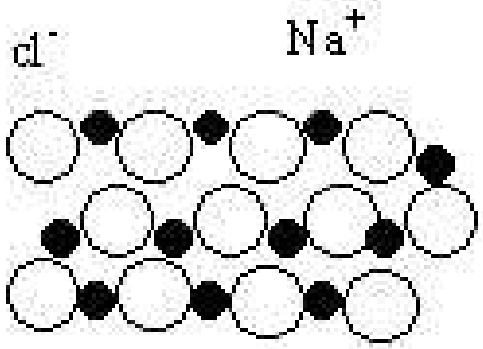
وتتوقف قابلية المحاليل أو المواد الصلبة لتوصيل الكهرباء على وجود شحنات أو الكترونيات قابلة للحركة عند إمرار مجال كهربائي فيها ، وماء البحر عبارة عن محلول من أملاح ذائبة في الماء النقي ، وإذا أخذنا مكونات ماء البحر كلا على حده نجد أن بلورات الأملاح عازلـة للكهربـاء ، وكذلك الماء النقي لا يوصل الكهرباء ، وعلى النقيض نجد أن ماء البحر جيد التوصيل للكهربـاء رغم أنه عبارة عن أملاح ذائبة في الماء النقي.

ويمكن أن نبين السبب في ذلك إذا أخذنا كلوريد الصوديوم كمثل للأملاح الموجودة في ماء البحر ، فجزئ كلوريد الصوديوم يتكون من ذرة صوديوم تحتوي على 11 إلكترون مرتبة فـي ثـلاث مدارات بحيث يحتوي المدار الخارجي على إلكترون واحد إذا فقدته ذرة الصوديوم فإنهـا تصـل لحالة الاستقرار التي عليها غاز النيون الخامل.

أما ذرة الكلور فتحتوي على 17 إلكترون مرتبة في ثلاث مدارات بحيث يحتاج المدار الخـارجي لإلكترون واحد لكي يصل لحالة الاستقرار التي عليها غاز الأرجون الخامل.

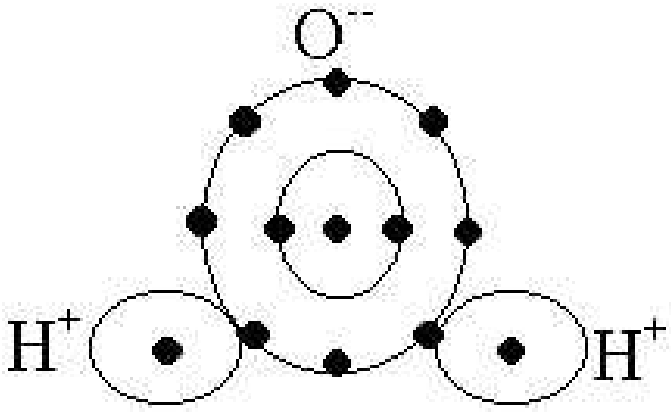
وعند اتحاد ذرة صوديوم بذرة كلور لتكوين بلورات كلوريد الصوديوم فإن ذرة الصوديوم تتخلى عن الكترون واحد تعطيه لذرة الكلور فتتكون بلورات كلوريد الصـوديوم مـن ذرات صـوديوم موجبة الشحنة ، وذرات كلور سالبة الشحنة مرتبة في صفوف متتالية (شكل 3) وهـذه الـذرات المشحونة أو الأيونات تبقى في مكانها مشدودة بعضها إلى بعض تحت تأثير الجذب الكهربائي بين

الشحنات السالبة والموجبة ، فهي غير قادرة على الحركة عند تعريضها لمجال كهربائي ، ولذلك فبلورات كلوريد الصوديوم عازلة للكهرباء.



شكل (3): بلورات كلوريد الصوديوم في الحالة الصلبة

أما جزئ الماء النقي – المكون الآخر لماء البحر – فهذا أيضاً عازل للكهرباء نظراً لعدم وجـود أيونات فيه ، فجزئ الماء مكون من ذرة أكسجين تحتوي على 8 الكترونيات وذرتي هيـدروجين تحتويان على إلكترونين ، وعند إتحادهما تحصل ذرة الأكسجين علـى إلكتـرونين مـن ذرتـي الهيدروجين ، وبذلك تصبح ذرة الأكسجين سالبة الشحنة ، وذرتا الأيدروجين موجبتي الشـحنة ، أي توجد على جزئ الماء الناتج شحنة موجبة من ناحية ، وشحنة سالبة من الناحية الأخرى (شكل 4) ، ولكن الجزيئ ككل يبقي في حالة تعادل كهربائي فلا توجد فيه أيونات حرة الحركة توصل الكهرباء عند إمرار مجال كهربائي فيه ، أي أنه عازل للكهرباء .



(شكل 4)

ورغم أن ماء البحر مكون من خليط من أملاح ذائبة في الماء النقي وكل منهما على انفراد غير موصل للكهرباء إلا أن ماء البحر موصل جيد للكهرباء.

والسبب في ذلك أن الأملاح حينما تذوب في الماء ذاتها تتأين ، أو تتحول إلى أيونات موجبة ، وأخرى سالبة ، أما الأيونات الموجبة فتجذب إليها الناحية السالبة من جزئ الماء (أيون الأكسجين) بينما تجذب الأيونات السالبة الناحية الموجبة من جزئ الماء (أيون الهيدروجين) ، وعلى ذلك تنفصل أيونات الملح الموجبة (Na^+) عن الأيونات السالبة (cl^-) و تحاط كل منهما بجزيئات الماء ، وحينئذ يصبح من السهل أن تتحرك هذه الأيونات إذا تعرضت لمجال كهربائي ، وهذا يجعل ماء البحر جيد التوصيل للكهرباء ، وتعتمد درجة توصيله على مقدار تركيز الأيونات ومقدرتها على الحركة ، فكلما زادت عدد الأيونات الموجودة في كمية محددة من ماء البحر ، كلما زادت درجة توصيلها للكهرباء وبالتالي كلما زادت الملوحة زادت التوصيلية، وكذلك كلما زادت درجة حرارة ماء البحر كلما زادت قدرة الأيونات الموجودة فيه على الحركة وبالتالي زادت قدرتها على التوصيل الكهربائي.

3- درجة الحرارة Temperature

تعتبر درجة الحرارة أحد الخواص الفيزيائية الهامة لماء البحر. تؤثر درجة الحرارة على الهيكـل البنائي الداخلي لجزيئ الماء ، وأي تغيير في درجة حرارة ماء البحر ينتج عنه تغيير في خواصه ، فدرجة الحرارة لها تأثير مباشر على الكثافة ، وعلى تركيز الأكسجين الذائب ، وعلى قدرة ماء البحر على التوصيل الكهربائي ، وعلى الخواص الصوتية لماء البحر ، وكذلك فإن التغيرات فـي درجة حرارة ماء البحر تؤثر على الأحياء البحرية التي تعيش فيه.

وبالرغم من أن الماء يغلي عند درجة حرارة حوالي 100 ْ س إلا أنه يتحول من حالة السيولة إلى الحالة الغازية عند درجات حرارة أقل من درجة الغليان ، ولهذه الحقيقة أهميتها في المحيطـات ، نظراً لأن معظم مياهها تتبخر عند درجات حرارة أقل كثيراً من درجة غليان الماء ، ولو اقتصر تبخر الماء عند درجة غليانه لأصبح الجو خالياً من بخار الماء.

وتتراوح درجة حرارة مياه المحيطات بين – 2 ْ س ، +30 ْ س، ويوجد هذا المدى الكبيـر فـي درجة الحرارة عند السطح فقط ، أما غالبية المياه العميقة فتتراوح درجة حرارتها بين صفر ْ س ، 6 ْ س، وحوالي 50 % من مياه المحيطات تقل درجة حرارتها عن 2 ْ س.

وتعرف درجة الحرارة بأنها مقياس لكمية الطاقة الحرارية التي تحتويها جسم ما. أما الحرارة فهي الطاقة الحرارية التي يحتويها جسم ما.

<u>قياس درجة حرارة ماء البحر:</u>

تتغير درجة حرارة ماء البحر مع الزمن، ومن مكان لآخر، والدقة المطلوبة في أجهـزة قيـاس الحرارة تقع في حدود ±0.1 ْ س، وهذه الدقة كافية في معظم الأغراض.

وتقاس درجة حرارة السطح عادة باستعمال دلو مصنوع من مـادة رديئـة التوصـيل للحـرارة كالخشب ، أو البلاستيك ، فيغمر الدلو في مياه السطح ليمتلئ ، ثم يغمس فيه ترمومتر حسـاس (

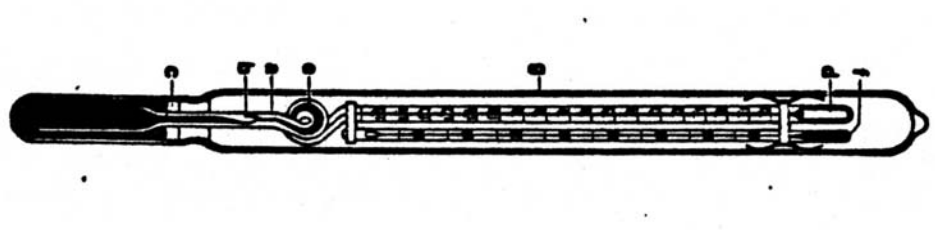
ذو تدريج $0.1^{\circ}C$ على الأقل) ويراعى التقليب المستمر أثناء أخذ القراءة ، ويجب ملاحظة وضع الدلو في الظل وأن تؤخذ عينة ماء البحر قرب مؤخرة السفينة ، ولكن بعيداً عن ماسورة عادم مياه التبريد حتى لا تتأثر درجة حرارة المياه ، وتؤخذ درجة حرارة المياه السطحية أحياناً باستعمال الترمومترات القلابة المحمية (Protected Reversing Thermometer) التي تقيس درجة حرارة تمثل حرارة المياه في الطبقة السطحية العليا من الماء والتي يتراوح عمقها بين نصف 1م ، 3م حسب حالة البحر.

وتجهز معظم سفن البحوث بأجهزة لقياس وتسجيل درجة حرارة مياه سطح البحر وذلك أثناء سيرها ، ومن هذه السجلات ترسم الخرائط التي بين توزيع الحرارة السطحية في مياه المحيطات.

وقياس درجة الحرارة السطحية بالطرق السابقة تعطي دقة كافية لمعظم الأغراض ، ولكن في حالات خاصة مثل دراسة انتقال الطاقة بين سطح الماء والجو ، فيلزم في هذه الحالة معرفة درجة حرارة المليمتر ، أو المليمترات العليا من سطح البحر ، وتختلف درجة الحرارة المقاسة في هذه الحالة اختلافاً واضحاً عن درجة الحرارة السحطية المقاسة بالطرق الروتينية العادية ، باستعمال الدلو والترمومتر. وللآن لا توجد طريقة مرضية يمكن استعمالها استعمالاً روتينياً سهلاً.

وتقاس درجة حرارة سطح البحر أحياناً بقياس الأشعة تحت الحمراء المنبعثة من مياه السطح بواسطة أجهزة خاصة مثبتة في سفن البحوث ، أو في الطائرات ، أو الأقمار الصناعية ، ولكن درجة الدقة في مثل هذه القياسات مازالت غير مرضية.

أما درجة حرارة الأعماق فتقاس باستعمال الترمومترات القلابة المحمية (شكل 5) ودقة هذه الترمومترات قد تصل إلى $\pm 0.01^{\circ}$ س ، وهذه الطريقة القياسية المستخدمة حالياً في معظم الأحوال ، وتوجد حالياً أنواع من المجسات الحرارية (Probes) لقياس درجة حرارة السطح والأعماق بدقة كافية وتثبت هذه المجسات في أجهزة خاصة لقياس درجة الحرارة ، والملوحة ، والأوكسجين ، والعمق ، أو مع أجهزة لقياس التيارات البحرية.



شكل (5): ترمومتر قلاب محمي.

درجة حرارة الموقع (t) (in-situ temperature):

هي درجة الحرارة التي تقاس عند أي نقطة في عامود الماء ويرمز لها بالرمز (t)

درجة الحرارة الجهدية (θ) (Potential temperature):

ماء البحر سائل قابل للإنضغاط، أي يتغير حجمه بتغير الضغط الواقع عليه، فـإذا زاد الضـغط الواقع على كتلة من ماء البحر فإنه سوف ينكمش حجمها نتيجة للشغل الذي يبذل على جزيئـات الماء ويؤدي ذلك إلى زيادة طاقتها الداخلية وبالتالي إلى رفع درجة حرارتها. وعلى العكس مـن ذلك فإنه إذا إنخفض الضغط فإن حجم كتلة الماء يتمدد نتيجة للشغل الذي تبذله جزيئـات المـاء نفسها على حساب طاقتها الداخلية مما يؤدي إلى خفض درجة حرارتها. ويسمى هذا التغير فـي درجة حرارة كتلة الماء نتيجة لتغير الضغط الواقع عليها بالتغير الـذاتي أو التغيـر الأديابـاتي (Adiabatic change). ويتم هذا التغير الذاتي بدون حدوث تبادل للحرارة بـين كتلـة المـاء والوسط المحيط بها، أي بدون إكتساب أو فقد للحرارة.

ومن المعروف أن الضغط عند سطح البحر يساوي واحد ضغط جوي. أما الميـاه العميقـة فـإن الضغط الواقع عليها يزداد بزيادة العمق، فإذا أخذنا كتلة من مياه البحر وأنزلناها إلى عمق كبيـر بحيث راعينا أثناء عملية إنزالها ألا يحدث بينها وبين المياه المحيطة بها أي تبادل حراري، فـإن حجمها سوف ينكمش نتيجة لزيادة الضغط الواقع عليها في موضعها الجديد وتزداد درجة حرارتها عما كانت عليه عند السطح. أما إذا أخذنا كتلة من المياه العميقة الواقعـة تحـت ضـغط عـال ورفعناها إلى سطح البحر حيث لا يوجد سوى الضغط الجوي وراعينا ألا تكسب أو تفقـد كتلـة

الماء أي حرارة للماء المحيط بها أثناء رفعها، فنتيجة لنقص الضغط يتمدد حجمها ذاتياً أو على حساب طاقتها الداخلية، ويؤدي ذلك إلى خفض درجة حرارتها عند السطح عما كانت عليه في الأعماق.

وتسمى درجة الحرارة التي تصل إليها عينة الماء نتيجة إنزالها من السطح إلى الأعماق أو رفعها من الأعماق إلى السطح بدون حدوث أي تبادل حراري بينها وبين المياه المجاورة بدرجة الحرارة الجهدية (Potential temperature). وفي التطبيقات العملية إتفق العلماء على أن تحسب درجة حرارة الماء الجهدية تحت الضغط الجوي الموجود عند سطح البحر. ولذلك فإن درجة الحرارة الجهدية تعرف عادة بأنها درجة الحرارة التي تصل إليها عينة ماء البحر بعد رفعها من عمق معين إلى السطح بدون حدوث أي تبادل حراري بينها وبين المياه المحيطة بها، أما درجة الحرارة التي تقاس عند عمق معين فتسمى درجة حرارة الموقع (in-situ temperature).

وتتميز درجة الحرارة الجهدية بأنها لا تتأثر بالعمق فهي ليست دالة للعمق حيث أننا نزيل تأثير العمق عليها.

وبذلك، فإن التغير في درجة الحرارة مع العمق بفعل تأثير الضغط يمكن تمثيله في العلاقة التالية:

$$\frac{\delta t}{\delta z} = \frac{t - \theta}{z_2 - z_1}$$

4- الضغط Pressure

يعد الضغط أحد العوامل الهامة التي تؤثر في الخواص الفيزيائية لماء البحر ، مثل درجة الحرارة ، والكثافة ، ويؤثر كذلك على الأحياء التي تعيش في ماء البحر.

ويعرف الضغط الجوي بأنه يعادل مقدار الضغط الواقع على مساحة $1cm^2$ لعمود من الزئبق ارتفاعه 76cm عند درجة حرارة الصفر ($0^{\circ}C$) وعندما تكون عجلة الجاذبية الأرضية $980.7 cm.s^{-2}$ ، ووحدة الضغط هي Pascal (Pa) أو الضغط الجوي (atm) أو $Dyne.cm^{-2}$ أو البار (bar) أو الديسي بار (dbar) ، والعلاقة التي تربط بين هذه الوحدات هي:

$$1 \text{ atm} = 1 \text{ bar} = 10 \text{ dbar} = 10^6 \text{ Dyne.cm}^{-2}$$

ووحدة الضغط المستخدمة في علوم البحار الفيزيائية هي dbar.

ويمكن حساب الضغط الناتج عن ماء البحر عند أي عمق من المعادلة التالية:

$$P = \rho g h \qquad (1)$$

حيث (P) هو الضغط الذي يحدثه عمود من الماء إرتفاعه (h) على مساحة $1cm^2$، وحيث (g) هي عملية الجاذبية الأرضية ، (ρ) هي كثافة الماء.

وإذا كان عمق الماء (h) مقدراً بالـ cm ، وعجلة الجاذبية الرضية مقدرة بالـ $cm.s^{-2}$، وكثافته مقدرة بالـ $g.cm^{-3}$ ، فإن وحدة الضغط هي $Dyne.cm^{-2}$.

ومن المعادلة السابقة يتضح أن الضغط في مياه البحار يزداد رأسياً إلى أسفل ، أي كلما زاد العمق ، وإذا حسبنا مقدار الضغط الواقع على 1cm لعمود من ماء البحر ارتفاعه 100cm (1م)

نجد أنه يساوي 1dbar ، أي أن ضغط ماء البحر يزداد بمقدار 1dbar كلما زاد العمـق بمقـدار 1m تقريباً.

فإذا أهملنا الضغط الجوي واعتبرنا الضغط عند سطح البحر يساوي صفراً ، فإننا نجد أن الـرقم الدال على عمق ماء البحر مقدراً بالمتر يساوي تقريباً مقدار الضغط بالـ dbar . فيكون الضغط على عمق 100m مثلاً هو 100dbar.

وهذا هو السبب في اختيار الـ dbar كوحدة للضغط في قياسات علوم البحار الفيزيائية.

ويزداد ضغط ماء البحر بمقدار 1atm واحد كلما ازداد العمق 10m.

ومن المعادلة (1) يتضح لنا أن التغير في الضغط يعتمد على كثافة ماء البحـر ، وعلـى عجلـة الجاذبية الأرضية ، ولو كانت كثافة عمود الماء متجانسة تماماً لتساوى الضـغط عنـد الأعمـاق المتساوية في المحيطات ، ولكن نظراً لوجود تغير رأسي في الكثافة مع العمق في مياه المحيطات ، فإن الضغط قد يختلف عند الأعماق المتساوية.

5- كثافة ماء البحرDensity

تعرف الكثافة بأنها : الكتلة لوحدة الحجوم، ووحدتها في النظام المتري هـي $g.cm^{-3}$ ، ويعـرف الوزن النوعي (Specific Gravity) لأي سائل بأنه: النسبة بين كثافة هذا السائل إلى كثافة الماء النقي ، ولما كانت كثافة الماء النقي = $1g.cm^{-3}$ عند درجة حرارة $4^{\circ}C$ ، فإننا نستعمل في علوم البحار الوزن النوعي لماء البحر منسوباً إلى كثافة الماء النقي عند درجـة حـرارة $4^{\circ}C$ ، أي أن الوزن النوعي يساوي عددياً الكثافة في هذه الحالة.

وتعتمد كثافة ماء البحر على الملوحة ، ودرجة الحرارة ، وإلى حد ما على الضغط.

وكثافة ماء البحر المقاسة على عمق معين ، حيث الضغط (P) ، وعند درجة حرارة معينـة (t) ، وعند ملوحة (s) تسمى الكثافة في الموضع (in situ density) ويرمز لها ($\rho_{s,t,p}$) حيـث (ρ) هي الكثافة.

وتتزايد كثافة ماء البحر بتزايد الملوحة ، حيث أن الملوحة كلما زادت تؤدي إلى زيادة الكتلـة ، ولذلك فكثافة ماء البحر أعلى من كثافة الماء النقي ، نظراً لاحتواء الأولى على كمية من الأملاح الذائبة التي تزيد الكتلة لوحدة الحجوم.

وتقل كثافة ماء البحر كلما ارتفعت درجة الحرارة ، حيث أن حجم كمية معينة من مـاء البحـر يتمدد بالحرارة وينكمش بالبرودة ، وتزداد الكثافة كلما نقصت الحرارة ، وتزداد الكثافـة بزيـادة الضغط ، والعكس صحيح ، وذلك لأن الماء سائل قابل للانضغاط (Compressible) بمعنـى أن حجمه ينكمش بزيادة الضغط الواقع عليه ، ويتمدد إذا قل هذا الضغط ، ونخلص من ذلك إلى أن : كثافة ماء البحر تتناسب طردياً مع الملوحة ، والضغط ، وعكسياً مع درجة الحرارة.

ومتوسط كثافة ماء المحيطات حوالي $1.02478 g.cm^{-3}$ ، عند درجة حرارة $20^{\circ}C$ ، وملوحة 35 PSU ، وعند الضغط الجوي ، ودرجة الدقة المطلوبة في تعيين كثافة ماء البحر يجب أن تكـون في حدود 10^{-5} ، أي إلى خامس رقم بعد العلامة العشرية.

ويلاحظ أن التغيرات في الكثافة تحدث في أو بعد الرقم الثالث الـذي يلـي العلامـة العشـرية ، وتسهيلاً لكتابة الرقم الدال على كثافة ماء البحر وهو دائماً أكبر من الواحد الصحيح ، فقد اتفـق العلماء على اختصار الرقم الدال على الكثافة بإدخال ما يسمى (سجما) ($\sigma_{s,t,p}$) وعلاقتها بالكثافـة كالآتي:

$$\sigma_{s,t,p} = (\rho_{s,t,p} - 1) \times 1000 \qquad (2)$$

فإذا كانت الكثافة (ρ) = $1.02478 g.cm^{-3}$ فإن ($\sigma_{s,t,p}$) = 24.78، وذلك بتطبيق المعادلـة (2) وتكتب قيم ($\sigma_{s,t,p}$) بدون وحدات ، ويلاحظ أن التعبير عن الكثافة باستعمال ($\sigma_{s,t,p}$) قد اختصـر الرقم 1.02478 إلى 24.78 أي أننا قد وفرنا الحيز الذي يشغله رقمان ثابتـان باسـتمرار ، ولا داعي لتكرار كتابتهما.

ونظراً لأن الكثافة تعتمد على الملوحة ، ودرجة الحرارة ، والضغط ، فإن ($\sigma_{s,t,p}$) تعتمـد هـي الأخرى عليها ، فإذا أهملنا تأثير الضغط على الكثافة أي أصـبح (P=0) فـإن ($\sigma_{s,t,p}$) تصـبح ($\sigma_{s,t,0}$) وتختصر عادة إلى (σ_t) وتنطق (سجما تي) (Sigma-tee) وهي تعبير عن كثافة مـاء البحر ذي الملوحة (s) ودرجة الحرارة (t) وعند الضغط الجوي ، ويمكن الحصول على قيم (σ_t) إذا عرفنا الملوحة ، ودرجة الحرارة ، وذلك باستخدام جداول خاصـة مثـل جـداول كندسـن ، وجداول لافون ، والجداول التي نشرتها منظمة اليونسكو.

وإذا أصبح الضغط صفراً ، ودرجة الحرارة صفراً ، فإن ($\sigma_{s,t,p}$) تختصـر إلـى (σ_s) ، وعـادة تكتب على الصورة (σ_0).

وللضغط تأثير لا يمكن إهماله في كل الحالات على قيم ($\sigma_{s,t,p}$) فإذا أخذنا عينة من سطح البحر ، حيث ملوحة الماء (35 PSU) وعند الضغط الجوي ، وعند درجة حرارة ($0^{\circ}C$) فـإن ($\sigma_{s,t,p}$) = 28.13 ، فإذا تعمقنا في البحر إلى 4000m وحصلنا على عينة لها نفـس الملوحـة ، ودرجـة الحرارة ، نجد أن ($\sigma_{s,t,p}$) لها تصبح (48.49) وهذه الزيادة ناتجة عن تأثير الضغط ، وقد وجـد أن قيم ($\sigma_{s,t,p}$) تزداد بمقدار يتراوح بين (4.5 - 4.9) لكل زيادة في العمـق قـدرها 1000m ، وذلك حسب الملوحة ، ودرجة الحرارة.

ويعتمد مدى استقرار عمود الماء في البحر على التوزيع الرأسي للكثافة ، فإذا زادت الكثافة مـع العمق ، دل ذلك على استقرار عمود الماء ، ويصبح عمود الماء غير مستقر إذا نقصت الكثافـة مع العمق.

وتعتبر الكثافة ($\rho_{s,t,p}$) أحد العوامل الهامة في دراسة ديناميكية مياه البحر ، ولكنها قـد لا تـدخل مباشرة في كثير من المعادلات ، وإنما يستعاض عنها بمقلوبها ، أو بما يسمى (الحجم النوعي) (Specific Volume) ويرمز للحجم النوعي في الموقـع (Specific Volume in situ) بـ ($\alpha_{s,t,p}$) أي أن:

$$\alpha_{s,t,p} = \frac{1}{\rho_{s,t,p}} \qquad (3)$$

ووحدة (α) هي مقلوب وحدة الكثافة ، أي $cm^{-3}.g$ ، ويستخدم الحجم النوعي في حسـاب التيارات البحرية بالطريقة الغير مباشرة.

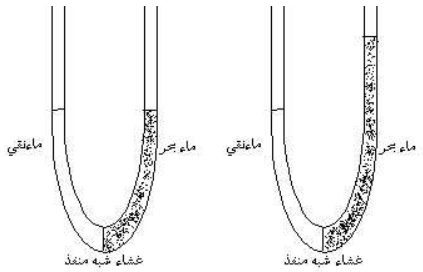
الخاصية الإسموزية Osmosis

تسمح بعض الأغشية بنفاذ المذيب ، بينما لا تسمح للأملاح الذائبة فيه بالنفاذ خلال مسامها ، فمسام هذه الأغشية أكبر حجم جزيئ المذيب ، ولذا تتسع لمروره خلالها ، ولكنها أصغر من حجم جزيئ الأملاح ، فلا يمكنه المرور خلالها ، وتسمى مثل هذه الأغشية بالأغشية شبه المنفذة (Semipermeable Membranes) وكأمثلة لها الأنسجة العضوية لخلية النباتات ، وأنسجة أمعاء الحيوانات ، وكذلك بعض الأغشية المصنعة ، مثل بعض أنواع السلوفان.

وتسمى ظاهرة مرور المذيب خلال مسام الأغشية شبه المنفذة ، وعدم قدرة جزيئات الأملاح الذائبة فيه على النفاذ خلالها بالظاهرة الأسموزية (Osmosis) ولهذه الظاهرة أهمية كبيرة للأحياء التي تعيش في ماء البحر.

فإذا وضعنا غشاء شبه منفذ بين محلولين أحدهما الماء النقي ، والآخر محلول ملحي مثل ماء البحر ، فإن الماء النقي ينجذب في اتجاه المحلول الملحي ، والعامل الذي يسبب هذا الجذب هو الضغط الإسموزي (Osmotic Pressure) والتجربة الآتية تبين ذلك:

إذا أخذنا أنبوبة زجاجية على شكل حرف (U) (شكل 6) وثبت غشاء شبه منفذ في منتصف الجزء المثنى من الأنبوبة ، ثم وضعنا كمية من الماء النقي في أحد فرعي الأنبوبة ، وكمية من ماء البحر في الفرع الآخر ، بحيث يكون ارتفاع الماء النقي مساوياً تماماً لارتفاع ماء البحر ، فإذا ترك المحلولان في الأنبوبة فترة زمنية ، نلاحظ أن مستوى عمود ماء البحر قد ارتفع بمقدار L سم عن مستوى عمود الماء النقي ، ويمكن حساب الضغط الإسموزي من الفرق بين مستوى المحلولين L.



شكل (6)

ويتغير الضغط الإسموزي تغيراً كبيراً مع الملوحة ، فيزداد كلما زادت الملوحة ، وينقص بنقصانها ، فالضغط الإسموزي لمياه بحر البلطيق حيث الملوحة 8 PSU يعادل 5atm تقريباً ، بينما يصل في مياه البحر الأحمر (الملوحة حوالي 39.5 PSU) إلى حوالي 29atm ، وفي مياه المحيطات ذات الملوحة 35 PSU وعند درجة $4^{\circ}C$ يبلغ الضغط الإسموزي 23atm.

ويتغير الضغط الإسموزي تغيراً طفيفاً بتغير درجة الحرارة t على حسب المعادلة:

$$op_t = op_0 (1 + Q.t) \qquad (4)$$

حيث op_t هو الضغط الإسموزي عند درجة حرارة t ، op_o الضغط الإسموزي عند درجة $0^{\circ}C$،

$$.Q = \frac{1}{273}$$

ويتأثر الضغط الإسموزي عند درجة $0^{\circ}C$ بإنخفاض نقطة تجمد ماء البحر ، وذلك حسب المعادلة:

$$op_0 = -12.08 t_f \qquad (5)$$

ووحدة op_o الضغط الإسموزي هي الضغط الجوي ، t_f هي نقطة تجمـد مـاء البحـر ، أي أن الضغط الأسموزي عند درجة $0^{\circ}C$ يزداد كلما انخفضت نقطة التجمد t_f ووحدتها $^{\circ}C$. (t_f سالبة).

وللضغط الأسموزي أهمية خاصة بالنسبة لوظائف أعضاء النباتـات ، والحيوانـات البحريـة ، فجدران خلاياها تتكون أساساً من أغشية شبه معقدة ، ولذلك فلابد أن يتساوى الضغط الإسموزي داخل خلاياها مع الضغط الإسموزي لماء البحر الذي تعيش فيه ، وأي تغير ولو طفيف في ملوحة المياه التي تحيط بها يهدد حياة الأحياء لأنه يتطلب تغييراً كبيراً في الضـغط الإسـموزي داخـل خلاياها تبعاً للتغير في ملوحة الوسط الذي تعيش فيه ، فلو أخذنا سمكة نهرية ووضعناها في مياه البحر ، فإنها تفقد جزءاً كبيراً من الماء الموجود بجسمها ، وذلك لأن الضغط الإسموزي بـداخل خلاياها يقل عنه في ماء البحر ، ويؤدي ذلك إلى موتها من الجفاف ، أما إذا وضعنا سمكة بحرية في ماء عذب ، فإن الضغط الإسموزي بداخل خلاياها يفوق الضغط الإسموزي للماء العذب الذي وضعت فيه ، ولذلك ينفذ الماء العذب إلى داخل خلاياها مما يؤدي إلى موتها بالاستسقاء.

الخواص الصوتية لماء البحر Acoustic Properties

انتقال الصوت في ماء البحر:

يعتبر ماء البحر جيد التوصيل للصوت ، فكمية الطاقة الصوتية التي يمتصها الماء أقل من تلـك التي يمتصها الهواء ، ولذلك فسرعة الصوت في ماء البحر أكبر بكثير من سرعته في الهـواء ، ولانتقال الصوت في ماء البحر تطبيقات هامة منها: قياس أعماق البحار باستعمال أجهزة صـدى الصوت (Echo Sounder) وتحديد تجمعات الأسماك ، وفي الملاحة البحريـة لتحديـد مواقـع السفن في عرض البحار.

وتبلغ سرعة الصوت في ماء البحر حوالي $1543 m.s^{-1}$ عندما تكون الملوحة PSU 35 ودرجـة الحرارة $30^{\circ}C$ ، وعند الضغط الجوي ، أي حوالي 4.5×سرعة الصوت في الهواء.

وتحسب سرعة الصوت في ماء البحر من المعادلة:

$$v = \left(\frac{\gamma}{\rho k} \right)^{\frac{1}{2}} \qquad (6)$$

حيث

v = سرعة الصوت في ماء البحر.

γ = النسبة بين السعة الحرارية عند ضغط ثابت (c_p) إلى السعة الحرارية عند حجم ثابت (c_v).

ρ = كثافة ماء البحر.

k = الإنضغاط الذاتي لماء البحر (Adiabatic Compressibility).

ونظراً لأن γ في ماء البحر لا تختلف كثيراً عن الواحد الصحيح ، وكذلك ρ فـيمكن إعتبـار أن سرعة الصوت في ماء البحر تتناسب عكسياً مع الجزر التربيعي للمقدار (k)أي أن:

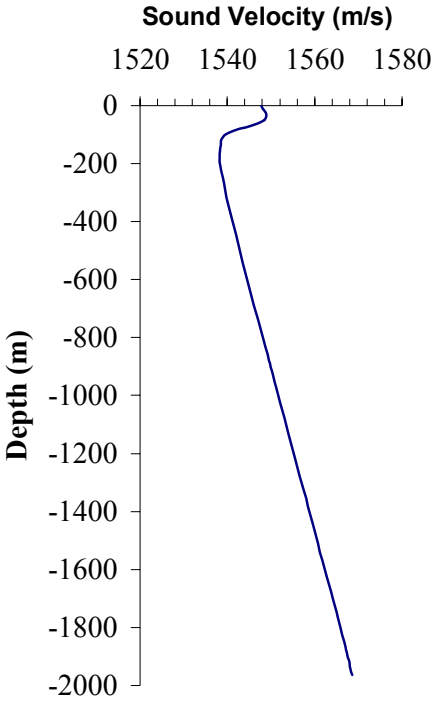
$$v \alpha \sqrt{\frac{1}{k}} \qquad (7)$$

ولما كانت k تقل كلما زادت الملوحة ، وزادت درجة الحرارة ، وزاد الضغط ، فإن سرعة الصوت في ماء البحر تزداد بزيادة كل من الملوحة ، ودرجة الحرارة ، والضغط.

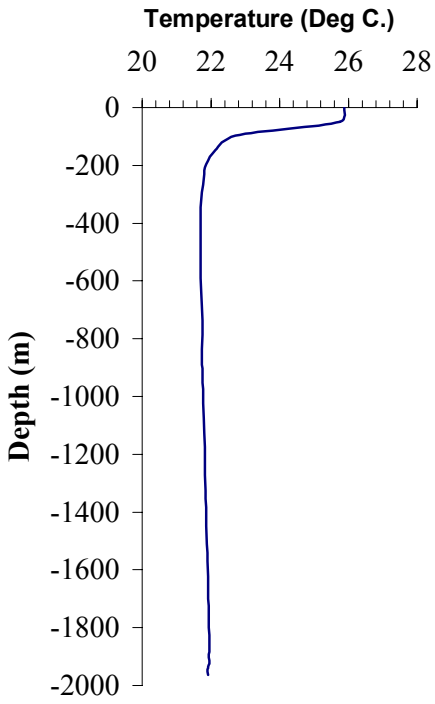
وتزيد سرعة الصوت بمقدار $1.3m.s^{-1}$ كلما زادت الملوحة بمقدار 1 PSU وتزيد بمقدار $4.5m.s^{-1}$ كلما زادت درجة الحرارة $1^{\circ}C$ ، وتزيد بمقدار $18m.s^{-1}$ كلما زاد الضغط 1000dbar ، أي كلما زاد العمق حوالي 1000m.

وتتحكم العوامل الثلاثة السابقة في سرعة الصوت في ماء البحر ، ونظراً لتغير كل من الملوحة ، ودرجة الحرارة ، والضغط ، بتغير العمق ، فتبعاً لذلك تتغير سرعة الصوت. على أنه يجب ملاحظة أن الملوحة تتغير تغيراً طفيفاً مع العمق في المحيطات ، ومن هنا فإن تأثيرها ضئيل على سرعة الصوت.

وإذا تتبعنا تغير سرعة الصوت في ماء البحر مع العمق في المناطق الإستوائية والمدارية من المحيطات (كما في شكل 7 ب) فإننا نجد الآتي :



شكل (7 ب): التغير الرأسي لسرعة الصوت مع العمق



شكل (7 أ): التغير الرأسي لدرجة الحرارة مع العمق

1- في الطبقة السطحية الممتدة من السطح وحتى عمق 100m (تختلف من فصل إلى آخر خلال السنة) والتي تسمى طبقة المزج (وهي الطبقة التي تحدث فيها عمليـة المـزج والتقليـب) نلاحظ أن سرعة الصوت لا تتغير تغيراً يذكر مع العمق ، ويرجع السبب فـي ذلـك إلـى تجانس درجة حرارة الماء فيها بحيث لا يحدث فيها تغير يذكر مع العمـق ، وذلـك نتيجـة لعمليات المزج والتقليب التي تحدث في هذه الطبقة ، ومن جهة أخرى فإن تـأثير الضـغط أيضاً ضئيل نظراً لضحالة العمق في هذه الطبقة.

2- في طبقة المنحدر الحراري (Thermocline) الموجودة أسفل الطبقة السطحية من ماء البحر ، نلاحظ أن سرعة الصوت تنخفض انخفاضاً سريعاً كلما زاد العمق حتى تصل إلـى أدنـى قيمة لها عند عمق حوالي 200m (تختلف من فصل إلى آخر خلال السنة). وتعليل ذلك: أن

درجة الحرارة تنخفض انخفاضاً سريعاً كلما زاد العمق (شكل 7أ) فيؤدي ذلك إلى انخفاض سرعة الصوت ، وفي نفس الوقت يؤدي ازدياد العمق (أو الضغط) إلـى زيـادة سـرعة الصوت ، ولكن تأثير انخفاض درجة الحرارة في هذه الطبقة يتغلب على التأثير الناتج مـن ازدياد العمق (أو الضغط) وتكون المحصلة هي أن سرعة الصوت تقل كلما زاد العمق في منطقة المنحدر الحراري الممتدة أسفل منطقة المزج ، وتستمر سرعة الصوت في النقصـان حتى تصل إلى نهايتها الصغرى.

3- في الطبقات العميقة من ماء البحر يصبح التغير في درجة الحرارة طفيفاً فيقل تأثيرها علـى سرعة الصوت في حين تزداد فعالية ازدياد العمق (أو الضغط) وكلما تعمقنا في ماء البحـر يزداد تأثير العمق عن تأثير درجة الحرارة ، وحيثما يتغلب تأثير العمق على تـأثير درجـة الحرارة تبدأ سرعة الصوت في الزيادة ، أي أن انخفاض درجة الحرارة مـع العمـق هـو العامل الحاسم بالنسبة لسرعة الصوت في طبقة المنحدر الحراري وهي الطبقة التي يحـدث فيها انخفاض سريع لدرجة الحرارة مع العمق ، ويؤدي ذلك إلى انخفاض سـرعة الصـوت كلما زاد العمق إلى أن تصل إلى أدنى قيمة لها عند عمق معين ، وبعد هذا العمـق تصـبح تأثير العمق (أو الضغط) هو الأقوى ، فتزداد سرعة الصوت كلما زاد العمق.

ويختلف العمق الذي تصل عنده سرعة الصوت إلى أدنى قيمة لها من منطقة إلـى أخـرى فـي المحيطات ، وذلك حسب تغير درجة الحرارة مع العمق ، فالمناطق التي لا تتغيـر فيهـا درجـة الحرارة تغيراً ملموساً مع العمق لا تتضح فيها النهاية الصغرى لسرعة الصوت .

وتحسب سرعة الصوت في ماء البحر بدلالة درجة الحرارة ، والملوحة ، والضغط من المعادلـة التجريبية التالية:

$$v=1449 + 4.6t - 0.055t^2 + 0.0003t^3 + (1.39-0.012t)(s-35) + 0.017z \qquad (8)$$

حيث

v = سرعة الصوت ($m.s^{-1}$).

t = درجة حرارة ماء البحر($^{\circ}C$).

s = ملوحة ماء البحر جزء في الألف (PSU).

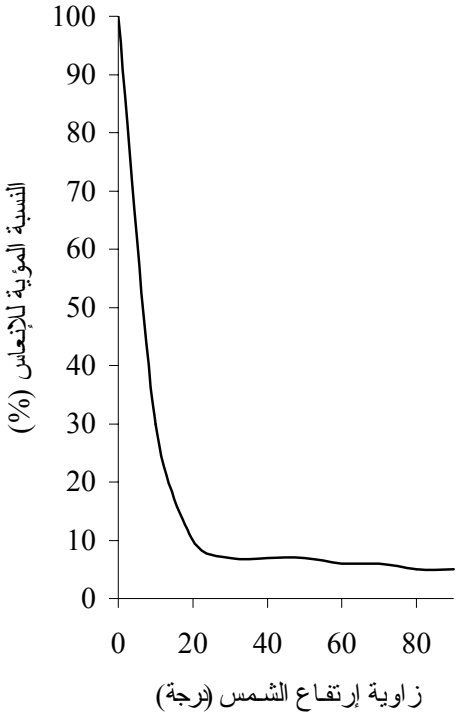
z = العمق مقدراً بالمتر (m).

الخواص الضوئية لماء البحر

تؤثر الخواص الضوئية لماء البحر على شدة الضوء الذي ينفذ فيـه ، وعلـى المـدى أو العمق الذي يصله الضوء اللازم لعملية التمثيل الضوئي التي هي أساس الحياة في البحر ، وكمـا أن الخواص الضوئية لماء البحر هي التي تؤثر في لون ماء البحر ، وفي مدى الرؤية الرأسية في البحر ، وفي كمية ما يمتص من أشعة الشمس ، وما ينعكس منها ، وفيما يترتب على ذلـك مـن عمليات مثل البخر ، والتغيرات اليومية ، والموسمية لدرجة حـرارة مـاء البحـر ، والتيـارات البحرية .

وإذا سقط شعاع من أشعة الشمس على سطح البحر بزاوية معينة ، فإن جزء منه يـنعكس ، أمـا الجزء المتبقي فإنه ينفذ في ماء البحر بعد أن ينكسر منحرفاً عن مساره الأصلي ، حيث يتعـرض للإمتصاص في ماء البحر ، وفي حالة سكون سطح البحر يتوقف مقدار ما يـنعكس مـن أشـعة الشمس على مقدار زاوية السقوط ، ويزداد مقدار ما ينعكس من أشعة الشمس كلما كـان البحـر هائجا ، حيث أن الأمواج تزيد من مساحة سطح البحر ، كما أن الزبد المصاحب للأمـواج يزيـد من قدرة سطح البحر ، على عكس الأشعة الشمسية الساقطة عليه.

ويتوقف مقدار ما ينعكس من أشعة الشمس على ارتفاع الشمس ، ويوضح شكل (8) أن الانعكاس ينقص بشدة كلما زاد ارتفاع الشمس ، فإذا كان ارتفاع الشمس 40° ، فـإن مقـدار الانعكـاس لا يتعدى نسبة 50% من الأشعة الساقطة ، وذلك في حالة سكون البحر ، أما إذا قل ارتفاع الشـمس فإن غالبية الأشعة الساقطة تنعكس على سطح البحر.

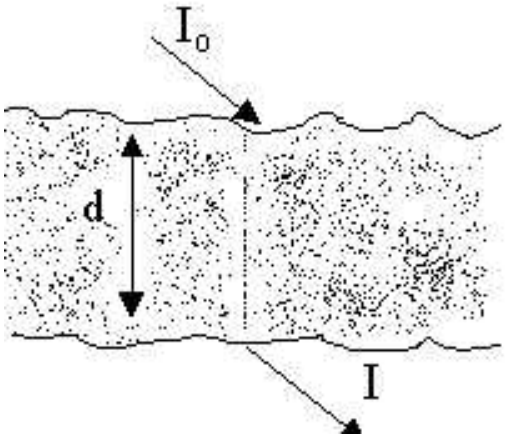


شكل (8):العلاقة بين زاوية إرتفاع الشمس فوق الأفق
و مقدار الأشعة المنعكسة من سطح البحر الهادئ.

ويزداد مقدار الانعكاس في وجود الأمواج ، وتنفذ باقي الأشعة بعد ذلك في ماء البحر منحرفة عن مسارها الأصلي ، فيتعرض لعملية اضمحلال خلال مسارها فيتشتت جزء منها ، ويمتص الجـزء الآخر ، أو يتحول إلى صور أخرى من صور الطاقة كالحرارة ، أو كطاقة كيميائية كالتي تحدث في عملية التمثيل الضوئي لثاني أكسيد الكربون بواسطة النباتات الخضراء ، ونظراً لوجود مـواد عالقة في ماء البحر ، فإن التشتت والامتصاص في ماء البحر تفوق مثيلاتها في الماء النقي.

ويؤخذ معامل اضمحلال الضوء (Extinction Coefficient) كمقياس لمقدار الاضمحلال الكلي للضوء ، فإذا كانت شدة الشعاع الضوئي الداخل (I_o)في طبقة من ماء البحر سمكها (d) وكانت شدة الشعاع الخارج (I) فإن معامل الاضمحلال (α) يعرف بالمعادلة الآتية :

$$I = I_o \cdot 10^{-\alpha d} \qquad (9)$$



شكل (9)

وعادة نعتبر سمك الطبقة (d) مساوياً للواحد الصحيح.

لون ماء البحر:

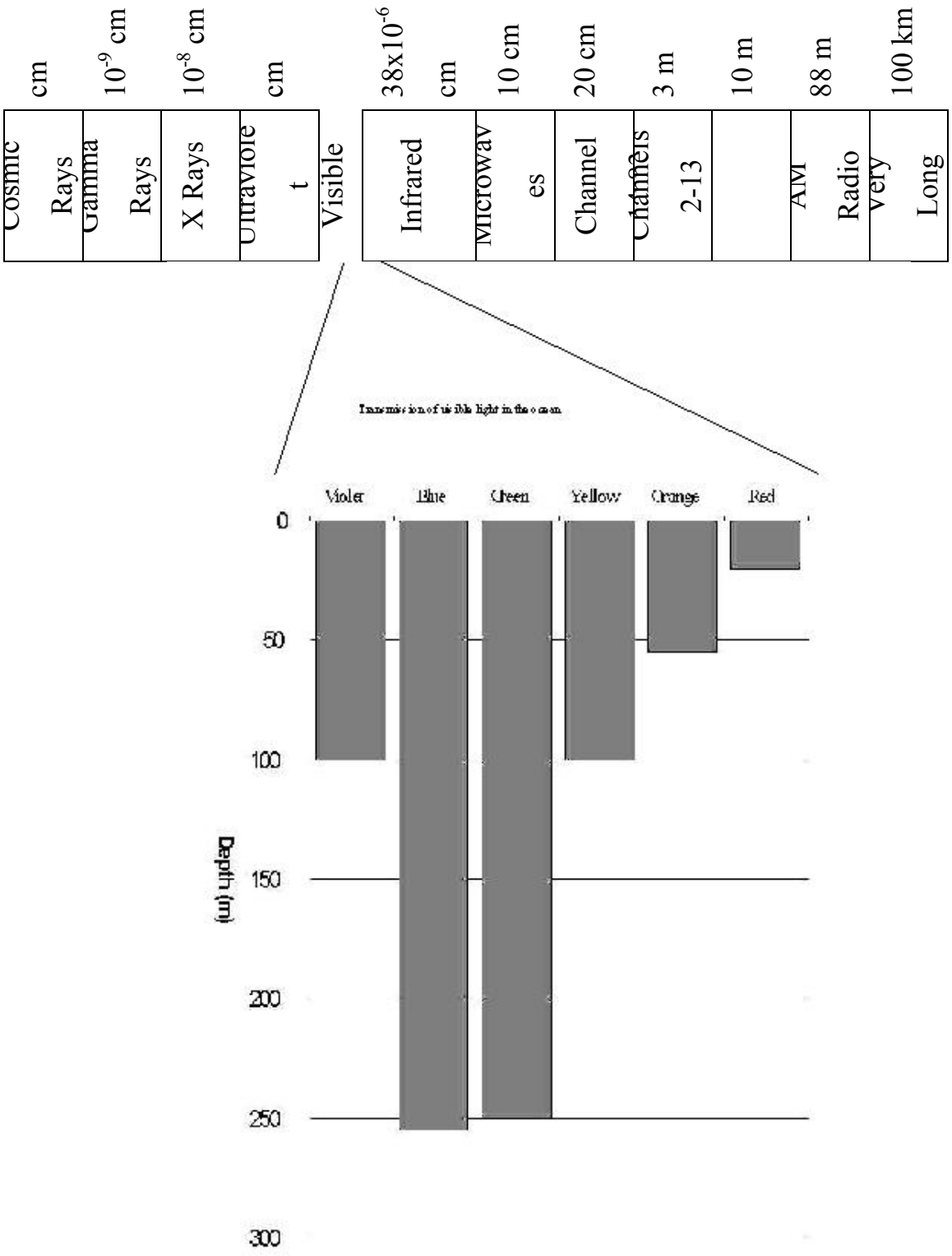
يتراوح لون مياه البحر من الأزرق الداكن إلى الأخضر ، وبوجه عام تتميز المياه الاستوائية والمدارية بلون أزرق داكن ، خاصة في المناطق التي تقل فيها الإنتاجية الحيوية. أما في المناطق ذات العروض العالية ، فإن اللون يتغير إلى الأزرق المخضر ، ثم إلى اللون الأخضر في المناطق القطبية ، ويميل لون المياه الساحلية عادة إلى اللون الأخضر.

وهناك محاولات كثيرة لتفسير لون ماء البحر ، فبالنسبة لشخص موجود تحت سطح ماء البحر ، وينظر رأسياً إلى أسفل ، فإنه يلاحظ أن لون مياه البحر أزرق ، ويرجع السبب لذلك – طبقاً لأحد التفسيرات – إلى أن جزيئات الماء تشتت الموجات القصيرة من الضوء – وهي موجات اللون الأزرق – بدرجة أكبر من تشتيتها للموجات الطويلة من الضوء ، وهي موجات اللون الأحمر ، كما أن الموجات الحمراء من ضوء الشمس تمتص بسرعة في الطبقات السطحية من ماء البحر والتي لا يتعدى عمقها أمتاراً قليلة وعلى ذلك فلا يتبقى من ضوء الشمس إلا اللون الأزرق الذي يتشتت ويغطي ماء البحر لونه الأزرق بالإضافة إلى اللون الأخضر الذي يستطيع النفاذ إلى أعماق كبيرة (شكل 10).

أما وجود اللون الأخضر في مياه المناطق الباردة القطبية فربما يُعزّي إلى خصوبة هـذه الميـاه وإرتفاع إنتاجيتها الحيوية ، وتوافر الهائمات النباتيـة (الفـايتوبلانكتون) الـذي يحتـوي علـى الكلوروفيل الأخضر فيمتص الكلوروفيل اللون الأزرق ويعطي ماء البحـر اللـون الأخضـر ، وعلاوة على ذلك فإن النباتات البحرية تفرز مواد عضوية ذات لون أصفر يختلط بـاللون الأزرق الناتج من تشتت الضوء ، وتعطي ماء البحر اللون الأخضر.

وبالنسبة إلى شخص يقف فوق ظهر سفينة وينظر إلى سطح البحر ، فإن اللون الذي يراه هو لون السماء منعكساً على سطح البحر ، مضافاً إليه اللون الأزرق الناتج عن تشـتت الضـوء خـلال مساره في ماء البحر نفسه ، ومن مجموع هذين اللونين يبدو لنا لون سطح ماء البحر ، فإذا كانت السماء زرقاء يظهر لنا لون سطح ماء البحر أزرقاً ، ولكن في حالة وجود سحب بيضاء ، فـإن لونها الأبيض ينعكس على سطح البحر فيخفف من زرقته بحيث يظهر لنا فاتح الزرقـة ، وفـي حالة وجود سحب داكنة فإن لون البحر يظهر لنا مشوباً بلون رمادي.

ويبين الشكل المرفق درجة نفاذية ألوان الطيف في ماء البحر ، فالألوان ذات الموجات الطويلـة تمتص عند أعماق أقل بكثير من الألوان ذات الموجات القصيرة ، فاللون الأحمـر يمـتص فـي الأمتار العشرين العليا من سطح البحر ، بينما اللون الأزرق يمكنه النفاذ حتى عمـق 260m ، أو اللون الأخضر حتى عمق 250m.



شكل (10): درجة نفاذية ألوان الطيف في ماء البحر

ونظراً لأننا نرى الأجسام التي تعكس الضوء ، ونرى الأجسام الملونة حينما تعكس مـن طبقـة الضوء طول الموجة المناظر للونها ، فالأجسام الحمراء تعكس ضوء له موجة طويلة ، والأجسام الزرقاء تعكس الجزء من الضوء الذي له موجة قصيرة. ونظراً لأن اللون الأحمر يختفـي فـي العشرين متراً العليا ، فإن الأجسام الحمراء لا يمكن رؤيتها في البحر على عمق أكبر من 20m ، نظراً لأنها لا تعكس شيئاً ، وتستغل هذه الظاهرة في اختفاء بعض الأسماك الملونة عن أعدائها.

ميزانية الحرارة للمحيطات

تتغير درجة حرارة مياه المحيطات من مكان لآخر ، ومن وقت لآخر ، وهذا التغير هـو نتيجـة لإنتقال الحرارة بالتيارات البحرية ، وإمتصاص الماء للأشعة الشمسية ، وفقد الطاقـة الحراريـة بالبخر ، ويعبر عن ميزانية الحرارة للمحيطات بالمعادلة الآتية :

$$Q_s - Q_b - Q_h - Q_e + Q_v = 0 \qquad (10)$$

حيث أن:

Q_s: هي كمية الحرارة التي تمتصها مياه المحيط من الشمس في صـورة موجات قصيرة.

Q_b: هي كمية الحرارة التي يشعها البحر إلى الجو ، وتسـمى الإشـعاع المرتد على هيئة موجات طويلة.

Q_h: هي كمية الحرارة التي يفقدها البحر للجو عن طريق التوصيل .

Q_e: هي كمية الحرارة التي يفقدها البحر نتيجة للبخر.

Q_v: هي كمية الحرارة المنقولة بالتيارات البحرية.

وإذا طبقنا المعادلة السابقة على بحر معين مثل البحر الأحمر ، فإن كل حد من حـدود المعادلـة السابقة تكون له قيمة محددة ، أما إذا طبقناها على المحيطات ككل فنجد أن $Q_v = 0$ ، وذلك لأن كمية الحرارة التي تنقلها التيارات البحرية ستبقى في داخل المحيطات ، فما يكسـبه محـيط مـن حرارة سيفقده محيط آخر ، ولكن المحصلة النهائية تساوي صفراً ، أي أن Q_v = صفراً ، أي أن:

$$Q_s = Q_b + Q_h + Q_e \qquad (11)$$

ويمثل الطرف الأيسر من المعادلة السابقة الحرارة المكتسبة ، والطرف الأيمن الطاقة الحراريـة المفقودة من المحيطات كلها.

تبادل الحرارة بين البحر والجو

تنتقل كمية كبيرة من الحرارة من البحر إلى الجو عندما يكون سطح الماء أدفأ من الهواء الملامس له ، ويحدث ذلك في الشتاء عندما يهب هواء بارد من اليابسة على سطح البحر الدافئ ، وعندئذ تسخن طبقة الهواء الملامسة لسطح البحر فتقل كثافتها عن كثافة الطبقات التي تعلوها ، أي يصبح عمود الهواء في حالة غير مستقرة فتنشأ تيارات الحمل من أسفل لأعلى تصعد فيها طبقات في الهواء الساخن وتهبط بدلاً منها طبقة أخرى باردة ، وهذه بدورها تسخن عند ملامستها لسطح البحر الدافئ فتصعد ويحل محلها طبقة باردة وهكذا ، أما إذا كان سطح الماء بارد ومر عليه هواء ساخن ، فإن التبادل الحراري بين البحر والجو يقل إلى حد كبير ، والسبب في ذلك أن طبقة الهواء الساخنة تفقد جزءً كبيراً من حرارتها عند ملامستها لسطح البحر البارد فتبرد ، وينتج عن ذلك وجود طبقة من الهواء البارد ملامسة لسطح البحر البارد تعلوها طبقات أخرى أدفأ منها ، وذات كثافة أقل ، فيصبح عمود الهواء مستقراً ، وبالتالي لا تتواجد تيارات الحمل التي تسبب تبادل الحرارة بين البحر والجو.

البخر من المحيطات

يعتبر البخر من أهم العوامل التي تفقد بها البحار والمحيطات أكبر كمية من طاقتها الحرارية التي تكتسبها إذ تفقد المحيطات عن طريق البخر نسبة 51 % مما تكسبه من طاقة حراريـة ، وهـذه الطاقة الحرارية المفقودة تنتقل من المحيطات إلى الجو على هيئة حرارة كامنة ، وتنطلـق هـذه الحرارة الكامنة عندما يتحول بخار الماء إلى مطر.

ويعتمد معدل البخر من سطح الماء على عوامل كثيرة أهمها:

1- سرعة الرياح.

2- الفرق بين درجة حرارة سطح الماء ، ودرجة حرارة الهواء الذي يعلوه.

3- الرطوبة النسبية.

ويمكن أن نستعيض عن العـاملين (2) ، (3) بـالفرق بـين الضـغط البخـاري (Vapor Pressure) عند سطح البحر ، والضغط البخاري في طبقة الهواء التي تعلو سطح الماء.

ويُعَرف الضغط البخاري في الهواء بأنه: الضغط الذي تحدثه كمية بخار الماء الموجود في الهواء ، وقد وجد أن كمية بخار الماء في الهواء تزداد كلما زادت درجة الحرارة ، نظراً لأنها تزيد من قابليتها لإستيعاب قدراً أكبر من بخار الماء ، والعكس صحيح.

وتتم عملية البخر إذا كان الضغط البخاري عند سطح الماء أعلى من الضغط البخاري في طبقـة الهواء التي تعلو سطح الماء ، وإذا تساوى الضغطان البخاريان توقفت عملية البخر ، أمـا إذا زاد الضغط البخاري في الهواء عنه عند سطح الماء ، حدثت عملية التكثيف ، وهي العملية العكسـية للبخر.

وإذا كان الماء أدفأ من طبقة الهواء الملامسة ، فإن الضغط البخاري عند سطح الماء يكون أكبـر من الضغط البخاري في الهواء ، وبالتالي يحدث البخر ، ومما يزيد من معدل البخـر فـي هـذه

الحالة أن عمود الهواء يصبح في حالة عدم استقرار ، أي أنه ساخن من أسفل ، وبارد من أعلى ، فتنشأ تيارات الحمل التي تحمل بخار الماء إلى أعلى بعيداً عن سطح الماء ، كما أن ازدياد سرعة الرياح تؤدي إلى تجدد الهواء الملامس لسطح الماء ، فلا يتشبع بالبخار ، ولهذا فإن البخر يكـون أكبر ما يمكن في حالة مرور هواء بارد فوق سطح ماء دافئ ، أما إذا كان الهواء أبرد كثيراً من الماء ، فإنه يتشبع بسرعة ببخار الماء إلى أن يصل لحالة فوق التشبع ، وحينئذ يتكون الضباب.

أما إذا كان الماء أبرد من الهواء فيقل البخر كثيراً نظراً لاستقرار عمود الهواء ، وعـدم حـدوث تيارات الحمل ، وعلى ذلك فإن البخر من المحيطات يصل إلى حده الأقصى خلال الشتاء عنـدما يهب الهواء البارد فوق سطح الماء الدافئ.

وتصحب عملية البخر من المحيطات ثلاثة ظواهر هي:

1- فقد مياه من المحيطات.

2- فقد طاقة من المحيطات.

3- تغير ضغط بخار الماء في الطبقة السطحية من الجو كلما ارتفعنا عن سطح البحر.

وقد استغلت الظواهر الثلاثة في حساب مقدار البخر من المحيط .

المتوسط السنوي للبخر من البحار

تتبخر المياه من المحيطات بدرجات متفاوتة تبعاً للموقع الجغرافي ، وتغير المناخ ، ففـي المناطق الباردة يصل البخر إلى أدنى قيمة له ، وذلك لأن الهواء الملامس لسطح البحر في هـذه المناطق يكون بارداً ، وبالتالي أقل قابلية لإستقبال وإستيعاب بخار الماء فيتشبع بسـرعة ، وفـي المناطق الإستوائية حيث تقل سرعة الرياح فيتشبع الهواء الملامس لسطح البحر بسرعة ، كما أن درجة حرارة الهواء في هذه المناطق أعلى من درجة حرارة الماء ، مما يقلل من عملية التبـادل الحراري بين الجو والبحر ، ويبلغ البخر نهايته العظمى عند خـط عـرض 25 ° شـمالاً - 15° جنوباً ، ويقدر البخر من المحيطات بما يتراوح بين 76 – $106cm.year^{-1}$ ، فيبلغ أقصى قيمة له في المحيطات خلال أواخر الخريف وأوائل الشتاء ، ونهايته الصغرى في الصيف.

ثبات كمية المياه والأملاح في المحيطات

تحتوي المحيطات على حوالي 98% من كمية المياه الموجودة على كوكب الأرض ، وتقدر كمية المياه الموجودة على هيئة ثلوج بحوالي 1.98% أما الباقي وهو حوالي 0.02% فيوجد على هيئة ماء عذب في البحيرات ، والأنهار ، والمياه الجوفية ، وفي الجو على هيئة بخار ماء ، وسحب ، ويقدر حجم المياه في المحيطات بحوالي $1.4x10^{9}km^{3}$، ويتبخر من المحيطات حوالي $3.61x10^{14}m^{3}$في السنة ، أي أن المحيطات تفقد حوالي 0.03% من حجمها عن طريق البخر ، وتعوض المحيطات هذا الفاقد عن طريق المطر الذي يعيد للمحيطات 90% من المياه التي فقدتها بالبخر ، أما الـ10% الباقية فتعود للمحيطات عن طريق الأنهار التي تصب فيها ، أي أن حجم المياه في المحيطات ثابت ، فما يفقد بالبخر يعود إليها بالأمطار والأنهار ، وهذا الفارق بين ما يفقد من المحيطات من ماء وما تكسبه صحيح إذا أخذنا المحيطات ككل ، أما على مستوى البحار منفردة فإننا نلاحظ أن البحار والمحيطات تفقد ماء بالبخر في بعض المناطق الجافة أكثر مما تكسب بالأمطار أو بالأنهار ، وفي مناطق أخرى تكسب البحار والمحيطات أكثر مما تفقد ، وهذا ما يحدث في البحر الأحمر ، وإذا زاد البخر عن الأمطار فإن ملوحة المياه السطحية ستزيد ، أما إذا قل البخر عن المطر فإن الملوحة السطحية ستنقص.

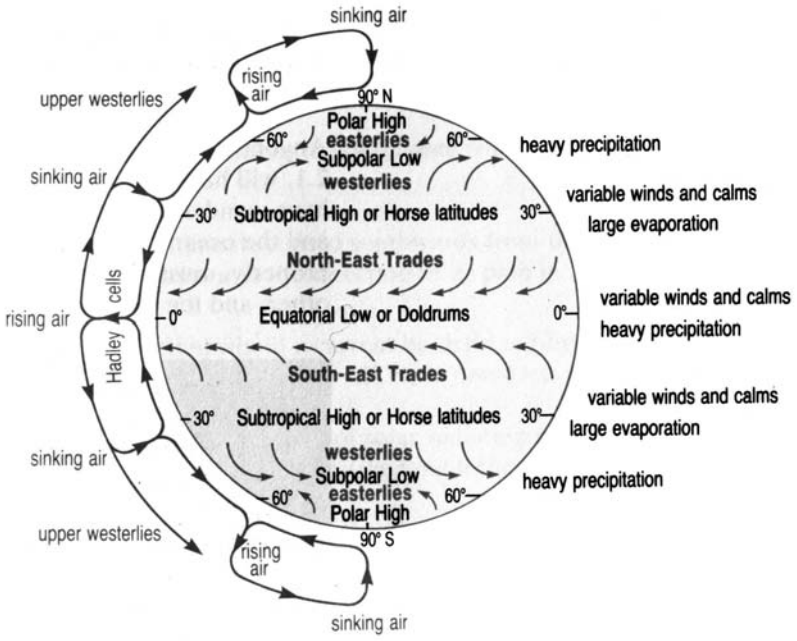
أما كمية الأملاح في المحيطات فيمكن اعتبارها ثابتة ، ولكننا نعلم أن الأنهار تحمل إلى المحيطات ما يقدر بحوالي $3x10^{12}kg$ من الأملاح كل عام ، ومعنى ذلك أن كمية الأملاح تتزايد بإستمرار في مياه المحيطات ، وهذا يناقض مبدأ ثبات الأملاح ، ولكن التناقض يزول إذا علمنا أن مبدأ ثبات الأملاح غير صحيح من الناحية النظرية البحتة ، أما من الناحية الفعلية فيمكن اعتباره صحيحاً ، أو قريباً جداً من الصحة ، وتفسير ذلك أن كمية الأملاح الذائبة في مياه المحيطات تقدر بحوالي $5x10^{19}kg$ ، ويقدر حجم مياه المحيطات بحوالي $1.4x10^{9}km^{3}$ ، فإذا حسبنا مقدار الزيادة السنوية في ملوحة ماء المحيط نتيجة لما تحمله الأنهار من أملاح فسنجد أن هذه الزيادة لا تتعدى $2x10^{-6}g.kg^{-1}$ في العام ، وهذه الكمية الضئيلة لا يمكن أن نحس بها ، إذ أن أدق الأجهزة التي نستخدمها في قياس ملوحة ماء البحر تبلغ دقتها 0.002 PSU ، أي أن الزيادة السنوية في ملوحة ماء المحيط تبلغ حداً من الضآلة لا يمكن للأجهزة التي نستعملها أن

نقيسها ، وبمعنى آخر لكي تزيد ملوحة ماء المحيط بمقدار $0.002g.kg^{-1}$ نتيجة لما تلقيه الأنهـار من أملاح في المحيط ، فلا بد من أن تتراكم الأملاح الملقاة من الأنهار لمدة 1000 سنة ، ويلزم مرور نصف مليون سنة لكي تزيد ملوحة مياه المحيطات بمقدار PSU 1 بفضل ما تلقيـه فيهـا الأنهار من أملاح ، ولذلك فيمكنا القول أن كمية الأملاح الموجودة في مياه المحيطات ثابتة فعـلاً لمئات السنين.

دوران المياه في المحيطات الناتجة عن الرياح

The Wind-Driven Circulation of the Ocean

عندما تهب الرياح فوق المحيط فإنها تولد أمواجاً ، وتتسبب في جرف المياه في إتجاههـا ، ولـو كانت الأرض كلها مغطاة بالماء لتشابهت حركة دوران المياه في المحيط مع حركة دوران الهواء في الجو ، ولدارت التيارات البحرية حول الأرض من الشرق إلى الغـرب فـي حـزام الريـاح التجارية ، وكذلك في المناطق القطبية ، ومن الغرب إلى الشرق فـي المنـاطق ذات العـروض المتوسطة (شكل 11).

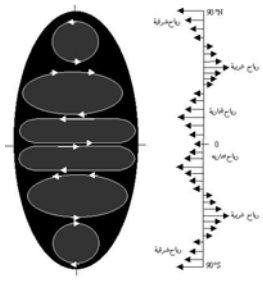


شكل (11): نظام الرياح العام على الكرة الأرضية

نموذج لدوران المياه في المحيطات

Model of the Circulation in the Oceans

لأخذ فكرة عامة عن دوران المياه في المحيطات ، نتصور استبدال الحدود الشاطئية الفعلية المعقدة والمتعرجة للمحيطات بحدود بسيطة ملساء بيضاوية الشكل ممتدة من القطب الشمالي إلى القطـب الجنوبي ، وسنفترض أن نموذج هذا المحيط ستؤثر عليه فقط مُركبة الرياح المتجهة من الشـرق للغرب ، أو من الغرب للشرق ، كما في الشكل 12.



شكل (12): حركة التيارات في نموذج المحيط

فإذا بدأنا من القطب الشمالي نجد أن الرياح تهب من الشرق ، وكلما اتجهنا جنوباً فإن شدة الرياح تقل إلى أن تصل إلى منطقة يتغير عندها اتجاه الرياح فيصبح من الغرب ، فإذا واصلنا اتجاهنـا جنوباً إلى منطقة الرياح التجارية حيث تهب الرياح بقوة وبانتظام من الشرق ، وعندما نقترب من خط الاستواء فإن شدة الرياح تقل وتصل إلى أدنى قيمة لها عند خط الاستواء ، ثم تنشـط مـرة أخرى في منطقة الحزام الجنوبي للرياح التجارية ، وبعدها تأتي منطقة الرياح الغربية ، وجنوبها الرياح الشرقية قرب القطب الجنوبي.

وعندما يؤثر نظام الرياح السابق على نموذج المحيط فينتج عنها:

1- حركة للمياه في اتجاه معاكس لحركة عقارب الساعة ، وذلـك بـالقرب مـن القطـب الشمالي.
2- حركة للمياه في نفس اتجاه حركة عقارب الساعة في منطقة الرياح الغربية في نصـف الكرة الشمالي في المنطقة التحت مدارية الشمالية (North Sub-tropical).

3- حركة للمياه في منطقة الرياح التجارية في اتجاه معاكس لحركة عقارب الساعة ، وذلك في شمال المنطقة الاستوائية (North Equatorial).
4- حركة للمياه في المنطقة الاستوائية الجنوبية في اتجاه عقارب الساعة.
5- حركة للمياه في المنطقة التحت مدارية الجنوبية (South Subtropical) في اتجاه معاكس لحركة عقارب الساعة ، والرياح التي تهب عليها رياح غربية.
6- حركة للمياه في المنطقة التحت قطبية الجنوبية (Sub-Antarctic) في اتجاه عقارب الساعة ، والرياح التي تهب عليها رياح شرقية.

أي أن التيارات البحرية في النموذج الذي فرضناه للمحيط تدور في 6 مدارات بيضاوية ، ثلاثة على كل من جانبي خط الاستواء ، وأكبر هذه التيارات الدواره هي التيار الدائري التحت مداري في نصف الكرة الشمالي ، حيث تتحرك المياه في الجزء السفلي من هذا التيار متجهة غرباً تحت ضغط الرياح التجارية القوية التي تهب من الشرق ، وتكمل المياه دورتها في الجزء العلوي من هذا التيار الدائري متجهة إلى الشرق ، ويساعدها في ذلك الرياح التي تهب من الغرب.

أما في نصف الكرة الجنوبي فتتحرك المياه في الجزء العلوي من هذا التيار متجهة غرباً تحت ضغط الرياح التجارية القوية التي تهب من الشرق ، وتكمل المياه دورتها حيث تتجه المياه في الجزء السفلي من هذا التيار ناحية الشرق ، ويساعدها في ذلك الرياح الغربية المتجهة شرقاً.

ولقد افترضنا في النموذج السابق أن سطح الأرض مغطى كله بالماء وأن حدود المحيطات ملساء لا تعاريج فيها ، وافترضنا كذلك أن الرياح تهب فقط من الشرق ، أو من الغرب ، وهذه الافتراضات وُضعت للتبسيط ، ولكنها ليست واقعية ، ولذلك فإننا نتوقع اختلافاً بين حركة المياه التي استنتجناها من النموذج السابق ، والحركة الفعلية للمياه في المحيطات ، ومع ذلك فإننا نجد تشابهاً كبيراً بين التيارات الدائرية المبينة في النموذج ، والتيارات البحرية الفعلية الموجودة في المحيطات الثلاث الكبرى.

الأمواج Waves

قبل التعرض لدراسة أمواج البحر ، يجب أن نتعرض لبعض الخواص العامة لنوع بسـيط مـن الأمواج ، وهو الموجة الجيبية (Sine Wave) ونقصد بها الموجة التي تأخذ شكل منحنى جيـب الزاوية (Sine Curve) أو شكل منحنى جيب تمام الزاوية (cosine) وتعتبر الموجـة الجيبيـة أبسط صور الموج (الشكل 13).

تعريفات:

1- ارتفاع الموجه H: Wave Height

هي المسافة الرأسية بين قمة الموجة (أعلى نقطة في الموجة) وقاعها (أوطى نقطة في الموجة) أي: هي المسافة الرأسية بين قمة الموجة وقاعها ، أو بين أعلى وأوطى نقطتين في الموجة.

2- سعة الموجة A: Wave Amplitude

سعة الموجة تساوي نصف ارتفاع الموجة ، أي أن :

$$A = \frac{H}{2} \qquad (12)$$

وسعة الموجة عبارة عن المسافة الرأسية بين قمة الموجة ، ومتوسط منسوب سـطح البحـر ، أو بين قاع الموجة ومتوسط منسوب سطح البحر.

3– طول الموجة L: Wave Length

المسافة الأفقية بين قمتين متتاليتين ، أو قاعين متتاليين.

4- الزمن الدوري T: Wave Period

الفترة الزمنية التي تمضي بين مرور قمتين متتاليتين ، أو قاعين متتاليين للموجة بنقطة ثابتة.

5- تردد الموجة f: **Wave Frequency**

عدد قمم أو قيعان الموجة التي تمر بنقطة ثابتة خلال وحدة الزمن ، وتردد الموجة هـو مقلـوب زمنها الدوري ، أي أن:

$$f = \frac{1}{T} \qquad (13)$$

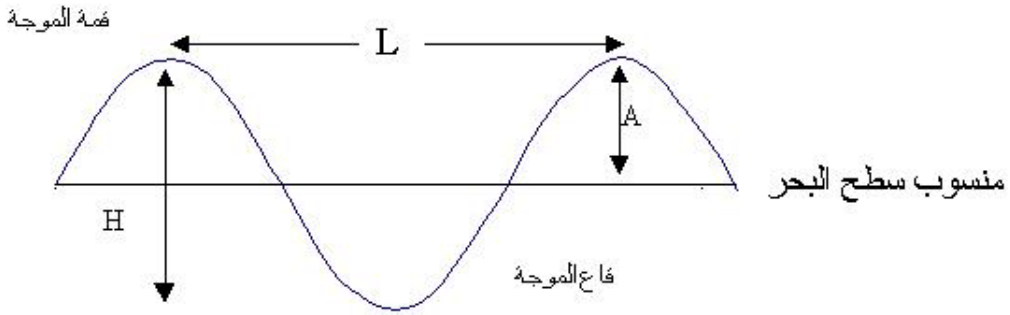
6- سرعة الموجة c: **Wave Speed**

مقدار طول الموجة مقسوماً على زمنها ، أي أن:

$$c = \frac{L}{T} \qquad (14)$$

7- درجة انحدار الموجة : **Steepness**

النسبة بين ارتفاع الموجة إلى طولها = $\frac{H}{L}$



شكل 13

ويقاس ارتفاع الموجة بالأمتار ، ويتراوح هذا الارتفاع في البحر عادة بين 1.5-4.5m، وقد يزداد فيصل إلى 12-15m ، خاصة أثناء حدوث العواصف ، ويتراوح طول الموجة من سنتيمتراً إلـى آلاف الكيلومترات ، ومن هنا يتضح تباين الأمواج من حيث أطوالها وأبعادها.

وتتداخل الأمواج مع بعضها ، وتتلاحق وتتشابك ، وتختفي الأمواج الصـغيرة داخـل الأمـواج الكبيرة ، وتتشكل الأمواج في المحيطات الطليقة تبعاً لسرعة الرياح وطول الفترة الزمنيـة التـي تشتد خلالها فعل الرياح.

تقسيم الأمواج:

تنقسم الأمواج على حسب أزمانها إلى:

زمن الموجة	طول الموجة	إسم الموجة
من صفر إلى 0.2 ثانية	سنتيمترات قليلة	مويجة ripple
0.2 – 9 ثانية	يصل إلى حوالي 130m	أمواج رياح Wind Wave
9 – 15 ثانية	مئات الأمتار	أمواج يافعة Swell
15 – 30 ثانية	مئات عديدة من الأمتار	أمواج يافعة طويلة Long Swell
30 ثانية – ساعات	قد يصل طول الموجة إلى آلاف الكيلومترات	أمواج ذات أزمنة طويلة
12.5 ساعة – 25 ساعة	آلاف الكيلو مترات	المد والجزر

وهناك طرق عديدة لتقسيم الأمواج لكل منها فائدتها واستعمالاتها ، فقد نميز الموجة بزمنها ، كما في الجدول السابق ، ويمكن أن نقسم الأمواج إلى:

1– الأمواج المولودة (الأمواج الأولية الناشئة):

وهي التي تنشأ في منطقة ما نتيجة هبوب الرياح على هذه المنطقة ، فيتحول سطح البحر الهادئ إلى متموج بهذه الموجات ، أي أنها الأمواج التي تولد نتيجة لهبوب الرياح على سطح بحر هادئ ، ثم تظل هذه الأمواج تحت سيطرة وتأثير الرياح التي ولدتها ، وتتميز هذه الأمواج بكبر درجـة انحدارها ، أي بكبر ارتفاعها بالنسبة لطولها ، وبقصر زمنها (كبر ترددهـا) وتتقـدم الأمـواج

المولودة في اتجاهات متفرقة ، ولذلك فإن سطح البحر في منطقة تولد هذه الأمواج يبدو مضطرباً ، وتدب فيه الفوضى ، فلا يتضح اتجاهات أمواجه.

2- الأمواج اليافعة (الأمواج الطليقة):

هي الأمواج التي ابتعدت عن منطقة هبوب الرياح وأصبحت طليقة من سيطرة الرياح التي ولدتها، والأمواج اليافعة أكثر انتظاماً من الأمواج المولودة وأطول منها ، كما أن زمنها أطول ، ويمكن أن نعتبر أن الأمواج المولودة يقل زمنها عن 10ث ، في حين يزيد زمن الأمواج اليافعة عن 10ث ، وتتميز الأمواج اليافعة كذلك بأن قممها مسطحة طويلة ، وأن درجة انحدار الموجة صغيرة ($\frac{H}{L}$) وأقل من درجة انحدار الموجة المولودة .

وحينما تقترب الأمواج سواء أكانت أمواجاً مولودة ، أو أمواجاً طليقة من الشاطئ وتصبح في مرحلة التكسير فأنها تسمى أمواجاً شاطئية متكسرة Surf

وقد تُقسم الأمواج حسب القوى المسببة لها ، فهناك أمواج تسببها الرياح ، وأمواج ناتجة من حركة السفن ، وأمواج يسببها المد والجزر ، ويمكننا تبعاً لذلك أن نقسم الأمواج إلى:

1- أمواج حرة Free Waves.

2- أمواج مرغمة Forced Waves.

ويتعرف على هذين النوعين من الأمواج بالكيفية التي تؤثر بها القوة المحركة بغض النظر عن مصدر هذه القوة ، فالموجة الحرة تتولد من التأثير اللحظي للقوة المحركة ، ثم انعدام هذا التأثير فور تولد الموجة ، بحيث تصبح الموجة المتولدة حرة الحركة لا تسيطر عليها القوة المولدة ، فتسير في أي اتجاه غير معتمدة إلا على السائل الذي تسير فوق سطحه ، ولا تعتمد الموجة الحرة على خصائص القوة المسببة لها ، وكمثال للموجة الحرة ، تلك التي تنشأ عن قذف حجر في بحيرة ساكنة ، فقذف الحجر يعمل على توليد موجات حرة نظراً لأن مهمة قذف الحجر اقتصرت

على إمداد طاقة لحظية لتوليد الموجات ، ثم انعدام تأثير هذه الطاقة فيما بعد ، فلم تسيطر على الموجات الناتجة ، ولم تعد تؤثر فيها.

أما في حالة الموجة المرغمة (Forced Waves) فإن القوة المسببة للموجة يستمر تأثيرها وسيطرتها على الموجة الناتجة بحيث تأخذ بعض خصائص هذه القوة بعد تحويرها وتعديلها بفعل السائل الذي تسير الموجة فوقه ، ويعتبر المد والجزر موجة مرغمة ، نظراً لأن القوى المسببة للمد والجزر وهي جذب القمر والشمس يستمر تأثيرها على موجات المد والجزر.

الأمواج السطحية Surface Waves:

هي الأمواج الموجودة عند الحد الفاصل بين سطح البحر وطبقة الهواء التي تعلوه ، وحيث أن كثافة ماء البحر تبلغ حوالي 1000 مرة قدر كثافة الهواء ولذلك فيمكن إهمال تأثير طبقة الهواء على الأمواج ، وكذلك إذا تواجد سائلان أحدهما فوق الآخر وكانت كثافة السائل العلوي صغيرة جداً بالمقارنة بكثافة السائل السفلي فإن الأمواج الموجودة عند الحد الفاصل بينهما تسمى أمواجاً سطحية.

الأمواج الداخلية :

إذا تواجدت طبقتان من سائل وكانت كثافة الطبقة العليا تختلف عن كثافة الطبقة السفلي ولكن الفرق بينهما ليس كبيراً ، فتنشأ أمواج عند الحد الفاصل بينهما تسمى الأمواج الداخلية . ولا يستلزم تواجد سائلين مختلفين لكي تتكون الأمواج الداخلية ، فيكفي وجود طبقتين من ماء البحر لهما كثافة مختلفة.

ويمكن تقسيم الأمواج السطحية على أساس عمق عمود الماء ، فإذا كان عمق الماء كبيراً فإن قاع البحر لا يتدخل ولا يؤثر في حركة الموجة السطحية ، أما إذا كان الماء ضحلاً فإن الموجة لا

تجد متسعاً كافياً لكي تكتمل وتتطور ، فتتأثر الموجة بقاع البحر ، ويعتمد تقسيم الأمـواج علـى النسبة بين طول الموجة L وعمق الماء تحتها Z .

فإذا كانت النسبة $\frac{L}{Z}$ صغيرة فهذا يعني أحد أمرين:

1- إما أن تكن المياه عميقة بحيث أصبح طول الموجة صغيراً بالنسبة للعمق وتسمى الموجة عندئذ موجة المياه العميقة.

2- أو أن تكون طول الموجة L صغيراً بالمقارنة بالعمق Z أي أن تكون الموجة قصيرة جداً.

فالموجة الصغيرة ذات الطول الذي لا يتعدى سنتيميترات قليلة تعتبر موجة مياه عميقة إذا وجدت في بركة مياه ضحلة لا يتعدى عمقها أمتاراً قليلة.

أما إذا كانت النسبة $\frac{L}{Z}$ كبيرة فهذا يعني أحد أمرين أيضاً:

1- إما أن تكون المياه ضحلة أي أن Z صغيرة وتسمى الموجة عندئذ موجة المياه الضحلة.

2- أو أن تكون الموجة طويلة جداً (L كبيرة جداً) وتسمى الموجة موجة طويلة ، فالموجة ذات الطول الذي يبلغ مئات الأميال تعتبر موجة مياه ضحلة ، وكذلك موجة المد والجزر تعتبـر موجة مياه ضحلة حتى لو تواجدت في أعمق بقعة في المحيط نظراً لأن النسبة $\frac{L}{Z}$ تكن كبيرة.

المد والجزر

هو عبارة عن ارتفاع وانخفاض من منسوب سطح البحر بصورة دورية منتظمة إما كل نصف يوم أو كل يوم كامل. أي يحدث الارتفاع والانخفاض في منسوب سطح البحر مرتين في الحالة الأولى ويسمى مد وجزر نصف يومي ومرة واحدة فقط في الحالة الثانية ويسمى مد وجزر يومي والمد والجزر ما هو إلا موجات مدة الموجة 12 ساعة و 25 دقيقة وطولها نصف محيط الكرة الأرضية. ويصحب المد والجزر تيارات تسمى تيارات المد والجزر وهي عبارة عن حركة المياه في اتجاه الشاطئ في حالة المد وبعيداً عن الشاطئ في حالة الجزر.

وللمد والجزر أهمية خاصة في الملاحة البحرية عند الدخول والخروج من الموانئ . كما أنه مصدر من مصادر الطاقة.

مدى المد والجزر:

يعرف المدى اليومي للمد والجزر بأنه الفرق بين أقصى وأدنى منسوب سطح ماء البحر ويتراوح عادة بين متر وثلاثة أمتار. وقد يكون المدى أقل من ذلك كما هو الحال في شواطئ البحر الأبيض والبحر الأحمر . كما قد يكون أعلى من ذلك بكثير. وتشتهر بعض المناطق بمدى غير عادي للمد والجزر مثل خليج فندي بكندا حيث يبلغ مدى المد والجزر فيه حوالي 16m.

ويتغير الوقت الذي يحدث فيه كل من المد والجزر من يوم لآخر فإذا حدث المد في وقت معين فإن المد في اليوم الثاني يأتي متأخراً 50 دقيقة ويتغير كذلك مدى المد والجزر خلال أيام الشهر أي خلال رحلة القمر حول الأرض . فإذا توافق اتجاه جذب القمر مع اتجاه جذب الشمس فإن المدى اليومي للمد والجزر يصل لنهايته الكبرى ويسمى المد والجزر الربيعي ، ويحدث كذلك حينما يكتمل القمر بدراً وحينما يصبح محاقاً. أما إذا لم يتوافق اتجاه جذب القمر وجذب الشمس فإن المد والجزر الناتج عن القمر لن يتوافق مع المد والجزر الناتج عن الشمس ولذلك يقل مدى

المد والجزر ويصل لنهايته الصغرى ويسمى بالمد والجزر الأدنى ويحدث حينما يكون القمر في الربع الأول والربع الثالث.

ويتغير مدى المد والجزر كذلك بتغير فصول السنة . فيكون أكبر ما يمكن خلال يونيه وديسمبر حينما يصل الفرق بين الليل والنهار إلى نهايته العظمى.

القوى المسببة للمد والجزر:

يعتبر نيوتن هو أول من قدم تفسيراً معقولاً للقوى المسببة للمد والجزر وذلك من قانون التجاذب بين الأجسام الذي ينص على أن قوة التجاذب بين أي جسمين تتناسب طردياً مع حاصل ضرب كتلتيهما وعكسياً مع مربع المسافة بينهما.

ويحدث المد والجزر نتيجة للتجاذب بين الأرض والأجرام السماوية الأخرى خاصة القمر والشمس نظراً لقرب القمر من الأرض ولكبر كتلة الشمس ، أما بقية الأجرام السماوية فتأثيرها ضعيف على المد والجزر نظراً لبعدها الشاسع عن الأرض. والمد والجزر الذي يحدث نتيجة للتجاذب بين الأرض والقمر يبلغ حوالي ضعف المد والجزر الحادث نتيجة لقوة التجاذب بين الأرض والشمس.

وتتعادل قوة التجاذب هذه بقوة أخرى هو القوة الطاردة المركزية الناتجة عن دوران كل من الأرض والقمر حول المركز المشترك لمجموعتهما. فالأرض والقمر كوكبان توأمان يدوران حول مركز مشترك يبعد حوالي 4700km عن مركز الأرض وتتوازن قوة التجاذب بين الأرض والقمر عند كل من مركز الأرض ومركز القمر مع القوة الطاردة المركزية بحيث تُلاشى كل منهما الآخر ، أما على المواضع الأخرى فإن القوتان تختلفان. فتزداد قوة جذب القمر عن القوة الطاردة المركزية في المواضع الأرضية القريبة من القمر ويحدث العكس في المواضع البعيدة عن القمر ، حيث تزداد القوة الطاردة المركزية عن قوة جذب القمر.

ولتبسيط فهم القوى المسببة للمد والجزر سنأخذ قوة الجذب بين القمر والأرض فقط وسنعتبر أن سطح الأرض مغطى كلية بالمياة.

فإذا فرضنا أن كتلة الأرض هي e ، وكتلة القمر m والمسافة بين مركزيهما هي L ونصف قطر الأرض r فإن:

قوة جذب القمر للأرض F_g تتناسب مع $\frac{e.m}{L^2}$ وتؤثر عند مركز الأرض وتتجه ناحية القمر.

القوة الطاردة المركزية F_c تتناسب مع $\frac{e.m}{L^2}$ واتجاهها بعيداً عن القمر

وتأثير القوة الطاردة المركزية F_c على أي جزء من الأرض ثابت لا يتغير . والقوتان F_g ، F_c تتعادلان تماماً عند مركز الأرض فقط. ولكنهما لا يتعادلان في أي موضع آخر على الأرض. فأجزاء الأرض القريبة من القمر يزيد فيها جذب القمر عن القوة الطاردة المركزية في حين تتغلب القوة الطاردة المركزية عن قوة جذب القمر في أجزاء الأرض البعيدة عن القمر والفرق بين هاتين القوتين (F_G و F_c) عند أي موضع عند الأرض هو القوة المسببة للمد والجزر.

فإذا أخذنا موضع على الأرض مثل a ، قريب من القمر (شكل 14). هذا الموضع a يقع على الخط الذي يصل بين مركزي الأرض والقمر وعلى مسافة قدرها (L-r) من مركز القمر.

∴ قوة جذب القمر عند a تتناسب مع $\frac{e.m}{(L-r)^2}$ وتتجه ناحية القمر.

والقوة الطاردة المركزية عند a تتناسب مع $\frac{e.m}{L^2}$ وتتجه بعيداً عن القمر.

ومحصلة هاتين القوتين هي القوة المسببة للمد والجزر وتتناسب مع :

$\frac{e.m}{L^2} - \frac{e.m}{(L-r)^2}$ وتتجه ناحية القمر.

وكل جزيئ علـ ـ ـ ـ ـى الأرض عند الموضع a سينجذب ناحية القمر ، أي أن الماء الموجـود عند a سينجذب ناحية القمر وبذلك يحدث عندها مد.

فإذا أخذنا موضع آخر مثل b على الجانب الآخر من الأرض البعيد عن القمر فإن المسـافة بـين هذا الموضع b ومركز القمر هي (L+r)

وتكون قوة جذب القمر عند b متناسبة مع $\frac{e.m}{(L+r)^2}$ في اتجاه القمر.

أما القوة الطاردة المركزية عند b فتتناسب مع $\frac{e.m}{L^2}$ في الإتجاه البعيد عن القمر.

وواضح أن القوة الطاردة المركزية عند b أكبر من قوة جذب القمر.ومحصلتهما هي القوة المسببة للمد والجزر وتتناسب مع:

$\frac{e.m}{L^2} - \frac{e.m}{(L+r)^2}$ وتتجه ناحية القمر.

ونتيجة لذلك يحدث مد أيضاً عند النقطة b. أي أنه يتواجد مد عند النقطتـين a ، b فـي نفـس الوقت.

أما عند الموضع c الواقع على العمود المقام على الخط الواصل بيـ ـ ـ ـ ـن مركـزي الأرض والقمر فـإن قوة الجذب عنده تتناسب مع $\frac{e.m}{(L+r)^2}$ واتجاهها هو cm ←

والقوة الطاردة المركزية عند c تتناسب مع $\frac{e.m}{L^2}$ واتجاهها موازٍ للخط em.

ومحصلة هاتين القوتين هي القوة المسببة للمد والجزر واتجاهه هو ce أي إتجاه مركز الأرض. فتكون حركة المياه ناحية مركز الأرض وبذلك يحدث جزر عند c وبالمثل يحدث جزر عند الموقع d.

وبالمثل يمكن حساب القوة المسببة للمد والجزر نتيجة لقوة التجاذب بين الشمس والأرض.

وبالرغم من أن كتلة الشمس أكبر من كتلة القمر إلا أن المسافة بين الشمس والأرض أكبر بكثير من المسافة بين القمر والأرض. وبحساب محصلة القوة المسببة للمد والجزر عند أي موضع على الأرض والتي تنتج من قوة جذب الشمس للأرض والقوة الطاردة المركزية نجد أنها تساوي حوالي نصف القوة الناتجة عن جذب القمر والقوة الطاردة المركزية.