

海洋の生物生産の規定要因とは？（一般論）

2002.12.17. 北大・低温研 中塚 武

1. 規定要因 1（栄養塩の供給速度）

現在の海洋における単位面積当りの年間基礎生産力（植物の光合成による炭素固定量）の分布（図1）
世界で生産力が高い海域は3種類。1）高緯度海域、2）赤道海域、3）沿岸域。その共通する特徴は？

現在の海洋における表層水の栄養塩（硝酸塩）の分布（図2）
生産力が高い海域とピッタリ合致する。つまり、栄養塩が、第1義的に生産力を規定している。

何故、栄養塩が大事なのか？

- ・海の栄養塩とは？：窒素、リン、シリカ
- ・海の栄養塩問題のそもそもの根源 = 「空気は太陽光線を通すが、水は太陽光線を遮るという性質」

2つの必然的帰結。

- 1) 光合成は海洋の表面付近でしか行えない、2) 海は「上から」温まる（大気は「底」から温まる）
- 1) 海洋表層では、生物が栄養塩（窒素・リン・シリカ）を消費し粒子の形にして、どんどん海洋深層に向けて輸出してしまう。
- 2) 海は表面が暖かいので密度的に安定。それ故、海水の鉛直混合はなかなか起こらず、一旦、海洋深層に沈んだ窒素・リン・シリカ（深層では、ゆっくりと分解して栄養塩に戻っている）は、海洋表面にはなかなか戻ってこない。

【栄養塩の鉛直分布と水平分布】 結果として、栄養塩は海洋深層に溜まり、表層でいつも枯渇する（図3）。ちなみに、水平方向には、深層水の流れに乗って下流部（北大西洋から北太平洋）に行くほど、栄養塩の濃度は濃くなる（図4）。

つまり、「如何にして深層に溜まった栄養塩を光の当たる表層に持って来れるか（栄養塩の供給速度）」、が生産力を高める鍵！

栄養塩を表層にもってくる方法 1 . 高緯度海域

『冬季の対流混合（寒い冬には、高緯度の表面海水は大気（-何10）に冷やされて、重くなる）』
対流混合の深さ（つまり、どの程度効率的に下層の栄養塩を表層に取り込めるか）は、【冬季の寒さ】以上に、亜表層に形成される【塩分躍層の強度】に大きく依存する。つまり表層水の塩分が低すぎると、いくら冬に表面を冷やしても、低塩分なので、深くまで沈みこむのに、十分な高い密度の水にならない。

栄養塩を表層にもってくる方法2．赤道海域

『赤道湧昇』(図5)

赤道湧昇の強度を決めているのは、【風(貿易風)】である。ENSO等の影響で、劇的に変動する。

栄養塩を表層にもってくる方法3．沿岸海域

3種類のメカニズム：『沿岸湧昇』(図6-8)、『河川水流入』、『潮汐混合(水深が浅い)』(図9)
それぞれ、【風】(沿岸湧昇)、【降水量・集水域の環境】(河川水流入)、【海水準・地形】(潮汐混合)によって、支配されている。

以上、3種類以外の海域での栄養塩供給ルートは？

- ・拡散(気の遠くなるゆっくりした鉛直混合による微々たる供給)
- ・降雨(空からも僅かに栄養塩は、降って来る)
- ・自給(藍藻による窒素固定や、リサイクルなど(後述))

全体として、上記の3海域には、圧倒的になかない。

2．規定要因2(栄養塩の利用効率)

- 表層水への栄養塩の供給速度が、もっぱら基礎生産力を規定しているが、いくら供給しても利用できなかつたら意味がない

栄養塩を確実に利用するための条件1．光

* 光合成には、光が必要。では、植物プランクトンが利用できる光の強度は、何が決めているか？

- 1) 太陽高度 - 冬の高緯度海域(極域)では、日が昇らないので光合成は出来ない。高緯度海域の基礎生産は、春から秋に集中。
- 2) 表面混合層深度 - 植物プランクトンは泳げないので、海水の混合と共に、上がったたり下がったりしている。表面水が鉛直混合する深さが深くなると、植物プランクトンが受ける平均日射量が減少するので、表面混合層深度が深くなると(冬季の冷却などで)、植物プランクトンは生きてゆけない(=自身が呼吸で消費する有機物量が、光合成で作ることの出来る有機物量を越えてしまう)。(図10)

春季～秋季の混合層深度を規定するのは、【降水・蒸発のバランス=塩分躍層の強さ】、【表面加熱=温度躍層の強さ】

* 高緯度海域の植物プランクトンの生産戦略 = 春季ブルーム

1. 冬の間に対流で栄養塩が表層に上がってくる(この時は、太陽高度も低いし、混合層深度も深いので、光合成は起こらない)

2. 春になると、(太陽高度が上がると同時に)次のような要因で、混合層深度が浅くなる。
 - a. 表面加熱による温度成層の発達、b. 海氷の融解による塩分成層の発達、c. 海氷に付着することで混合層に巻き込まれないようにする。(順番としては、c b aの順に起こる可能性が大きい)
3. 光と栄養塩をふんだんに使って、大増殖!

栄養塩を確実に利用するための条件 2 . 微量金属

* HNLC (High Nutrient Low Chlorophyll) 問題 : 栄養塩も光も充分にある夏季の高緯度海域や、赤道海域などで、植物プランクトンの増殖が止まってしまう問題。
上記の「栄養塩」と「光」の考え方では、説明できない。ここ 10 - 20 年くらいの間の新しい知見。

* 最も有力な原因 (候補) : 微量金属

つまり、「Major な栄養塩である窒素やリン」は、表層に残っているが、実はその影で「微量だが生物生産に必須の元素 (Fe など)」が枯渇している。

微量金属は、大気からエアロゾルとして供給されることも多いので、Major 栄養塩が少ない貧栄養海域 (亜熱帯域など) では枯渇しないが、Major 栄養塩が多い富栄養海域 (高緯度・赤道など) では枯渇しやすい。

* 微量金属の供給量を規定するものは、恐らく、大陸から運ばれるエアロゾルの量を規定するメカニズム。 1 .【風】、 2 .【大陸の乾燥度】、 3 .【河川水】

3 . 規定要因 3 (栄養塩のリサイクル速度)

対流混合や湧昇によって深層から表層にもたらされる栄養塩は、元々表層で作られた有機物が沈降し、深層で分解して、栄養塩として再生したもの (窒素・リンの場合) であるが、有機物の分解は、実は、表層水の中でも、活発に起こっている (栄養塩のリサイクル)

栄養塩の表層水の中でのリサイクルの意味

* 表層水の外部 (主に下層) からの栄養塩の供給速度が小さくても、内部でたくさんの栄養塩をリサイクルすれば、その栄養塩を使って、いくらでも光合成をすることができる (理論的には、限界は無し) !

* ただし、リサイクルで得られた栄養塩を使って作った有機物は、下層へ輸出することは出来ない。再び、表層水の中でリサイクルして、次の光合成の原料として回さないと、直ぐに栄養塩切れになってしまう。いわゆる自転車操業の世界。

「新生産」 + 「再生産」 = 「総生産」である。

- ・リサイクルで得られた栄養塩を使って行う光合成が、「再生産」。
- ・外部から供給された栄養塩を使って行う光合成が、「新生産」。

海洋表層における「総生産（基礎生産）」は、この両者の合計である（図 11）。

- * 「新生産」の分は、表層から下層へ輸出できるので、「新生産」 = 「輸出生産」と考えられている。
- * 外部からの栄養塩の供給速度の小さい貧栄養海域において、「総生産」にしめる「再生産」の割合が高くなっている（図 12）。

再生産を増やすには、表層水中の動物プランクトンやバクテリアが頑張っ、有機物をどんどん分解すればよい。

- 1) 貧栄養海域ほど、植物プランクトンのサイズが小さい： 直ぐに沈降してしまわないので、動物に利用されやすい。
- 2) マイクロビアルループ (Microbial Loop) : 普通の動物が利用できない溶存態有機物をバクテリアが取り込んで、食物連鎖に入れなおす作業。

リサイクルは、【新生産（栄養塩の外部からの供給速度）が減る】ほど、相対的に大きくなる。

図 1

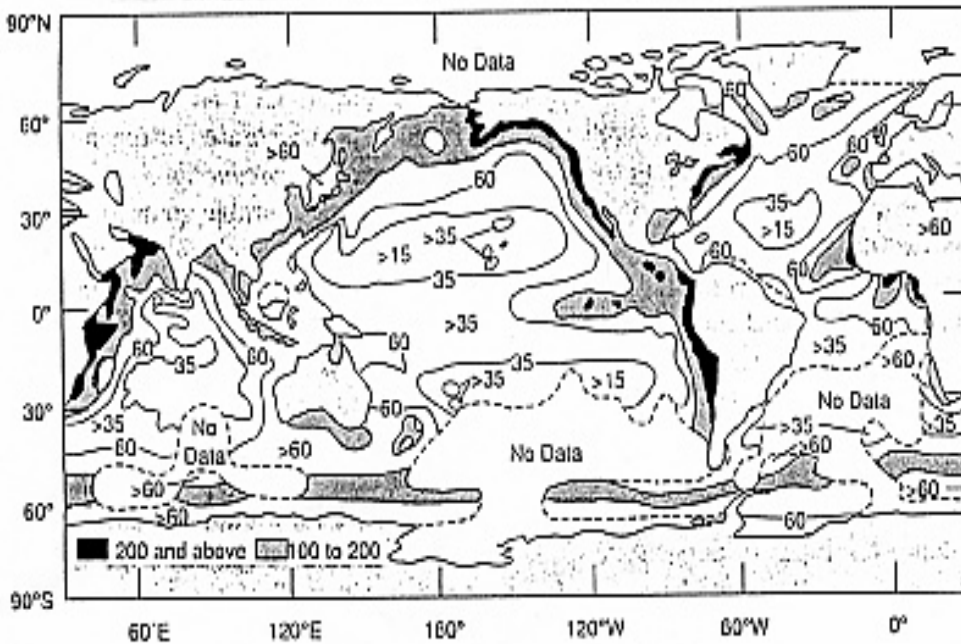


Fig. 8.8 Annual mean primary productivity in $g\ C\ m^{-2}\ yr^{-1}$. Compilation made by Berger et al. (1987).

142

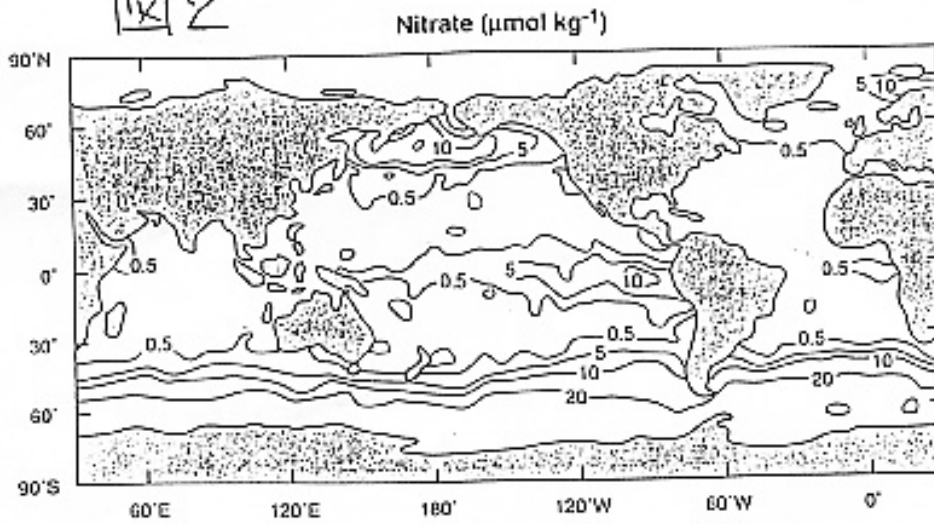
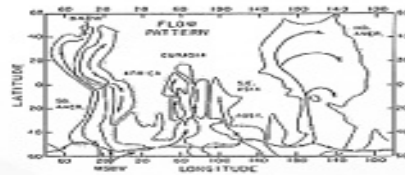
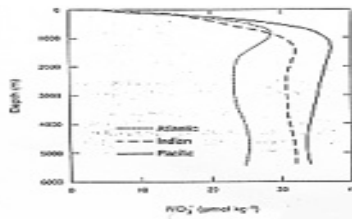
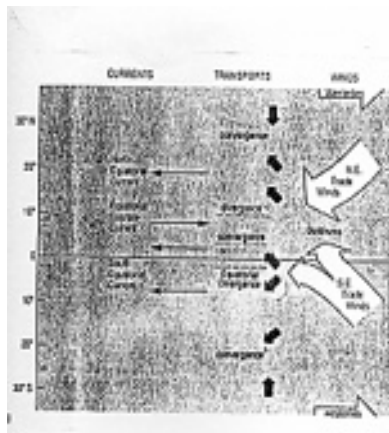


Fig. 8.6 Annual composite nitrate concentration ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) at the ocean surface from Levitus et al. (1982).

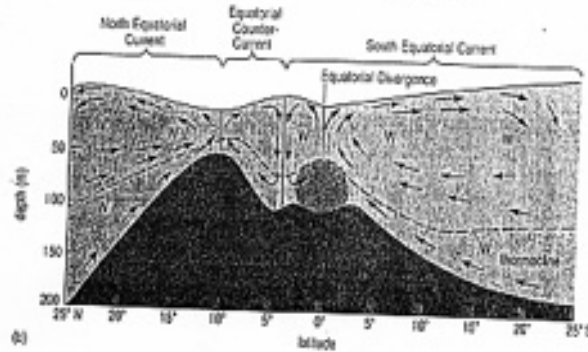
143



144



145



146

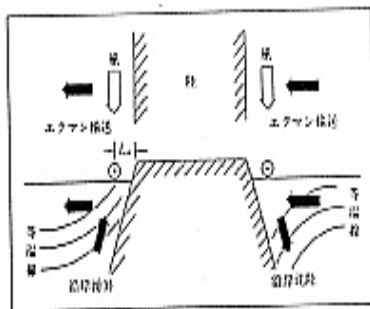
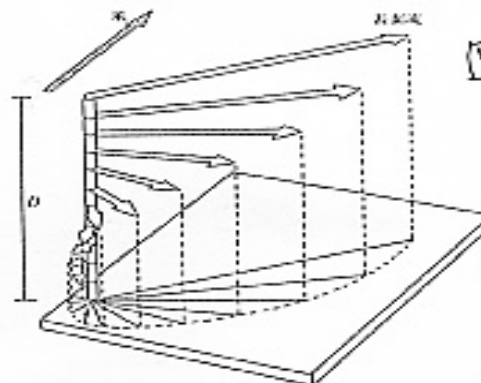


FIG. 8.6 OCEAN CIRCULATION



147

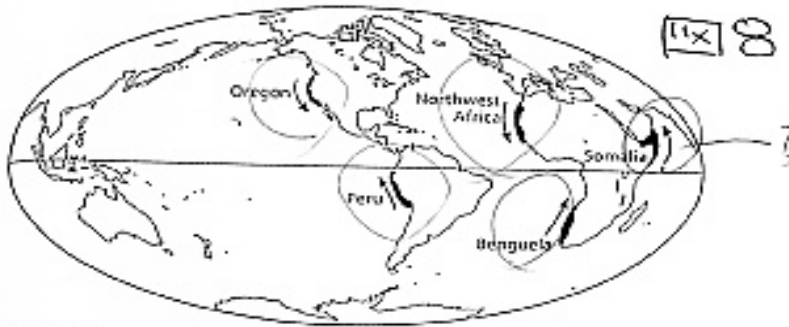
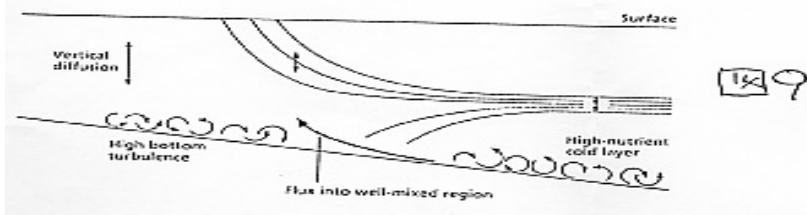
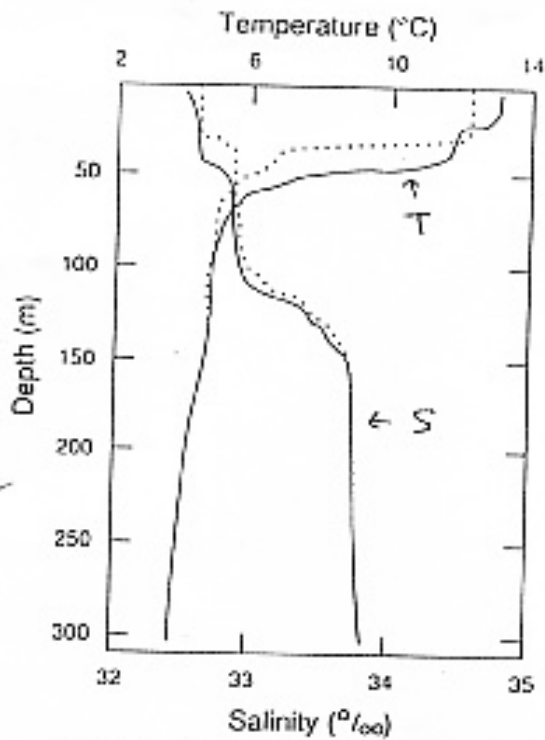


Fig. 5.01 Major coastal upwelling regions of the world, adapted from Thompson (1977). Arrows indicate prevailing winds.



表面混合層の
1x-3"



Vertical distribution of temperature and salinity at 50°N., 145°W. in early September, 1977.

図 10

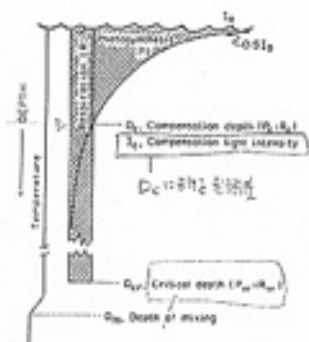
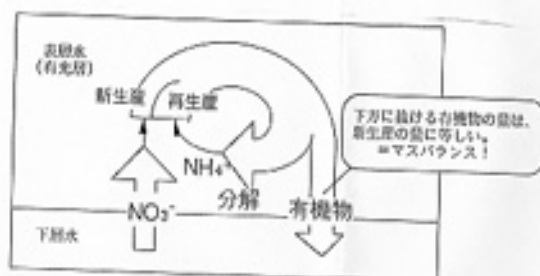
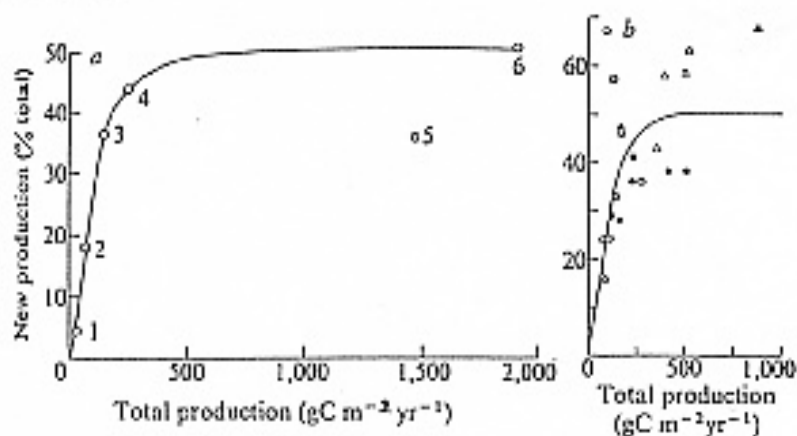


図 11

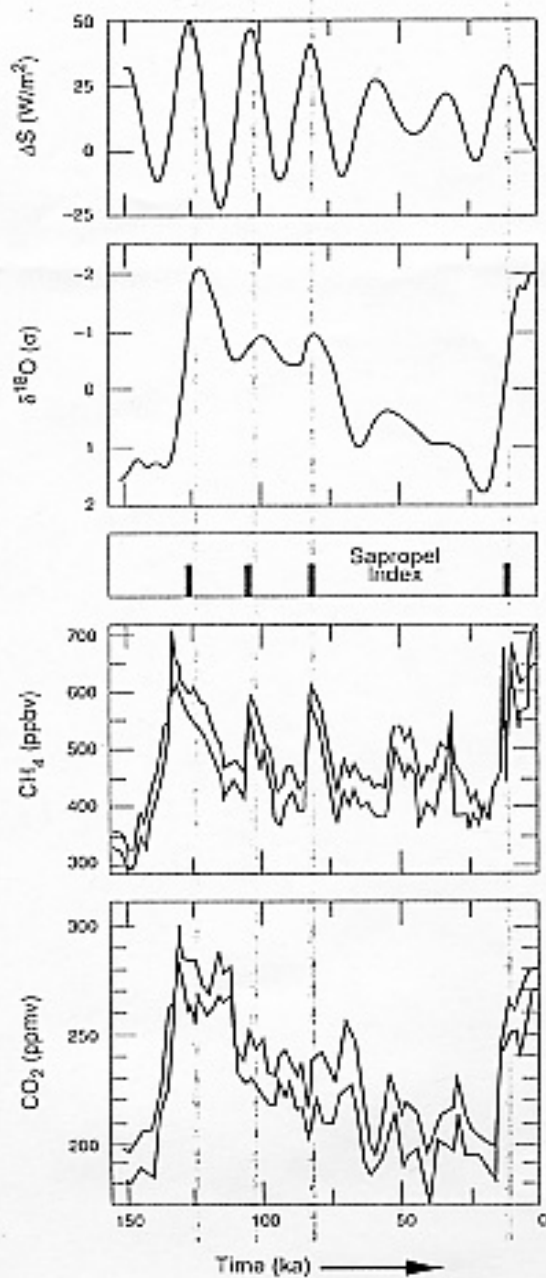


<大前提> 硝化作用 ($new \rightarrow nitr$) は、有光層の中ではエッジ (有酸素のため)、下層でのみ生じる。よって、表層中の NO_3^- は全て下層経由。

図 12



- a. 全海洋 (1.北太平洋中央部、2.地中海東部、3.南カリフォルニア沖、4.東部赤道太平洋、5.コスタリカDome (湧昇場)、6.ペルー沖 (湧昇場)。各海域の平均値)
 b. 南カリフォルニア沖 (観測点毎の値)



13

Fig. 21.3 Records of solar radiation changes due to orbital changes (top) and various climatic indicators (bottom) for the past 150,000 years (ka is thousands of years ago). ΔS refers to changes in average Northern Hemisphere summer radiation. $\delta^{18}\text{O}(\sigma)$ is an indicator of the volume of glacial ice on the continents (-2, the present minimum; +2, glacial maximum). The sapropel index from the Mediterranean is an indicator of the strength of the African Monsoon. (Prell and Kutzbach, 1987). The records of methane and carbon dioxide are from the Vostock (Antarctica) ice core (Barnola et al., 1987). The vertical bars are added to show the timing of major radiation maxima.

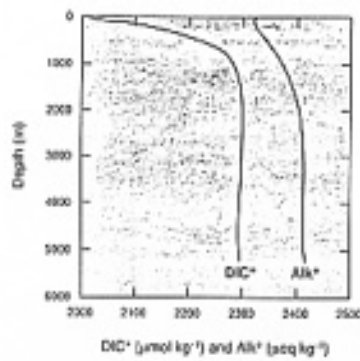


Fig. 8.3 Average vertical profiles of DIC and Alk, normalized to a salinity of 35 permil. Computed from data obtained during the COSECS and TTD cruises. During pre-industrial times, surface DIC* was about 30 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ lower.

↑
 14 →

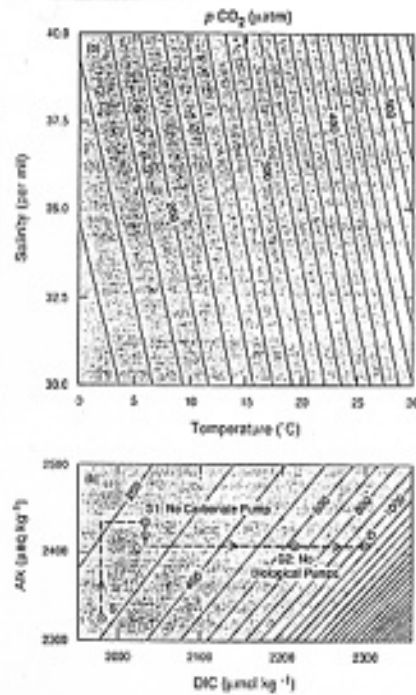
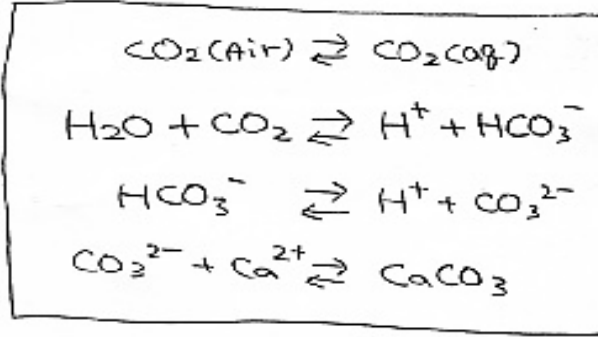


Fig. 8.4 The partial pressure of CO_2 as a function of (a) temperature and salinity at a typical surface DIC ($2,000 \mu\text{mol kg}^{-1}$) and Alk ($2,300 \mu\text{eq kg}^{-1}$) and (b) DIC and Alk at a typical surface temperature (20°C) and salinity (35 permil). The concept was clear using the algorithm of Pong et al. (1987), ignoring the effect of plump and alkali on the charge balance. S = average surface water, D = average water warmed to 20°C and brought to surface pressure. Lines connecting S in are discussed in Sec. 8.3.5.



15