

Telerilevamento ed Ecologia Marina: dal problema all'applicazione

Foto in Copertina: **Per gentile concessione ESA/ESRIN:** Satellite ENVISAT (alto sinistra) Onda marina (alto destra)

**Per gentile concessione ENEA – Progetto Antartide:** Iceberg (basso sinistra) Pesci antartici (basso destra) Sfondo: immagine ERS-2 SAR

Raccolta curata da:

A. Argentieri (Serco c/o ESA-ESRIN), A. Fianchini (CoNISMa), L. Rossi (CNR/PNRA)

Il volume è stato stampato a cura di ESA/ESRIN – Luglio 2000









# Telerilevamento ed Ecologia marina: dal problema all'applicazione

Lezioni del corso tenuto presso il Centro ESRIN dell'ESA

15-26 Giugno 1998

Comitato Scientifico Prof. Eugenio Fresi Prof. Francesco Maria Faranda Dr. Lucio Rossi Dr. Maurizio Fea Dr. Aldo Argentieri **Comitato Organizzativo** 

Dr.ssa Alessandra Fianchini Ing. Italo Zoppi Ing. Carlo Cozzani Dr.ssa Barbara Scarda

#### TELERILEVAMENTO ED ECOLOGIA MARINA: DAL PROBLEMA ALL'APPLICAZIONE

La gestione dell'ambiente marino ha bisogno dell'applicazione convergente ed integrata di conoscenze e metodi provenienti da campi disciplinari diversi. Tra questi, il telerilevamento ha assunto rilevanza sempre crescente. Esso infatti consente di compiere osservazioni di larga scala e, soprattutto, di trovare una soluzione, impensabile con altri metodi, al problema della sinotticità delle osservazioni stesse.

Nonostante queste grandi potenzialità universalmente riconosciute, il telerilevamento stenta a diventare uno strumento del lavoro quotidiano dell'ecologo marino cosicché, a fronte di proposte tecnologiche e metodologiche molto varie (dal satellite all'ecografo sul gommone, dai sensori ottici a quelli radar, ecc.) vi è una relativa mancanza di applicazioni sistematiche. Questo stato di cose dipende da svariate cause, una delle quali è certamente la scarsa "disseminazione" all'interno degli itinerari universitari e post-universitari in cui gli ecologi si formano.

E' proprio nell'intento di sensibilizzare e stimolare i ricercatori nel campo dell'ecologia marina all'utilizzo di tecniche di telerilevamento, che l'Area di Ricerca CNR di Roma – Tor Vergata, il CoNISMa (Consorzio Nazionale Interuniversitario per le Scienze del Mare), l'Università di Roma "Tor Vergata" e l'ESRIN dell'Agenzia Spaziale Europea (ESA), sotto gli auspici del Programma Nazionale di Ricerche in Antartide, hanno organizzato il corso "Telerilevamento ed ecologia marina: dal problema all'applicazione" tenutosi in Frascati, presso l'ESA/ESRIN dal 15 al 26 giugno 1998.

Il corso ha offerto a neolaureati e giovani ricercatori la possibilità di prendere conoscenza delle potenzialità (e dei limiti) delle metodologie di telerilevamento, sia sotto l'aspetto teorico sia, soprattutto, dal punto di vista delle applicazioni alle diverse tematiche di ricerca che interessano la conservazione e lo sfruttamento sostenibile delle risorse del mare.

In questo volume, sono raccolte le lezioni che autorevoli Docenti hanno impartito durante il corso. Nel loro insieme, esse rappresentato una panoramica esauriente delle proposte e delle esperienze maturate sul campo. Una panoramica tale da costituire un valido supporto a chi voglia accostarsi al telerilevamento come uno degli strumenti di elezione per il lavoro dell'ecologo marino nei prossimi decenni.

Eugenio Fresi Responsabile Scientifico

Ш

#### Benvenuto

Buongiorno e benvenuti a questo corso sulle applicazioni del telerilevamento alla Ecologia Marina. L'idea di tale corso è nata da una serie di confronti tra il prof. Fresi, dell'Università di Tor Vergata, e la mia persona. Nel corso della gestione, quale Coordinatore, del Progetto PNRA (ora Area Tematica) "Telerilevamento, GIS, Banche-dati", ho notato come la stragrande maggioranza delle proposte di ricerca sul telerilevamento fosse indirizzata verso le Scienze della Terra, manifestando una esigua preparazione a livello antartico nell'utilizzo del telerilevamento nell'ambito della biologia marina.

Questa lacuna non trovava corrispondenza nell'ambito scientifico nazionale, dove il telerilevamento marino è stato ed è tuttora utilizzato con successo, e dove ricercatori italiani sono all'avanguardia nella definizione di metodologie di analisi innovative, quale l'applicazione delle reti neurali al problema della produzione primaria. Con il Prof Fresi abbiamo allora pensato di dar vita ad un corso per illustrare e preparare giovani laureati in scienze biologiche all'utilizzo del telerilevamento in ambito marino, con particolare riguardo alle acque fredde.

Attuare una idea non è di solito facile, ma per noi è stato reso facile grazie al supporto dello European Space Research Institute (ESRIN) dell'Agenzia Spaziale Europea (ESA) in Frascati, che, non solo ha accolto con notevole entusiasmo l'idea, ma ha messo a disposizione l'aula ed ha partecipato alla definizione delle tematiche del corso. Un profondo grazie va quindi rivolto ai nostri ospiti.

Analogamente, non possiamo non ringraziare il PNRA (Programma Nazionale di Ricerche in Antartide), che, tramite l'Area Tematica 3D (Telerilevamento, GIS, Banche-dati) ha fornito il supporto finanziario all'operazione, come pure l'ENEA/Progetto Antartide, il CNR (Area di Ricerca di Roma Tor Vergata, sede del Coordinamento dell'Area Tematica 3D) e la sezione del CONISMA dell'Università di Tor Vergata, tutti per aver dato un loro contributo fattivo affinchè il corso non solo avesse luogo, ma costituisse un punto di riferimento per l'entusiasmo dei giovani laureati. E proprio questo entusiasmo che caratterizza il giovane che si affaccia alla ricerca, ci ha fatto selezionare, quali "studenti", i neo-laureati più che i ricercatori già collaudati.

Se vedremo nei prossimi anni un incremento delle applicazioni del telerilevamento alla biologia marina, soprattutto in ambito antartico, potremo dire che gli sforzi organizzativi fatti, nonchè il relativo impegno economico, sono stati ben indirizzati. L'ottimismo che raramente caratterizza i miei pensieri, mi impedisce questa volta di pensare ad altre possibilità.

Auguro buon lavoro sia al corpo docente che a voi tutti "studenti".

Lucio Rossi Coordinatore Area Tematica 3D del Programma Nazionale di Ricerche in Antartide

#### Benvenuto da parte dell'ESA

Buongiorno a tutti e benvenuti all'ESRIN, il centro dell'Agenzia Spaziale Europea (ESA) ubicato nell'area di ricerca di Frascati. Siamo lieti ed onorati di accogliervi presso la nostra sede per queste due settimane di corso dedicate alle applicazioni del telerilevamento da satellite all'ecologia marina in ambito antartico. Durante il periodo che passeremo assieme vi mostreremo come il telerilevamento sia un importante, e a volte unico, strumento di osservazione, con i suoi vantaggi ed i suoi limiti, complementare alle altre fonti di informazione, tradizionali e non, e come l'applicazione di tali tecnologie spaziali possa fornire un validissimo contributo per la soluzione di problemi legati all'ecologia dell'ambiente antartico marino.

Il telerilevamento da satellite è una delle attività svolte nell'ambito dei programmi dell'ESA, che si aggiunge ai programmi dedicati alla scienza dello spazio, alle telecomunicazioni, ai vettori di lancio, alla microgravità, all'esplorazione dello spazio e ad altri programmi quali i sistemi di posizionamento e di navigazione.

Fra le varie sedi dell'ESA, l'ESRIN è il centro dedicato soprattutto alle attività operative per l'osservazione della terra dallo spazio, ivi comprese la gestione operativa del segmento spaziale e dell'infrastruttura a terra, lo sviluppo delle applicazioni dei dati acquisiti, sia a livello scientifico che a livello commerciale, le attività di promozione delle missioni di osservazione della terra e di formazione per l'utilizzo dei dati telerilevati verso le varie categorie di utenza,

Nell'ambito delle attività legate al telerilevamento, riteniamo sia di estrema importanza il contatto con l'utente finale dei dati e quindi con voi che siete i futuri potenziali utilizzatori delle tecnologie spaziali attuali e di quelle che verranno realizzate nei prossimi anni. Ringraziamo quindi il PNRA, l'ENEA/Progetto Antartide, il CNR e la sezione del CONISMA dell'Università di Tor Vergata per averci offerto l'opportunità di collaborare a questa interessante iniziativa. La cooperazione e le opportunità che speriamo si manifestino a seguito di questo breve corso di formazione sono per l'ESA occasioni importanti per incrementare le interazioni ed i contatti con il mondo dell'utenza. Vi invitiamo pertanto a considerate questo corso come un primo breve incontro, che ci auguriamo possa continuare in futuro nel modo più utile, proficuo e piacevole sia per voi che per noi. E nello stesso tempo vi chiediamo quindi di aiutarci a mantenere il massimo livello di interazione durante il corso, per un efficace e mutualmente proficuo uso di questa opportunità di interscambio.

A nome di tutti i colleghi e mio personale vi auguro buon lavoro per le prossime due settimane e di nuovo benvenuti nella nostra sede.

#### Maurizio Fea

Capo Sezione per la Formazione e la Promozione (APP-AET) Dipartimento per le Applicazioni dell'Osservazione della Terra Direzione dei Programmi per le Applicazioni ESA/ESRIN

# ELENCO RELATORI

Alberotanza Luigi	CNR - ISDGM
Argentieri Aldo	SERCO c/o ESA-ESRIN
Barale Vittorio	CENTRO COMUNE DI RICERCA
Bellini Andrea	VITROCISET SPA
Cecchi Giovanna	CNR - IROE
De Carolis Giacomo	CNR - Istituto di Tecnologia Informatica Spaziale
Fea Maurizio	ESA ESRIN
Ferrari Giovanni Massimo	Commissione delle Comunità Europee (DGXII) - JRC ISPRA
Ferro Milone Giovanni	ISDGM-CNR
Fresi Eugenio	UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI ROMA "TOR VERGATA"
Lecomte Pascal	ESA/ESRIN
Lichtenegger Juerg	ESA/ESRIN
Maracci Giancarlo	CCR SAI/CEO
Marcelli Marco	STAZIONE ZOOLOGICA "A. DOHRN" NAPOLI
Marino Carlo	UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI MILANO
Marullo Salvatore	ENEA - Centro Ricerche Casaccia
Mazzoldi Andrea	CNR-ISDGM
Palucci Antonio	ENEA - Centro Ricerche Frascati
Samarelli Sergio	PLANETEK ITALIA
Santoleri Rosalia	CNR - IST. DI FISICA DELL'ATMOSFERA
Scardi Michele	UNIVERSITA' DI BARI
Tassan Stelvio	CENTRO COMUNE DI RICERCA
Tozzi Sasha	STAZIONE ZOOLOGICA "A. DOHRN" NAPOLI
Trivero Paolo	POLITECNICO DI TORINO
Zilioli Eugenio	CNR-IRRS

# ELENCO PARTECIPANTI

Aguzzi Laura	Laurea Scienze Biologiche
Albanese Sonia	Laureando Scienze Ambientali
Ananasso Cristina	Laureanda Fisica
Arabini Elena	Laurea Matematica
Bassano Enrico	Laurea Scienze Biologiche
Boi Stefano	Laureando Biologia
Casucci Francesca	Laurea Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio
Cavalli Rosa Maria	Laurea Scienze Geologiche
Cerioni Stefano	Laurea Scienze Naturali
De Martino Michaela	Laureanda Scienze Ambientali
Di Nuzzo Francesco	Laura Scienze Naturali
Focardi Silvia	Laurea Scienze Geologiche
Gentile Alessandro	Laureando Biologia
Guala Ivan	Laurea Scienze Biologiche
Sardellitti Gabriele	Laurea Fisica
Maestrini Pierluigi	Laurea Scienze Biologiche
Micheli Carla	Laurea Scienze Biologiche
Omulo Mito Collins	Laurea Fisica
Mwangudza Mwasaha Anthony	Laurea Ingegneria
Pampaloni Barbara	Laurea Scienze Biologiche
Petrangeli Anna Bruna	Laurea Scienze Geologiche
Priano Francesca	Laurea Scienze Ambietali
Salamone Raffaella	Laurea Ingegneria
Vignoli Luca	Laurea Scienze Ambientali indirizzo Marino

## INDICE GENERALE

Produzione primaria fitoplanctonica e telerilevamento (S.Tozzi)	1
Lidar fluorosensore enea: diagnostica avanzata di ambienti marini con	21
tecnica di remote sensing attiva ed integrazione con immagini passive	
(A. Palucci)	
Variabili fisiche: vento (P. Lecomte)	37
Variabili fisiche:torbidità (S. Tassan)	53
Sensori e tecnologie sensori: ottico (S. Tassan)	77
Telerilevamento SAR della superficie del mare: modellistica ed	91
inversione (G. De Carolis)	
Oceanografia costiera: radar hf per misure di corrente superficiale.	107
sistema "sea sonde" (A. Mazzoldi)	
Le piattaforme di verita` mare del telerilevamento satellitare	125
(M. Marcelli)	
Piattaforme satellitari per il telerilevamento (A. Argentieri)	139
Le piattaforme per il telerilevamento (C. Marino)	153
Trattamento immagini: correzioni geometriche (A. Argentieri)	159
Imaging of snow and ice surfaces by ers (J. Lichtenegger)	169
Trattamento di immagini telerilevate: il problema delle correzioni	189
atmosferiche (G. Ferro Milone)	
Studio e valutazione della biomassa: materia particolata totale (tpm)	209
(G.M. Ferrari)	
Studio e valutazione biomassa: sostanza organica disciolta (cdom, doc)	227
(G.M. Ferrari)	
Metodologie di analisi: lidar (G. Cecchi)	249
Applicazione delle reti neuronali alla valutazione della produzione	271
primaria e della biomassa fitoplanctonica (M. Scardi)	
Strumenti informatici disponibili: directories e dati (A. Argentieri)	285
Osservazione del mare Adriatico mediante il SAR (P. Trivero)	293
Sviluppi futuri dei satelliti per l'osservazione della Terra	309
(A. Argentieri)	
La risoluzione geometrica e il fattore scala nelle immagini telerilevate	319
(E. Zilioli)	
Software per il post-processamento di immagini: UNA Valutazione	335
Rivolta all'uso dei Dati ERS SAR per Applicazioni di Telerilevamento	
(A. Bellini)	
Dall'EWSE all'INFEO nel programma CEO (G.Maracci)	355

#### PRODUZIONE PRIMARIA FITOPLANCTONICA E TELERILEVAMENTO

Sasha Tozzi" e Maurizio Ribera d'Alcalà

Laboratorio di Oceanografia Biologica, Stazione Zoologica "A. Dohrn" di Napoli \* Indirizzo attuale: Rutgers University - Institute of Marine and Coastal Science, 71, Dudley Road, New Brunswick - NJ 08901-8521, E-mail:<u>stozzi@imcs.rutgers.edu</u>

#### **1. INTRODUZIONE**

La produzione primaria è alla base del ciclo della materia e dell'energia. Questo processo si basa sulla trasformazione di materia inorganica in materia organica massimamente per mezzo della fotosintesi ed in minima parte mediante meccanismi chemiosintetici ad opera di batteri. Circa il 45% della produzione primaria globale, stimata in 90000 Tg C per anno, ha luogo in ambienti acquatici, ed è svolta da una biomassa pari a circa l'1% della vegetazione terrestre. La biomassa vegetale sulla terraferma può essere stimata in media tra 4 e 7 kg m<sup>-2</sup>, mentre quella marina ha valori tra i 3 e 5 g m<sup>-2</sup>. La biomassa fotosintetica marina presenta tempi di turnover fino a 1000 volte più veloci di quella terrestre ed ha una distribuzione ubiquitaria, incluse le zone sotto i ghiacci (Margalef, 1991; Falkowski, 1994). La produzione delle terre emerse è superiore sia in termini relativi che assoluti a quella del mare, ma la produttività, ovvero il tasso di produzione per unità di biomassa attiva, è decisamente inferiore (da 150 a 1000 volte). Tali dati mettono in risalto l'importante ruolo della produzione primaria marina. La produzione primaria è alla base della rete trofica e basandosi sulla fissazione della CO<sub>2</sub> diviene uno dei fattori di controllo della sua concentrazione nell'atmosfera. Pertanto gioca un ruolo chiave nell'evoluzione del clima del pianeta e sulle sue fluttuazioni. Da ciò si evince l'importanza di ottenere stime più precise sia della biomassa autotrofa che della produzione primaria. Data l'impossibilità di compiere misure discrete su scala globale, l'ausilio dei dati satellitari risulta essenziale per tali studi. Nel testo che segue vengono schematicamente illustrate le varie definizioni di produzione primaria ed i fattori che ne determinano la variabilità, e si riportano alcune informazioni sul telerilevamento nel visibile ed alcuni modelli e algoritmi per la stima della produzione primaria da dati satellitari.

1

#### 2. PRODUZIONE PRIMARIA E SUE FORZANTI

Con il termine "produzione primaria" si intende la quantità di carbonio fissata per unità di superficie o volume nell'unità di tempo. Pertanto, in base alle necessità, si può esprimere come peso (mg, g o Kg) di C per superficie o volume ( $m^{-2}$  o  $m^{-3}$ ) per unità di tempo (ora, giorno o anno). La produzione primaria è un processo che va analizzato a diverse scale spazio-temporali, e alle diverse scale risulta condizionato da diverse forzanti.

Di seguito sono riportate alcune definizioni di Dugdale, Platt, Riley, Strickland, Odum *et al.* utilizzate per distinguere diversi tipi di produzione primaria rintracciabili in un lavoro di Williams (1993), il quale giunge alla conclusione che è necessario utilizzare due classi di definizioni, una basata sull'energia, ed un'altra basata sulla materia o meglio sul carbonio.

Il termine produzione primaria è spesso utilizzato per indicare la *produzione primaria lorda*, che può essere definita come il tasso di conversione fotosintetica dell'energia radiante in energia di legame chimico. Per dalla *produzione primaria netta*, si intende invece la differenza tra la produzione primaria lorda e la respirazione degli organismi considerati. In letteratura la produzione viene molto frequentemente suddivisa anche in *produzione nuova* e *produzione rigenerata*. Per *produzione nuova* si intende quella che utilizza come sostanze chimiche di partenza per la biosintesi quelle che non provengono da recenti (ore-giorni) processi di riciclo o rimeniralizzazione biologica marina, mentre per *produzione rigenerata* si intende invece quella basata sui prodotti della respirazione eterotrofa e dell'escrezione. Quest'ultima è anche nota come produzione primaria basata sull'ammoniaca, che e' infatti la specie azotata più abbondantemente disponibile a seguito di riciclo rapido dell'azoto. *Produzione netta della comunità* è invece la biomassa netta accumulata dopo la totalità dei processi di utilizzo nella rete trofica e, assumendo che ci si trovi in stato stazionario, almeno per scale temporali brevi, risulta essere pari alla differenza tra la sostanza organica importata e quella esportata dalla zona eufotica. Quest'ultima viene definita *produzione esportabile*.

I fattori che regolano la produzione primaria sono distinguibili in fattori biologici, chimici e fisici. I fattori biologici sono la biomassa fitoplanctonica (la cui quantità istantanea dipende ovviamente dal tasso di predazione a cui è sottoposta) e la fisiologia degli organismi. I fattori fisici sono numerosi, primo tra tutti la quantità e la qualità di radiazione luminosa disponibile per la fotosintesi. Il tasso fotosintetico di una cellula planctonica o di una macrofita acquatica dipende in gran parte dal numero di quanti catturati dal campo radiante, e ciò è determinato innanzitutto dalle proprietà di assorbimento della biomassa e dall'intensità e dalle caratteristiche spettrali del campo luminoso. La radiazione principale è quella proveniente dal sole, del cui spettro luminoso giungono sulla terra la maggior parte delle radiazioni con lunghezza d'onda compresa tra 760 nm (infrarosso) e 360 nm (ultravioletto). La

quantità di energia luminosa disponibile mostra anche una dipendenza latitudinale, diminuendo dall'equatore verso i poli.

Lo strato eufotico, la cui massima profondità è per convenzione quella corrispondente ad un'intensità di irradianza pari all'1% della luce incidente alla superficie, individua nella maggior parte dei casi lo strato in cui ha luogo una significativa attività fotosintetica. In mare aperto lo strato eufotico può raggiungere uno spessore di 100 metri, ma la sua ampiezza varia durante il ciclo diurno o stagionale ed in rapporto alle diverse aree geografiche. La quantità di luce che raggiunge la superficie del mare dipende dalla posizione del sole, dall'assorbimento dell'atmosfera e dalla nuvolosità. Inoltre la luce penetra più o meno in profondità a seconda dell'angolo d'incidenza, dello stato del mare e della trasparenza delle acque. L'estinzione della luce nella colonna d'acqua varia inoltre in funzione della concentrazione di tutte le sostanze otticamente attive, quali la sostanza organica disciolta, la sostanza solida sospesa e la biomassa. Tali sostanze possono infatti dar luogo a fenomeni della luce quali assorbimento, riflessione e diffusione, che sono soggetti a variazioni a brevissimo termine. L'ampiezza della zona eufotica può essere valutata con precisione individuando la cosiddetta profondità di compensazione. Essa costituisce il livello in cui il processo di fotosintesi è bilanciato dal processo di respirazione, quindi il rapporto O2 prod/O2 resp è 1. Al di sopra della profondità di compensazione tale rapporto diventa maggiore di 1, con la prevalenza dei processi anabolici e di produzione di sostanza organica, al di sotto il rapporto è minore di 1 con prevalenza di processi respiratori catabolici. Va tenuto presente che gli organismi planctonici possono essere trasportati al di sotto di tale livello, e possono sopravvivere, con un bilancio metabolico negativo, purché riportati in tempi sufficientemente brevi al di sopra della profondità di compensazione, consumando le loro riserve energetiche.

La produzione primaria, oltre ad essere regolata, dalla luce è funzione anche della temperatura (Eppley, 1972). Le variazioni di temperatura che accompagnano quelle di luce durante il ciclo stagionale influenzano l'intensità della produzione. La temperatura esercita anche un effetto rilevante sulla dinamica della colonna d'acqua, influenzando così fortemente la distribuzione verticale della biomassa e dei nutrienti.

Il controllo dei tassi fotosintetici da parte delle condizioni nutrizionali non è ancora del tutto chiaro. Si è osservato che la disponibilità dei nutrienti, per vaste aree oceaniche, è altamente correlata con la distribuzione orizzontale della biomassa (Sathyendranath *et al.*, 1991; Platt *et al.*, 1992). La disponibilità di nutrienti è inoltre spesso strettamente legata all'idrodinamismo, dalla microscala, per effetto dei fenomeni di viscosità, diffusione e turbolenza, alla macroscala a causa dei vortici, fronti ed upwelling (*Fig. 1*) che generano mescolamento delle acque e la fertilizzazione dello strato eufotico.

3



Fig. 1 - Principali processi fisici che rendono possibile la continua fertilizzazione della zona fotica

Tali processi di base rendono possibile in molti casi il rifornimento dei micronutrienti nella zona fotica e contrastano il loro depauperamento dovuto all'affondamento degli organismi, sia passivo che "negli stomaci" dei loro consumatori. Lo strato eufotico, ed in particolare gli strati superficiali della colonna d'acqua, nella maggior parte dei casi presentano più alte concentrazioni di nutrienti quando la colonna è ben rimescolata (ad esempio per il rimescolamento dovuto al vento). La dinamica verticale, di solito, aumenta dai tropici, dove la colonna è verticalmente stabile per il costante riscaldamento solare, verso i poli, o nei casi di avvezione verticale che si verificano in strutture cicloniche ed in zone di *upwelling*. La struttura verticale delle colona d'acqua e la sua dinamica possono essere molto differenti nelle varie aree. Situazioni caratteristiche si riscontrano per esempio nelle zone frontali, negli estuari nelle aree di divergenza o convergenza, negli *eddy* (vortici) o nei *gyres* o *rings*, vortici di maggiori dimensioni. In questi ultimi, in cui l'acqua può assumere due sensi di rotazione opposti, ciclonico o anticiclonico, si hanno fenomeni di divergenza o convergenza, favorendo nel primo caso *upwelling* (apporto in superficie) di acqua con temperatura più bassa e più ricca di nutrienti, e nel secondo *downwelling* (approfondamento) di masse d'acqua.

Vaste zone frontali causate dalla circolazione oceanica si trovano lungo le coste dei continenti. Uno dei maggiori fronti divergenti è associato alla corrente del Perù ed alla corrente californiana nel Pacifico, mentre nell'Atlantico analogo fronte si trova in corrispondenza della corrente del Benguela e quella delle Canarie. Queste correnti, che fluiscono lungo le coste occidentali dei continenti verso l'equatore, sono causate dal moto levogiro della terra sono associate alla risalita d'acqua lungo le

coste. I sistemi frontali citati sono dunque compresi tra i 10° ed i 40°, latitudini alle quali la luce è sufficiente durante tutto l'arco dell'anno per avere elevati tassi fotosintetici.

Altro fronte divergente che presenta risalita d'acqua e elevata produttività è quello che si trova intorno alla regione antartica. Fa eccezione la costa occidentale australiana, in cui prevalgono correnti d'acqua calda provenienti da nord, correnti che talvolta possono trasformare le caratteristiche dell'upwelling peruviano, come accade in concomitanza del fenomeno noto come El Niño.

## 3. METODI DI MISURA

L'intensità della produzione primaria marina può essere valutata in vario modo. I valori sono generalmente compresi tra 0.05 e 0.5 g C m<sup>-2</sup> g<sup>-1</sup>; nelle aree più produttive si raggiungono valori fino a 5 g C m<sup>-2</sup> g<sup>-1</sup>. Si tratta di valori simili a quelli registrabili sulla terra ferma, anche se nelle più fertili zone agricole si raggiungono i 10 g C m<sup>-2</sup> g<sup>-1</sup>, fanno eccezione le foreste pluviali in cui si registrano produzioni fino a 3 Kg C m<sup>-2</sup> g<sup>-1</sup>.

L'accuratezza delle stime di produzione primaria dipende soprattutto dalla bontà delle misure dei fattori che controllano la fotosintesi nell'ambiente.

Le tecniche utilizzate per la misura della produzione primaria sono molteplici (Tab. 1).

Tecnica	Tipo di P.P. misurata	Scala temporale
Assimilazione <sup>14</sup> C	P <sub>Totale</sub>	ore, 1 giorno
Assimilazione <sup>15</sup> NO <sub>3</sub>	P <sub>Nuova</sub> *	ore, 1 giorno
Assimilazione <sup>15</sup> NH <sub>4</sub>	P <sub>Rigenerata</sub> *	ore, 1 giorno
Evoluzione O <sub>2</sub>	Pnetta di comunità o Totale	ore, 1 giorno
Evoluzione <sup>18</sup> O <sub>2</sub>	P <sub>Netta</sub>	ore, l giorno
Consumo di O <sub>2</sub> al di sotto della zona fotica	P <sub>Esportata</sub> ***	Stagionale, annuale
Accumulo netto di O2 nella zona fotica	P <sub>Netta di comunità</sub>	Stagionale, annuale
<sup>238</sup> U/ <sup>234Th</sup>	P <sub>Esportata</sub>	1-300 gg
<sup>3</sup> He/ <sup>3</sup> He?	P <sub>Nouva</sub>	Stagionale, annuale
Fluorescenza modulata	$\mathbf{P}_{Totale}$	<1s
Fluorescenza passiva	P <sub>Totale</sub>	<1s
Telerilevamento	P <sub>Totale</sub> , P <sub>Nouva</sub>	gg, anni
	• Tab. 1	

• Questa tecnica richiede che le specie contenenti l'isotopo pesante dell'azoto inoculate abbiano concentrazione vicina a quella ambientale e quindi consentano di determinare quanta parte della produzione dipenda dal nitrato (ovvero da una specie azotata non derivata da ricliclo a breve termine) e quanta dall'ammoniaca (che ha tempo di riciclo rapidi)

"Il metodo può essere usato sia con che senza una bottiglia scura di riferimento che misura la respirazione della comunità

In questo caso l'utilizzo di ossigeno è in prima approssimazione proporzionale alla quantità di sostanza organica ossidabile proveniente dalla zona fotica e quindi misura la produzione esportata. Questa coincide con la nuova in caso di stato stazionario o quando i processi avvettivi possono essere considerati non significativi.

Come si evince dalla tabella, la scelta della tecnica di misura è operata sulla base del tipo di produzione primaria e della scala temporale a cui si è interessati,.

Ognuna di queste tecniche presenta dei vantaggi e dei limiti. Ad esempio la determinazione dell'ossigeno evoluto, dati i minimi cambiamenti che usualmente si registrano rispetto all'elevato valore di base, rende difficile ottenere misure precise. Allo stesso tempo, quando tale misura è attuabile è possibile ottenere l'esatto valore del tasso fotosintetico del campione considerato.

Le misure di produzione fatte congiuntamente a quelle di luce sono oggetto di diversi tipi di sperimentazione in relazione ai diversi gradi di libertà del sistema sperimentale. Osservazioni in laboratorio su colture monospecifiche permettono di valutare le caratteristiche e le risposte proprie di determinate specie alle variazioni dei fattori di crescita, in condizioni strettamente controllate. Nei cosiddetti esperimenti "in situ simulato", si espongono popolamenti polispecifici ad un'irradianza che è attenuata quantitativamente in funzione della quota a cui questi sono stati campionati, ma che non è attenuata qualitativamente in maniera selettiva, sulla base delle lunghezze d'onda proprie delle quote considerate. Infine, le misure eseguite su popolamenti riposizionati alla quota originale del campionamento, e quindi realmente *in situ*, permettono di esporre il popolamento in esame alla reale luce disponibile alle varie profondità e per determinati intervalli di tempo, pur presentando comunque il limite di condizionare il popolamento attraverso il confinamento nel volume chiuso della bottiglia. Quest'ultimo tipo di misura è quello che meglio permette di stimare la produzione a livello di comunità, se si adottano misure dirette di assimilazione di carbonio. Nuovi apparati per questo tipo di tecnica sono provvisti di fotometri per ogni quota d'incubazione, permettendo così di conoscere la reale quantità d'energia ricevuta dal popolamento considerato.

Il metodo più diffuso è quello basato sull'assimilazione del <sup>14</sup>C. Questo prevede l'incubazione dei campioni di acqua di mare, generalmente prefiltrati su retino per eliminare gli organismi zooplanctonici, secondo il protocollo di Strickland e Parsons, (1972).Il <sup>14</sup>C viene somministrato in forma di bicarbonato di sodio marcato. Dopo il periodo di incubazione i campioni sono filtrati ed acidificati per eliminare i residui di carbonio inorganico marcato. Si procede quindi alle letture al contatore a scintillazione liquida.

Il calcolo per ottenere la produzione giornaliera viene effettuato attraverso l'uso di un fattore di conversione che tiene conto della frazione PAR disponibile durante l'incubazione per i vari livelli batimetrici rispetto a quella di tutta la giornata.

### 4. CENNI SUL TELERILEVAMENTO DA SATELLITE NEL VISIBILE

Il telerilevamento nel visibile si basa sull'analisi dell'informazione contenuta nella radiazione solare riflessa dalle superfici terrestri e limita il suo campo d'indagine a quella parte dello spettro che non viene assorbita dall'atmosfera. E' quindi necessario tenere conto delle finestre atmosferiche che nel visibile e nel NIR (*Near Infra-Red*) permettono la trasmissione della radiazione stessa. Dato che il campo del visibile corrisponde ad una finestra atmosferica ad alta trasmittanza, l'informazione radiometrica che può derivarsi è nel colore dell'acqua. Questo tipo di telerilevamento si utilizza per quantizzare alcuni costituenti contenuti nell'acqua di mare, quali la concentrazione dei pigmenti, indicatori della biomassa fitoplanctonica, e la concentrazione delle sostanze particolate in sospensione e di quelle disciolte, definite comunemente come "sostanza gialla" (Bricaud *et al.* 1981; Carder *et al.* 1989, Steward e Wetzel. 1980; Ferrari e Tassan 1991). Con la dizione "sostanza gialla" ci si riferisce al materiale colloidale o disciolto, composto prevalentemente di sostanze aromatiche di origine vegetale. Tali sostanze incidono sulla propagazione e sulla diffusione della luce e conseguentemente influenzano il coefficiente di attenuazione diffusa, con cui si esprime la profondità sino alla quale le radiazioni solari penetrano.

L'informazione che si ottiene con il telerilevamento nel visibile permette di quantificare la biomassa fitoplanctonica e la produttività degli oceani, di studiarne le proprietà ottiche e l'interazione dei venti e delle correnti con la biomassa pelagica.

Di seguito sono elencati alcuni dei satelliti già in orbita ed in costruzione, dotati di sensori nel visibile; per ciascuno è riportata una sintetica scheda tecnica:

#### 5. SATELLITI E SENSORI

Il TM (Thematic Mapper), installato sui satelliti Landsat 4 e 5 della NASA, è un tipo di sensore derivato dagli MSS (multispectral scanner) ed è utilizzato dal 1982 a tutto oggi; questo sensore ha una risoluzione di 30 m x 30 m su 6 bande e di 120 m x 120 m su una settima.

Il CZCS (Coastal Zone Color Scanner), installato sul Nimbus 7 della NASA, che ha funzionato dall'ottobre 1978 al giugno 1986, con una risoluzione delle immagini di 825 m, e con bande centrate a 443, 520, 550, 670 nm con ampiezza 20 nm, e a 750 nm con ampiezza 100 nm.

Il **POLDER** (Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances), montato sull'ADEOS, satellite giapponese, gestito dalla CNES, agenzia spaziale francese, ha funzionato dall'agosto 1996 al luglio 1997, è previsto il lancio di un nuovo satellite per la fine del 1999. Questo sensore ha una risoluzione di 6000 m, con le seguenti 9 bande di ampiezza 20 nm centrate a 443P, 443NP, 490, 565, 670P, 763, 765, 865P, 910 nm, la "P" indica la presenza di un filtro polarizzatore.

Il SeaWiFS (Sea Wide Field of view Spectroradiometer) montato sul Sea Star della NASA, è funzionante dal 1 Agosto 1997; questo sensore ha una risoluzione di 1100 m ed è dotato delle seguenti 8 bande:412, 443, 490, 510, 555, 670, 765, 865 nm (20 nm – 40 nm).

7

Il MERIS (MEdium Resolution Imaging Spectrometer), montato sull'ENVISAT dell'ESA, la cui messa in orbita era programmata per il 1998, ma problemi tecnici hanno indotto a rinviare il lancio del satellite alla fine del 1999; il sensore ha diversa risoluzione per le diverse bande e va da 300 a 1200 m. Le 15 bande con diversa ampiezza sono centrate nelle seguenti lunghezze d'onda: 412.5, 442.5, 490, 510, 560, 620, 665, 681.25, 705, 753.75, 760, 775, 865, 890, 900 (2.5, 7.5, 10, 15, 20 nm).

Il MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), montato sull'AM-1 della NASA e della NASDA, la cui messa in orbita era programmata per il 1998 ma problemi tecnici hanno indotto a rinviare il lancio del satellite ad agosto 1999; il sensore ha una risoluzione di 1000 m e presenta bande centrate sulle seguenti lunghezze d'onda: 412.5 (15 nm), 443, 488, 531, 551, 667, 678, 748, 865 (10 nm).

I MOS (Modular Optoelectric Scanner) montati sul IRS-P3 e sul Priroda, gestiti entrambi dalla DLR, agenzia spaziale tedesca, sono stati lanciati a marzo e aprile del 1996 e sono tuttora attivi

L'OCTS (Ocean Colour and Temperature Scanner) montato sull'ADEOS e gestito dalla NASDA è stato lanciato nell'agosto del 1996 ed ha smesso di funzionare nel giugno del 1997. Questo sensore aveva una risoluzione di 700 m ed era dotato di 12 bande.

L'OCI (Ocean Colour Imager) montato sul satellite Taiwanese ROCSAT-1, è stato lanciato nel gennaio 1999. Questo satellite ha una bassa inclinazione, orbita equatoriale, specificamente studiato per lo studio delle acque equatoriali. Il sensore ha una risoluzione a 825 m ed è dotato di 6 bande con ampiezza di 20 nm.

Il GLI (Global Imager) sviluppato dalla NASDA, dovrebbe essere messo in orbita a bordo dell'ADEOS 2 nel giugno 2000. Questo sensore ha 36 bande di cui 15 dedicate al telerilevamento nel visibile degli oceani.

L'OCM (Ocean Colour Monitor) sviluppato dal Centro Applicazioni Spaziali dell'ISRO (Indian Space Research Organization) è stato lanciato nel maggio 1999 abbordo dell'IRS-P4 satellite, che ha posto l'OCEANSAT in orbita polare. Il sensore ha 8 bande con una risoluzione di 350 m.

L'OSMI (Ocean Scanning Multispectral Imager) sviluppato dal KARI (Korean Aerospace Research Institute) il cui lancio in orbita è previsto per la fine del 1999 a bordo del KOMPSAT. Questo sensore è dotato di 6 bande a frequenza programmabile.

Il crescente numero di satelliti e sensori nel visibile, non ancora tutti in orbita, dimostra il generale interesse all'utilizzo dell'informazione telerilevata nel visibile per lo studio dei processi biogeochimici nell'oceano.

I dati satellitari nel visibile sono generalmente utilizzati su due scale, globale e locale. Per la scala globale si utilizzano le immagini con risoluzione a 4 o 8 km. Questo tipo di immagini risulta utile per lo studio del ciclo del carbonio su scala globale, e nella maggior parte dei casi interessa acque

oceaniche di Tipo 1 (cioè quelle per cui esiste un relazione di proporzionalità tra i vari componenti attivi dell'attenuazione). Per la scala locale si utilizzano immagini con una risoluzione di 1 km. Queste risultano utili soprattutto per lo studio di acque costiere di Tipo 2 (in cui l'attenuazione dell'irradianza è molto più forte e dipende in maniera indipendente dai vari componenti).

Notevole è la produzione scientifica sullo studio della biomassa e della produzione primaria degli oceani compiuto con l'ausilio dell'informazione telerilevata. Soprattutto dall'avvento del CZCS nel 1978, che è stato il primo sensore costruito e messo in orbita specificamente per lo studio della biomassa fitoplanctonica a grossa scala (Yentsch, 1982), (Clark, 1986). In precedenza allo scopo erano stati utilizzati altri sensori tra cui il TM (Thematic Mapper) montato sul Landsat (Carder et al., 1986; Tassan, 1993). Numerose sono anche le pubblicazioni sulle applicazioni e sulla calibrazione dei dati di colore telerilevati per determinate aree degli oceani caratterizzate da diverse proprietà, o da particolari tipi di circolazione e strutture delle masse d'acque; per ognuna di queste aree sono state trovate diverse soluzione per una migliore interpretazione dei dati satellitari. Non sono da sottovalutare i problemi legati all'interpretazione di questi dati per le aree costiere. In queste zone si verifica il cosiddetto "effetto di bordo", per il quale con le normali procedure di elaborazione delle immagini, possono presentarsi valori alterati dal segnale emesso dalla terra ferma o dal fondale basso. Un altro problema che non di rado ha valenza regionale è la correzione atmosferica (Gordon e Morel, 1983), per l'ottenimento di migliori risultati, questa va necessariamente fatta per aree con eguali caratteristiche, data la variabilità di alcuni parametri quali l'aerosol. Ad esempio. Gordon et al. (1980), mettono in evidenza la necessità di ricalibrare i dati CZCS, utilizzando una diversa correzione atmosferica, che con la calibrazione con i dati in situ permetta di ricavare informazioni, quali la visualizzazione di strutture dinamiche altrimenti non riscontrabili. Lo stesso autore, nel 1982, ha dimostrato l'efficienza del CZCS nello studio dei vortici caldi, ed evidenzia che il dato restituito dal satellite permette di calcolare non solo la concentrazione della clorofilla a ma anche la somma di questa con la concentrazione dei pigmenti accessori.

Per l'utilizzo dell'informazione telerilevata è importante disporre della calibrazione di questa con le grandezze in esame; necessariamente ci si deve avvalere di una "verità mare", che consenta di produrre la migliore relazione tra la concentrazione di pigmenti, indicatori della biomassa fitoplanctonica e l'irradianza alle diverse bande rilevate dai sensori.

A tal proposito nel SeaBAM (SeaWiFS Bio-Optical Algorithm Mini-Workshop) Technical Memo, O'Reilly e Maritorena (1997) hanno presentano valutazioni sui diversi algoritmi presentati nell'ambito del *mini-workshop*. Tutti gli algoritmi sono stati testati sul SeaBAM global *data-set*, e questo secondo gli autori può aver ridotto la qualità dei risultati di alcuni degli algoritmi utilizzati, in quanto calibrati su diversi *data-set*. Due degli algoritmi testati sono semi analitici, e più precisamente quello di Carder, che utilizza la riflettanza rilevata dal SeaWiFS su cinque bande per derivare il coefficiente di assorbimento della biomassa fitoplantonica a 675 nm, ed il coefficiente d'assorbimento del CDOM (colored dissolved organic matter) a 400 nm. La concentrazione della clorofilla è calcolata sulla base di una relazione empirica tra il coefficiente d'assorbimento a 675 nm e la clorofilla *a*. Tale algoritmo tende a sottostimare la concentrazione della clorofilla.

Il secondo algoritmo semi analitico è quello di Garver e Siegel (1997), simile al precedente ma in forma quadratica. Il modello per il calcolo della concentrazione della clorofilla *a* utilizza delle curve predefinite, specifiche per i coefficienti di assorbimento e *backscattering*. Per calcolare il coefficiente d'assorbimento della clorofilla e delle altre sostanze particolate e disciolte è utilizzata sempre la riflettanza della banda a 441 nm, come anche il backscattering delle particelle. Il modello tende a sovrastimare i valori, rispetto a quelli rilevati *in situ*.

I restanti modelli sono tutti empirici, e sono basati su diversi tipi di funzioni, esponenziali, iperboliche, regressioni multiple e cubiche. Tra questi quello che ha dato i migliori risultati è stato l'OC2 (Ocean Chlorophyll 2), basato su di una funzione polinomiale cubica modificata, la cui efficienza si riduce unicamente per basse concentrazione di clorofilla.

$$Chl = -0.040 + 10^{0.341 - 3.001x + 2.811x^{2} - 2.041x^{3}}$$
$$x = \log_{10} \left( \frac{L_{u}(490nm)}{L_{u}(555nm)} \right)$$

Vanno anche citati gli eccellenti risultati ottenuti con le "Reti neurali" (Scardi, questo volume).

## 6. MODELLI NUMERICI ED ALGORITMI PER IL CALCOLO DELLA PRODUZIONE PRIMARIA

La relazione tra la produzione e l'irradianza è da tempo stata individuata ed utilizzata con le curve P (produzione) contro E (irradianza), come modello della fotosintesi in acqua (Coté e Platt, 1984). Tre sono i parametri sufficienti a descrivere la relazione tra la fotosintesi e l'irradianza, la produzione in condizioni di luce saturante la fotosintesi ( $P_{max}$ ), la pendenza del tratto iniziale della curva, in cui la produzione è limitata dalla luce ( $\alpha$ ), ed in taluni casi la pendenza della curva in condizioni di luce "superottimale" ( $\beta$ ), che indica il grado di fotoinibizione. E' ben noto che sono meccanismi differenti quelli che controllano le due parti della curva, rispettivamente quella in cui la fotosintesi è luce-limitata e quella in cui è luce-saturata (Talling, 1979). Dal punto di vista fisiologico, il primo tratto della curva rappresenta la parte luminosa della fotosintesi, quella che implica il coinvolgimento dei due fotosistemi, PSII e PSI, e che dà luogo all'evoluzione dell'ossigeno ed allo generarsi della forza protonmotrice e del potere riducente necessari per la sintesi dell'ATP e per e la riduzione del NADP. Si ha così una trasformazione dell'energia elettromagnetica in energia biochimica. La parte della curva

in cui la fotosintesi è limitata dalla luce coincide con la "fase oscura" della fotosintesi, in cui l'energia biochimica precedentemente accumulata in forma di ATP e NADH viene utilizzata per la fissazione del carbonio inorganico. E' stato evidenziato (Lewis et al., 1985) che nelle condizioni riscontrabili negli oceani, soprattutto a causa dell'elevata trasparenza delle acque, la fotosintesi è più efficiente in condizioni di luce-limitata piuttosto che di luce-saturata. Dunque, in condizioni di luce limitante, la fotosintesi è regolata dalla capacità di assorbimento della luce da parte degli organismi, dalle caratteristiche del campo radiante subacqueo, e dalla massima resa quantica della fotosintesi.

Risulta pertanto che la relazione tra la produzione e l'irradianza fornisce una grande informazione. Nel caso i dati derivino da misure fatte *in situ*, oltre ad indicare l'efficienza fotosintetica del popolamento è possibile dedurre la composizione e lo stato fisiologico dello stesso.

I modelli empirici di produzione primaria fitoplanctonica non sono importanti solo per l'elaborazione dei dati ottenuti con le misure *in situ* ma anche per la messa a punto degli algoritmi necessari all'ottenimento di un utile informazione dagli strumenti impiegati per le misure indirette di produzione primaria come con i fluorimetri a fluorescenza modulata ed i satelliti.

I modelli empirici per il computo della produzione primaria sono un utile strumento per l'oceanografia biologica. Tali modelli forniscono accurate stime di produzione sulla base di diverse variabili disponibili, laddove la misura diretta risulta difficile e dispendiosa. La maggior parte dei modelli sono lineari. In questi si assume l'esistenza di relazioni lineari tra la produzione ed alcune variabili indipendenti o con una variabile composita. La biomassa fitoplanctonica e necessariamente sempre presa in considerazione, mentre altre, quali la luce, la temperatura, la trasparenza dell'acqua ed il fotoperiodo *etc.*, non sempre lo sono.

Il primo modello empirico si può far risalire a Ryther e Yentsch (1957), che individuando una correlazione tra il tasso fotosintetico a luce saturante p(sat.) e la concentrazione di clorofilla (3.7 g C h<sup>-1</sup> (g chl<sup>-1</sup>)), ottennero una notevole coincidenza tra la produzione osservata e quella calcolata. Tra i termini considerati nella loro relazione vi erano anche la fotosintesi relativa (R), calcolata sulla base dell'irradianza superficiale ed il coefficiente d'estinzione (k). Nel caso più semplice di una distribuzione omogenea della biomassa fitoplanctonica il modello presenta la seguente formulazione:

$$PP = \frac{R}{k} p (sat.)$$

in cui PP indica la produzione primaria fitoplanctonica.

Modelli più recenti variano da formulazioni più semplici basate unicamente sulla concentrazione di clorofilla (Smith *et al.*, 1982), a formulazioni più complesse con regressioni multiple (Eppley *et al.*, 1985), che evidenziano l'utilizzabilità del dato di concentrazione di clorofilla determinato mediante satellite.

Scardi (1996) dimostra l'efficienza di un nuovo approccio basato sull'utilizzo di reti neurali, tale tecnica è dettagliatamente descritta in questo volume. Con l'impiego dei satelliti con sensori nel visibile per la determinazione della concentrazione di clorofilla in mare, si è ulteriormente accresciuto l'utilizzo di modelli matematici per cercare di quantificare la produzione primaria, sia per la mesoscala che per la scala globale.

Una comune applicazione dei modelli di produttività è il calcolo su scala globale della produzione primaria fitoplanctonica ( $PP_{ann}$ ). Stime pubblicate di ( $PP_{ann}$ ) variano da 27.1 (Eppley, 1979) a 50.2 Pg C yr<sup>-1</sup> [P = Peta e pari a 10<sup>15</sup>)(Longhurst, 1995). Benché i calcoli di  $PP_{ann}$  ottenuti con modelli  $\Sigma PP$ dovrebbero amplificare ogni sistematica differenza tra i modelli, queste discrepanze tra i risultati di  $PP_{ann}$  pubblicati risentono solo in piccola parte delle stime di  $\Sigma PP$ . Ulteriori ricerche hanno rivelato che le discrepanze sono dovute fondamentalmente alla differenza di input del campo di clorofilla.

Tra i primi articoli in cui sono stati analizzati diversi modelli per il computo della produzione primaria sulla base dei dati telerilevati, vi è quello di Platt (1986), che sulla base della relazione empirica verificata tra la luce emergente alla superficie dell'acqua e la produzione primaria normalizzata per la biomassa nella colonna d'acqua, ha registrato una variazione del coefficiente angolare della regressione al massimo di un fattore due, per ambienti diversificati. Su questa base propone un algoritmo per il calcolo della produzione primaria da dati raccolti sia *in situ* che con satellite.

Lo stesso autore nel. (1988) descrive diversi algoritmi fino ad allora proposti per la determinazione della produzione primaria sulla base dei dati satellitari, ed ancora Platt e S. Sathyendranath (1993), fanno una rassegna dei modelli disponibili evidenziandone i limiti.

Longhurst *et al.* (1995) applicando i dati telerilevati per una stima su scala globale della produzione degli oceani, hanno operato una divisione in 57 province biogeochimiche. Una così fitta regionalizzazione degli oceani appare necessaria, data l'ampia variabilità di condizioni che vi si riscontrano. Questa divisione comporta una maggiore complessità dell'algoritmo per la stima della produzione primaria su scala globale, e per quanto miri a rendere quantitativamente migliore la stima, rischia di amplificare l'errore con l'errata individuazione o parametrizzazione delle provincie, che sono inevitabilmente soggette a processi sia di tipo fisico che biologico, non necessariamente prevedibili e quindi computabili.

Modelli di produttività integrati sulla profondità sono apparsi nelle ultime quattro decadi in media ogni due anni. Tutti questi modelli si possono correlare ad una singola equazione che mette in relazione la produzione primaria integrata sulla profondità ( $\Sigma$ PP) con la biomassa superficiale ( $C_{surf}$ ), una variabile di fotoadattamento ( $P_{opl}^{b}$ ), la zona eufotica ( $Z_{eu}$ ), una funzione dipendente dall'irradianza (F) e le ore di luce (DL). La prima differenza tra i diversi modelli è la descrizione di F, anche se l'irradianza risulta incidere in maniera poco rilevante sulla  $\Sigma$ PP. Behrenfeld e Falkowski, (1997) presentano quattro classi di algoritmi basati su quattro diversi livelli di integrazione, e prediligono questa tipo di schematizzazione alla classica distinzione in modelli empirci, semianalitici ed analitici.

Modelli integrati sulla profondità (DIM) mancano di una dettagliata descrizione delle componenti ed utilizzano funzioni che integrano sulla verticale per correlare le variabili misurate in superficie. Questi incorporano stime di  $Z_{eu}$ , le ore di luce e la massima efficienza fotosintetica della colonna d'acqua misurata.

$$\sum_{eu} PP = P_{opi}^{b} \times PAR(0) \times DL \times Chl \times Z_{eu}$$

**DIMs** (Depth integrated models)

Modelli integrati nel tempo presentano in più rispetto ai DIM, la risoluzione verticale. In questo caso la parametrizzazione viene fatta utilizzando misure eseguite ad intervalli di 6-24 ore, in condizioni di luce variabile, contenendo quindi uno spettro di tassi fotosintetici nel solo termine della massima efficienza fotosintetica della colonna d'acqua.

Da prove effettuate dagli autori risulta che la maggiore variabilità nei modelli DIM può essere spiegata con le differenze nella biomassa integrata, calcolata come funzione della clorofilla superficiale, dello strato eufotico e della variabilità dell'efficienza fotosintetica della colonna d'acqua; solo in minima parte vi è dipendenza dall'effetto cumulativo della variazione luce saturante che dipendende a sua volta dalla PAR alla superficie.

$$\sum PP = \int_{z=0}^{Z_{ru}} P^{b}(z) \times PAR(z) \times DL \times Chl(z)dz$$

TIMs (Time integrated models)

I modelli a lunghezza d'onda integrati computano i tassi fotosintetici a quote discrete nella zona eufotica utilizzando una funzione PAR dipendente. In questo modo permettono di calcolare la produzione primaria integrata per la profondità ed il tempo, e quindi considerano la eterogenea distribuzione della biomassa nella colonna d'acqua, a differenza dei DIM che assumono una distribuzione omogenea.

$$\sum PP = \int_{t=sunrise}^{sunset} \int_{z=0}^{zeu} \phi(t,z) \times PAR(t,z) \times Chl(z)dt \, dz - R$$

WIMs (Wavelength integrated models)

I WRM presentano un ulteriore grado di integrazione rispetto ai WIM; questi modelli infatti computano i tassi fotosintetici a quote discrete in funzione dell'assorbimento alle lunghezze d'onda della radiazione fotosinteticamente attiva, e con l'ausilio di modelli empirici di efficienza quantica

convertono la PAR in PUR, ovvero la radiazione fotosinteticamente disponibile in quella effettivamente utilizzata.

$$\sum PP = \int_{\lambda=400}^{700} \int_{sunrise}^{sunset} \int_{z=0}^{z_{eu}} \Phi(\lambda,t,z) \times PAR(\lambda,t,z) \times a^{\bullet}(\lambda,z) \times l(z)d\lambda dt dz - R$$

WRMs (Wavelength resolved models)

- $\Sigma$  PP: Produzione Primaria giornaliera integrata dalla superficie a  $Z_{eu}$  (mg C m<sup>-2</sup>)
- $P^{B}_{opt}$ : Massima efficienza fotosintetica della colonna d'acqua misurata (mg C (mg Chl)<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup>)
- DL: Fotoperiodo del giorno
- Chl: Concentrazione di clorofilla (mg Chl m<sup>-3</sup>)
- Z<sub>eu</sub>: I<sup>o</sup> quota ottica (m) dello strato eufotico, definita come la quota a cui penetra 1% dell'irradianza superficiale, secondo la legge di Lambert e Beer
- P<sup>b</sup>: Massima efficienza fotosintetica della colonna d'acqua
- φ: Efficienza fotosintetica della Chl per la PAR disponibile
- Φ: Efficienza fotosintetica della Chl per la PAR assorbita



Fig. 2 - Schema per la modellizzazione della produzione primaria giornaliera a scala globale

In *Fig.2* è riportato uno schema generale per la modelizzazione della produzione primaria giornaliera a scala globale, che sintetizza quelli precedentemente descritti.

Nello schema sono rappresentate tutte le variabili di cui è funzione la produzione primaria e che pertanto vanno utilizzate nella simulazione numerica

Alcune delle variabili non sono direttamente misurabile ma sono derivate da altre, come ad esempio la profondità della zona eufotica che è funzione dell'irradianza superficiale e della biomassa, o la



15

profondità della colonna rimescolata che può essere ricavata da profili idrologici o è calcolata sulla base della temperatura superficiale e di dati anemometrici, così come la stagione che è funzione del giorno dell'anno e della latitudine.

Altri parametri quali la concentrazione della biomassa, la temperatura superficiale o l'estensione dei ghiacci sulla superficie del mare sono derivabili da dati satellitari.

La *Fig. 3* rappresenta un eccellente esempio del risultato di un modello di produzione primaria DIM. Il modello utilizzato per la produzione della suddetta mappa è denominato VGPM (*Vertical Generalized Production Model*) ed è fatto girare con dati SeaWiFS per il periodo Ottobre 1997 – Settembre 1998 (Behrenfeld, 1999)

Per aree limitate è possibile realizzare modelli più dettagliati che tengano conto per esempio dell'effetto degli erbivori sul fitoplancton, e simulino i cicli delle materia organica ed inorganica o i cicli dei singoli macronutrienti (N, P, Si) ed talvolta anche del ferro, che per quanto sia un micronutriente, risulta essere elemento limitante della fotosintesi in vaste aree dell'oceano.

#### 7. SINTESI

Alla luce della precedente discussione risulta evidente l'importanza dello studio del processo di produzione primaria in mare. Il crescente numero di satelliti e sensori messi in orbita a questo scopo testimonia una forte volontà della comunità scientifica in tal senso. Rimane necessario il miglioramento delle tecnologie e delle tecniche di utilizzo dell'informazione telerilevata, che ha ancora notevoli margini di miglioramento. Allo stesso tempo per un più proficuo uso di tali dati, è necessario comprendere in modo più completo la fisiologia e le forzanti che controllano la produzione primaria.

Una comune applicazione dei modelli presentati è il computo della produzione primaria annuale su scala globale. Il passaggio dal calcolo della produzione giornaliera a quella annuale amplifica le differenze esistenti tra i diversi modelli. Le diverse sorgenti di dati, ovvero l'utilizzo di stime di distribuzione di biomassa, originariamente calcolate dalle sole osservazioni fatte a mare, e successivamente con il diverso processamento dei dati satellitari disponibili, sono causa principale delle differenze nei bilanci finali.

#### Bibliografia

ALVAREZ-BORREGO, S. (1996) Satellite derived photosynthetic pigment surveys: A review of marine phytoplankton biomass and productivity, Geofis. Int., 35 (1), 51-61.

BEHRENFELD, M.J., E P.G. FALKOWSKI (1997) A Consumers Guide to Phytoplankton Prymary Productivity Models, Limnology and Oceanography, 42 (7), 1479-1491.

BEHRENFELD, M.J., E P.G. FALKOWSKI (1997) [on line]. Available from internet: <<u>http://marine.rutgers.edu./opp/swf/Production/gif\_files/PP\_9710\_9809.gif</u>>. [15.07.99]

BRICAUD, A., A. MOREL, L. PRIEUR (1981), Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains, Limnology and Oceanography 26(1): 43-45.

CARDER, K.L., D.J. COLLINS, M.J. PERRY, H.L. CLARK, J.M. MESIAS, J.S. CLEVELAND, E J. GREENIER (1986) The interaction of light with phytoplankton in the marine environment, Proceedings Of Spie The International Society For Optical Engineering: Ocean Optics, 637, 58-65.

CARDER, K. L., R. G. STEWARD, G. R. HARVEY P. B. ORTNER (1989), Marine humic and fulvic acids: Their effects on remote sensing of ocean chlorophyll, Limnology and Oceanography 34(1): 68-81.

CLARK, D.K., E J.W. SHERMAN (1986) Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner: Ocean color applications, Mar. Technol. Soc. J., 20 (2), 43-56.

COTE, B., E T. PLATT (1984) Utility of the light-saturation curve as an operational model for quantifying the effects of environmental conditions on phytoplankton photosynthesis, Mar. Ecol. Prog. Ser., 18, 1-2.

EPPLEY, R. W. (1972), Temperature and phytoplankton growth in the sea, Fisheries Bulletin 70: 1063-1085.

EPPLEY, R.W. E B.J. PETERSON (1979) Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean, Nature, 286, 677-680.

EPPLEY, R.W., E. STEWART, M.R. ABBOTT E U. HEYMAN (1985) Estimating ocean primary production from satellite chlorophyll: Introduction to regional differences and statistics for the Southern California Bight, J. Plankton Res, 7 (1), 57-70.

FALKOWSKI, P. G. (1994), The role of phytoplankton photosynthesis in global biogeochemical cycles, Photosynthesis Research 39: 235-258.

FERRARI, G. M. E S. TASSAN (1991), On the accuracy of determining light absorption by "yellow substance" through measurements of induced fluorescence, Limnology and Oceanography 36(4): 777-786.

GARVER, S.A., E D.A. SIEGEL (1979) Inherent optical property inversion of ocean spectra and its biogeochemical interpretation, 1, Time series from Sargasso Sea, J. Geophys. Res., 102, 18,607-18625.

GORDON, H.R., D.K. CLARK, J.L. MUELLER E W.A. HOVIS (1980) Phytoplankton pigments from the Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner: comparisons with surface measurements, Science Wash, 210 (4465), 63-66.

GORDON, H.R., D.K. CLARK, J.W. BROWN, O.B. BROWN E R.H. Evans (1982) Satellite Measurement of the Phytoplankton Pigment Concentration in the Surface Waters of a Warm Core Gulf Stream Ring, J. Mar. Res., 40 (2), 491-502.

GORDON, H.R., E A.Y. MOREL (1983) Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery. A review, Lect. Notes Coast. Estuar. Stud. New York Usa Springer Verlag, 4 (114).

LEWIS, M.R., R.E. WARNOCK E T. PLATT (1985) Absorption and photosynthetic action spectra for natural phytoplankton populations: Implications for production in the open ocean, Limnol. Oceanogr., 30 (4), 794-806.

LONGHURST, A., S. SATHYENDRANATH, T. PLATT E C. CAVERHILL (1995) An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data, J. Plankton Res, 17 (6), 1245-1271.

MARGALEF, R. (1991). Teoria de los sistemas ecologicos. Barcellona.

O'REILLY, J. E. E S. MARITORENA (1997) SeaBAM algorithm evaluation. SeaBAM Technical Memo.

PLATT, T. (1986) Primary production of the ocean water column as a function of surface light intensity: Algorithms for remote sensing, Deep Sea Res, 33 (2A), 149-163.

PLATT, T., S. SATHYENDRANATH, C.M. CAVERHILL E M.R. LEWIS (1988) Ocean primary production and available light: Further algorithms for remote sensing, Deep Sea Res, 35 (6A), 855-879.

PLATT, T., S. SATHYENDRANATH, O. ULLOA, W. G. HARRISON, NICOLAS HOEPFFNER E J. GOES (1992), Nutrient control of phytoplankton photosynthesis in the Western North Atlantic, Nature 356: 229-231.
PLATT, T. E S. SATHYENDRANATH (1993) Estimators of primary production for interpretation of remotely sensed data on ocean color, J. Geophys. Res. C Oceans, 98 (C8), 561-14.

RYTHER, J.H. E C.S. YENTSCH (1957) The estimation of phytoplankton production in the ocean from chlorophyll and light, Limnology and Oceanography, 2, 281-286.

SATHYENDRANATH, S., T. PLATT, EDWARD P. W. HORNE, W. G. HARRISON, RICHARD OUTERBRIDGE E NICOLAS HOEPFFNER (1991), Estimation of new production in the ocean by compound remote sensing, Nature 353: 129-133.

SATHYENDRANATH, S. E T. PLATT (1993), Remote sensing of water-column primary production, ICES mar. Sci. Symp 197: 236-243.

SCARDI, M. (1996). Artificial neural networks as empirical models for estimating phytoplankton production. Mar. Ecol. Prog. Ser 139: 289-299.

STEWART, A. J. E R. J. WETZEL (1980), Fluorescence: absorbance ratios-a molecular-weight tracer of dissolved organic matter, Limnology and Oceanography 25(3): 559-564.

SMITH, R.C., R.W. EPPLEY E K.S. BAKER (1982) Correlation of Primary Production as Measured Aboard Ship in Southern California Coastal Waters and as Estimated From Satellite Chlorophyll Images, Mar. Biol., 66 (3), 281-288.

STRICKLAND, J. D. H. E T. R. PARSONS (1972). A practical handbook of sea water analysis. Ottawa.

TALLING, J.F. (1979) Factor interaction and implication for the prediction of lake metabolism, Archiv für Hydrobiologie Beihefte: Ergebnisse der Limnologie, 13, 96-109.

TASSAN, S. (1993) An improved in-water algorithm for the determination of chlorophyll and suspended sediment concentration from Thematic Mapper data in coastal waters, Int. J. Remote Sens, 14 (6), 1221-1229.

YENTSCH, C.S. (1982) Satellite observation of phytoplankton distribution associated with large scale oceanic circulation, Nafo Sci. Counc. Stud. (4), 53-59.

WILLIAMS, P. J. L. (1993). On the definition of plankton production terms. ICES Marine Scienze Symposia, La Rochelle.

# LIDAR FLUOROSENSORE ENEA: DIAGNOSTICA AVANZATA DI AMBIENTI MARINI CON TECNICA DI REMOTE SENSING ATTIVA ED INTEGRAZIONE CON IMMAGINI PASSIVE

## A. Palucci

ENEA, Dip. Innovazione, Divisione Fisica Applicata CR Frascati, C.P. 65 - 00044 Frascati (I)

#### **1. INTRODUZIONE**

La sorveglianza degli ecosistemi marini è un problema di primaria importanza nel controllo degli ecosistemi marini. In particolare, le acque costiere devono essere considerate siti preferenziali di monitoraggio a causa della possibile presenza di scarichi industriali, con rilasci di materiale di lavorazione contenenti composti organici tossici (PCB, Diossine, PAH, olii grezzi), o di scarichi urbani non opportunamente depurati (DOM, detergenti). La presenza di queste sostanze può alterare fortemente gli equilibri naturali marini, in particolare negli ecosistemi chiusi come bacini, laghi o lagune, causando situazioni di inquinamento ed eutrofizzazione. Il fitoplancton marino è sicuramente una delle componenti più a rischio, trovandosi esso a sua volta alla base dello sviluppo della catena trofica degli altri organismi superiori (pesci, uccelli).

Conseguentemente è di estremo interesse sviluppare e utilizzare metodiche di analisi che diano la possibilità di ottenere il maggior numero di informazioni, anche continue, su un numero elevato di campioni. In questo modo è possibile ottenere un quadro sinottico dettagliato delle acque investigate: i dati riportati sulle mappe tematiche in falsi colori permettono di evidenziare la presenza o meno di particolari indicatori marini. Una sequenza temporale di queste indagini può contribuire alla comprensione dell'evoluzione dell'ecosistema in oggetto.

Il laboratorio di Telerilevamento laser del Centro Ricerche dell'ENEA di Frascati partecipa al Programma Nazionale di Ricerche in Antartide (PNRA), Area Tematica Sensoristica, per lo sviluppo di un apparato lidar fluorosensore adatto al monitoraggio remoto e automatico della qualità delle acque e del fitoplancton. L'esperienza acquisita nello sviluppo di sistemi laser per diagnostiche ambientali sul territorio, con la partecipazione a tre campagne congiunte nell'ambito del progetto europeo EUREKA/LASFLEUR [1] e a varie campagne marine nel Mediterraneo [2-4], ha permesso di progettare e realizzare un laboratorio mobile dotato di un sistema attivo di nuova concezione e di

strumentazione di corredo, che è stato utilizzato recentemente con successo durante la prima parte della campagna oceanografica antartica 1997-98.

Il lidar fluorosensore e i suoi apparati ancillari, montati su diverse imbarcazioni, hanno consentito di effettuare mappature, in tempo reale e su tutte le aree d'indagine scelte, di parametri biologici (pigmenti algali e attività fotosintetica del fitoplancton), chimici (sostanze organiche disciolte e sospese) e fisici (torbidità dell'acqua, radianza solare).

L'uso dei dati lidar come "verità a mare" ha permesso di calibrare immagini multispettrali acquisite da un sensore aereo.

In questo lavoro vengono presentate, atitolo di esempio, due applicazioni distinte del sistema, relativa all'integrazione dei dati lidar con immagini di radianza passive, durante la missione di monitoraggio della laguna di Venezia [5], l'altra relativa al monitoraggio sistematico del mare di Ross effettuato nell'ambito della campagna oceanografica durante la XIII spedizione Antartica (1997/98) [6].

## 2. LA FLUORESCENZA DELLE ACQUE MARINE

Nelle acque marine sono presenti sostanze naturali disciolte o in sospensione, contenenti gruppi cromofori che possono essere identificati qualitativamente e quantitativamente per mezzo della tecnica di fluorescenza *in vivo* [7]. L'uso di sorgenti luminose o di laser con lunghezze d'onda di eccitazione dall'ultravioletto al visibile, permette di analizzare questi campioni tal quali e senza l'utilizzo di procedure di estrazione o concentrazione, registrando lo spettro di fluorescenza emesso.

I dati di radianza multispettrali, acquisiti da satelliti o aerei operanti nella regione visibile, hanno il notevole pregio di fornire informazioni globali e sinottiche di vaste aree di mare, dallo spazio e senza contatto, restituendo mappe tematiche di parametri biologici (clorofilla, produttività primaria) sia per scopi prettamente scientifici (studi sui cambiamenti globali) che ad eventuali end-users (insediamenti costiere, industria allevamenti ittici e pesca). La taratura delle informazioni di radianza richiede una notevole mole di campionamenti nelle diverse aree di interesse con impegno di elevate risorse umane e finanziarie. Inoltre gli algoritmi utilizzati non considerano possibili variabili dinamiche locali.

Fra i sistemi di telerilevamento laser i lidar fluorosensori, con capacità d'analisi spettrale del segnale ottico ricevuto, emergono come strumenti in grado di raccogliere originali informazioni diagnostiche di ambienti marini e di vegetazione terrestre. Questi strumenti rilevano a distanza ed in tempo reale, la presenza di sostanze disciolte o disperse nelle acque, quali la sostanza gialla (DOM), gli oli grezzi o alcuni pigmenti fitoplanctonici, analizzando lo spettro di fluorescenza indotto dalla sorgente laser (Laser Induced Fluorescence, LIF) sul bersaglio investigato [8]. Nel caso del fitoplancton, i lidar fluorosensori sono in grado di distinguere i differenti pigmenti algali, misurarne, sul picco di emissione della clorofilla, la concentrazione e assegnarli a classi di appartenenza [9]. Il lidar

fluorosensore operante in modalità differenziale, è inoltre in grado di determinare, con il metodo di eccitazione a doppio impulso, la resa di fluorescenza per la stima dell'attività fotosintetica [10]. La radiazione LIF, proveniente dalla superficie marina e dai primi strati, è analizzata nel dominio spettrale tramite l'uso di filtri ed integrata temporalmente con convertitori digitali di carica. L'informazione che si ottiene è spazialmente integrata sullo spessore di acqua attraversata e fornisce quindi valori dei parametri mediati sullo strato superficiale marino. Le grandezze rilevate dallo strumento sono torbidità, DOM, pigmenti fitoplanctonici, attività fotosintetica, e eventuali macchie d'olio grezzo e di inquinanti organici aromatici presenti.

I dati lidar hanno il vantaggio di sfruttare al massimo le peculiarità delle sorgenti laser utilizzate come trasmettitore: emissione di impulsi ad elevata energia, lunghezza d'onda fissa, larghezza di banda stretta, impulsi brevi (10 ns), bassa divergenza ed alta frequenza di ripetizione (> 10Hz). Queste caratteristiche permettono di acquisire informazioni continue in presenza di elevati valori di fondo solare, ed avere una risoluzione spaziale elevata (qualche metro). Il segnale di backscattering elastico Raman dell'acqua viene utilizzato per la normalizzazione delle intensità degli altri canali spettrali acquisiti dal lidar fluorosensore [11]. Questa procedura permette di escludere tutti i fattori strumentali e geometrici intrinseci nella misura e quindi di confrontare dati acquisiti in momenti differenti e da apparati lidar diversi. I dati di fluorescenza così ottenuti vengono poi convertiti in unità assolute di concentrazione dopo averli confrontati con un ristretto numero di dati puntuali di laboratorio presi in coincidenza.

In *Fig. 1* vengono mostrati gli spettri di fluorescenza di un campione d'acqua superficiale, prelevato in Antartide durante la navigazione, e analizzato a differenti lunghezze d'onda. Dalla figura emergono strutture ottiche caratteristiche delle acque e dei pigmenti in essa contenuti, evidenziabili mediante misure spettrofluorimetriche locali o remote (lidar fluorosensore).

#### 3. IL LABORATORIO LIDAR FLUOROSENSORE PER CAMPAGNE OCEANOGRAFICHE

Viene qui di seguito descritto il laboratorio nella sua ultima versione allestito per la partecipazione alla campagna oceanografica antartica [6]. La strumentazione è stata alloggiata all'interno di in un container ISO 20", progettato seguendo gli standard antartici, in modo tale da poter operare in modo continuo durante la navigazione. Il sistema complessivo comprende un lidar fluorosensore a 12 canali, uno spettrofluorimetro ed un PAM (Pulse Amplitude Modulator), per la validazione dei dati lidar, un GPS per la georeferenziazione e un radiometro per la misura della radianza solare. Attraverso una finestra ottica ed uno specchio esterno il fascio laser viene inviato sulla superficie marina mentre il segnale di ritorno è raccolto dal telescopio all'interno del container e poi processato da opportuna strumentazione opto-elettronica (*Fig. 2*).

Il sistema è stato collegato alla rete interna della M/N, creando un sito a libero accesso ove i risultati in forma preelaborata sono stati rilasciati giornalmente consentendone l'uso immediato agli altri gruppi partecipanti alla campagna oceanografica.



Fig. 1 - Spettri di fluorescenza di un campione di acqua di mare superficiale antartico: a)  $\lambda_{exc}=230$ nm; b)  $\lambda_{exc}=266$  nm; c)  $\lambda_{exc}=355$  nm d)  $\lambda=480$ nm; e)  $\lambda=530$ nm. [75° 00' 57"S, 164° 24' 65 "E; 10/12/97].



Fig. 2 - Laboratorio Lidar Fluorosensore per la campagna antartica (vista laterale), sono schematizzati gli alloggiamenti dei principali componenti del sistema lidar, la strumentazione di controllo e i sistemi di calibrazione.

## 3.1. Il Lidar fluorosensore

L'apparato lidar fluorosensore è stato realizzato in modo tale da rispondere ai requisiti di massima sensibilità nel maggior numero di canali spettrali, da poter operare sia in singolo che in doppio impulso e da controllare e registrare anche dati di corredo e di riferimento. In *Fig. 3* è mostrato uno schema dell'apparato, mentre in Tab. 1 sono riportate le principali caratteristiche del sistema.



Fig. 3 - Schema del lidar fluorosensore.

Il trasmettitore utilizzato è un laser a stato solido operante nell'ultravioletto (355 nm), il cui fascio viene inviato in modo coassiale con il ricevitore sulla superficie marina, mentre la fluorescenza emessa dai primi strati di acqua (da 0 a 5 m) è raccolta con un telescopio Cassegrain, analizzata spettralmente con filtri ottici a banda stretta e convertita in segnale analogico tramite un banco di fotomoltiplicatori. Una elettronica ad alta sensibilità, in grado di operare anche con elevati livelli di luce ambiente, è stata progettata e realizzata per questi rivelatori. Questa elettronica fissa la finestra temporale di acquisizione dei dati e abilita l'alta tensione ai fototubi soltanto in coincidenza con l'arrivo del segnale ottico di ritorno, e sottrae automaticamente il fondo spettrale residuo.

Durante la campagna antartica [6] il sistema ha operato ad una frequenza di 10 impulsi al secondo acquisendo segnali di fluorescenza su 8 moduli ADC distinti. Sono stati utilizzati i canali spettrali del Raman dell'acqua (F404), della materia gialla o DOM (F450), della clorofilla (F680) nonché altri canali disponibili (F430, F480, F580, e F650) che completano lo spettro di fluorescenza delle acque marine nella regione del visibile.

L'elettronica di controllo standard VME provvede a definire i parametri ed ottimizzare la strumentazione utilizzata, a gestire l'acquisizione dei dati e a fornire in tempo reale i dati grezzi relativi alle specie monitorate. L'utilizzo di porte accessorie, previste su questa elettronica, ha consentito il controllo contemporaneo durante la navigazione anche di tutta la strumentazione di riferimento, comprendente un radiometro per la misura della radianza solare (PAR) e un ricevitore GPS per la determinazione della posizione geografica. Inoltre sul bus VME era assicurato il collegamento con la rete interna della nave per l'acquisizione dei dati di navigazione.

Trasmettitore	Nd-YAG laser	@ 355 nm			
Pump	Energia	30 mJ			
Probe	Energia	3 mJ			
	Durata impulso	10 ns			
	Ppr	10 Hz			
Espansore	Regolabile	1x - 20 x			
Rivelatore	Hamamatsu PMT	R 3896 (2), R1477 (2), R928 (8)			
	Gated HV	100 - 200 ns			
Filtri	Dicroico	T> 90% (@ 400 nm)			
	Interferenziale	355, 402, 435, 450, 475, 550, 580, 650, 660, 680, 730, 800 nm			
	FWHM 5 nm				
Telescopio	Cassegrain	40 cm dia. F# 1.5			
	Focale	165 cm			
Fibra Ottica	Multifibra Plastica	Dodici Rami			
	Diametro	ingresso 25.4 mm, uscita 7 mm			
	Lunghezza	1 m			
Elettronica	VME	ISA-VME-mixed bus			
	ADC	V265 CAEN 15 Bit			
Computer	VME-CPU	486-100 MHz			
_	embebbed				

Tab. 1- Caratteristiche del sistema lidar fluorosensore

La misura dell'attività fotosintetica del fitoplancton è realizzata dal lidar fluorosensore in maniera originale, utilizzando la stessa sorgente laser che emette coppie di impulsi con energie diversa e tra loro opportunamente ritardati, per determinare la *resa di fluorescenza* ( $Y_{PP}$ ) con il metodo *pump-and-probe* [10, 12]. La tecnica consiste nel misurare il segnale di fluorescenza della clorofilla (LIF1 e LIF2) indotti dall'impulso laser di *probe* prima (LIF1) e dopo (LIF2) l'invio di un impulso di *pompa* di elevata energia [13] che ha la funzione di chiudere i Centri di Reazione. In questo caso è possibile determinare la resa di fluorescenza come:

 $Y_{PP} = (LIF2 - LIF1)/LIF2$ 

(1)

Da questo parametro è possibile stimare la resa apparente del trasporto elettronico ETR (Electron Transport Rate), misurando simultaneamente la radiazione fotosinteticamente attiva PAR (Photosynthetically Active Radiation [µmoli di quanti m<sup>-2</sup> sec<sup>-1</sup>]), come:

 $ETR = 0.5 * k * Y_{PP} * PAR$  [µmoli di elettroni m<sup>-2</sup> sec<sup>-1</sup>] (2) dove il termine 0.5 considera l'assorbimento di due quanti per il trasporto di un elettrone [14], mentre la costante k ( $\cong$  1) include l'efficienza ottica del sistema biologico adibito alla raccolta della luce LHA (Light Harvesting Antennae) e il coefficiente di estinzione dell'acqua alle lunghezze d'onda utilizzate [15].

#### 3.2. Strumentazione accessoria

Durante la campagna oceanografica sono stati utilizzati, in linea sull'impianto, uno spettrofluorimetro ed un fluorimetro ad ampiezza modulata (PAM) necessari per la calibrazione dei dati acquisiti dal lidar fluorosensore e per misure accessorie.

#### 3.2.1. Spettrofluorimetro

Questo strumento misura lo spettro di fluorescenza emessa da campioni liquidi, al variare della lunghezza d'onda di eccitazione, utilizzando un primo monocromatore per la selezione della lunghezza d'onda di eccitazione e un secondo per la selezione delle lunghezze d'onda della fluorescenza. La lunghezza d'onda di eccitazione può essere variata nell'intervallo 190-800 nm.

Per ogni campione prelevato durante la campagna, in superficie e/o a 5 m di profondità, sono stati acquisiti automaticamente dallo strumento una serie di spettri d'emissione a diverse lunghezze di eccitazione (230, 266, 355, 480, 500, 530 nm), sulla base dei quali sono stati selezionati i canali spettrali più significativi per una caratterizzazione completa della qualità delle acque in esame e per l'identificazione di pigmenti algali. In particolare, si è scelto di ridurre i dati in modo da ottenere le' seguenti quantità: trasparenza, componenti UV e visibili del DOM, pigmenti del fitoplancton.

I canali spettrali esaminati, sono riportati in Tab. 2, insieme con i simboli dei contenuti, integrati su una banda di 10 nm.

Bande Naturali	λ <sub>exc</sub>	λ <sub>em</sub>	Note		
Raman	230	249	Trasparenza		
Tyrosine	230	305	Tyrosine-like fluorescence		
Tryptophan	230	345	Tryptophan-like fluorescence		
DOM	230	380	UV-DOM fluorescenza		
Raman	266	292	Trasparenza		
Tryptophan	266	345	Tryptophan-like fluorescence		
DOM	266	380	UV-DOM fluorescenza		
Raman	355	403	Trasparenza		
Humic and fulvic acids	355	445	DOM fluorescenza		
Phycoerithrin	355	580	Pigmento Algale		
Allophycocyanin	355	650	Pigmento Algale		
Chlorophylls	355	680	Chlorophyll- Pigmento Algale		
Blue-green pigments	480	510	Pigmento Algale di Degrado		
Humic and fulvic acids	480	545	Coda della fluorescenza del DOM		
Raman	480	571	Trasparenza		
Chlorophylls-a	480	680	Chlorophyll-a Pigmento Algale		
Phycoerithrin	530	575	Pigmento Algale		
Phycocyanin	530	630	Pigmento Algale		
Raman	530	644	Trasparenza		

Tab. 2- Schema delle bande di analisi dati nelle misure spettrofluorimetriche

La calibrazione con campioni standard, che è stata effettuata in collaborazione con le altre unità operative, permette di convertire i dati fluorimetrici dalle unità Raman a valori assoluti di concentrazione. In particolare per le alghe, previa analisi di monocolture, lo strumento consente di identificare la specie dominante incontrata, rilevando la presenza di pigmenti accessori caratteristici (carotenoidi, xantofille, feopigmenti, ecc.), e di determinarne la concentrazione dall'intensità del picco rosso d'emissione della clorofilla. Gli spettri ottenuti selezionando la stessa lunghezza d'onda di eccitazione della sorgente laser del lidar (355 nm) vengono utilizzati per calibrare il sistema di analisi remota delle acque marine.

## 3.2.2. PAM

Per monitorare l'efficienza del meccanismo di fotosintesi clorofilliana nelle alghe, viene impiegato un Fluorimetro ad Ampiezza Modulata (PAM; Walz 101 ed accessori). La resa di fluorescenza misurata permette, infatti, di risalire a parametri di funzionamento dell'apparato fotosintetico delle alghe (trasporto elettronico, quenching fotochimico e non fotochimico) alle condizioni ambientali (radianza solare, temperatura) in cui si trovano [16, 17]. Questo strumento consente inoltre di misurare la

velocità di crescita di ceppi algali selezionati, al variare dell'intensità della luce di attivazione, e viene infine impiegato come riferimento per il lidar fluorosensore operato in modo Pump-and-Probe.

Per un campione di fitoplancton adattato al buio, la fluorescenza variabile è definita come  $F_V = F_M - F_0$ , dove  $F_M e F_0$  rappresentano la fluorescenza emessa dalla clorofilla in risposta alla stimolazione di un impulso di luce saturante e a uno di bassa intensità stazionario. Il rapporto  $F_v / F_m$  è strettamente collegato alla resa quantica del processo fotochimico (numero di reazioni fotochimiche/quanti assorbiti) [18]. Se il campione è esposto ad una luce attinica costante, la risposta all'impulso debole e a quello intenso diviene  $F_S e F'_M$ , e il loro rapporto diviene  $\Delta F / F'_M = (F'_M - F_S) / F'_M$ . A questo punto è possibile calcolare il trasporto elettronico apparente ETR (Electron Transfer Rate) come ETR= 0.5\*k\* $\Delta F / F'_M$ \*PAR, dove le costanti hanno lo stesso significato e valore come discusso nella eq. 2.

Questo termine ETR e i parametri derivati ( $I_k$  and  $PAR_{SAT}$ ) possono essere utilizzati per la stima della produttività primaria dell'area marina investigata, avendo considerato le proprietà analitiche della popolazione fitoplanctonica dominante (concentrazione di Chl-a, coefficiente di assorbimento) e le condizioni ambientali (temperatura, spettro e intensità della radiazione solare incidente).

I limiti di sensibilità dello strumento hanno richiesto la filtrazione di circa 10 litri di acqua di mare per concentrare il fitoplancton su una membrana di 30  $\mu$ m. Il campione biologico è stato poi successivamente ridisciolto in un volume minore della stessa acqua di mare ed adattato al buio per almeno due ore, alla stessa temperatura esterna in un bagno di acqua di mare corrente. Curve di crescita dell'attività fotosintetica sono state determinate seguendo il protocollo di Hartig and Colijn [16], per esposizioni del campione ad intensità luminose crescenti dal buio fino a 2000 [ $\mu$ moli di quanti m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>]. La nomenclatura, le abbreviazioni e le formule utilizzate nelle misure di fluorescenza sono state adottate in accordo a van Kooten and Snel 1990. A titolo di esempio, viene riportata in *Fig.* 4a la risposta di fluorescenza di un campione di fitoplancton antartico concentrato al variare della luce attinica, mentre nella Fig. 4b la curva ETR verso PAR ove sono indicati i parametri I<sub>k</sub> e PAR<sub>SAT</sub> ottenuti per estrapolazione geometrica.

## 4. CAMPAGNE DI MISURA

Differenti scenari sono stati investigati durante l'attività di monitoraggio delle acque, e diverse acque marine sono state analizzate e caratterizzate sia a distanza con il lidar fluorosensore che localmente con lo spettrofluorimetro. A parte i segnali di fluorescenza della clorofilla e del DOM, è stata osservata la presenza di inquinanti organici o oli di tipo grezzo in alcuni siti ad elevato tasso di inquinamento.



Fig. 4 - Misura di fluorescenza modulata (PAM) su un campione di fitoplancton antartico concentrato:  $[10/12/97; UTC (75^{\circ} 26.983' S, 165^{\circ} 55.15' E)]$ : a) intensità di fluorescenza al variare della luce attinica (AL; in unità µmoli di quanti m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>): F<sub>m</sub> fluorescenza massima (triangoli verdi) e F<sub>s</sub> fluorescenza stazionaria (tondi rossi); b) Electron Transport rate (ETR) verso PAR, con l'indicazione di I<sub>k</sub> e PAR<sub>SAT</sub>.

#### 4.1. Laguna di Venezia: integrazione dati passivi

Lo stream dei dati lidar georiferiti può essere utilizzato con successo per la taratura di immagni aeree o satellitari e quindi per estendere la dimensione trasversa osservata, che è confinata a pochi metri durante la scansione con il natante, ai diversi chilometri dell'immagine di radianza. In questo modo vengono prodotte delle mappe tematiche, in unità assolute corrispondenti alle differenti sostanze osservate.

Durante il monitoraggio della laguna di Venezia [5], sono state acquisite delle immagini digitali da un sistema Daedalus AA3500 installato su un veivolo della Guardia di Finanza. Questo sistema operava nella banda spettrale UV (0.38  $\mu$ m) e nell'Infrarosso termico (11  $\mu$ m), con un IFOV da 2.5 a 5 mrad e una resoluzione radiometrica di 8 o 12 bit/pixel, acquisendo immagini alle quote di 400 e 3000m in modo quasi contemporaneo con le misure lidar.

Le immagini passive, dopo opportuna elaborazione e georeferenziazione con cartografia digitale IGMI e restituzione in proiezione UTM, sono state elaborate in ambiente ARC/INFO ed integrate con i dati lidar opportunamente calibrati [19]. La realizzazione di mappe tematiche relative alle varie sostanze

monitorate (DOM, Chl-a, olii, PAH) ha permesso di identificare la sorgente dell'inquinante con elevata precisione. In *Fig.* 5 è mostrata la distribuzione di clorofilla misurata con il lidar fluorosensore, utilizzando come base cartografica l'immagine infrarossa acquisita dallo scanner. Elevati valori di concentrazione di alghe verdi (Chlorophycae) sono stati osservati nella maggior parte dei canali interni ed in particolare lungo il canale del fiume Dese e nei bacini chiusi di Marghera.



Fig. 5 - Mappa della concentrazione lidar della clorofilla-a nella Laguna di Venezia (Novembre 1997).



Fig. 6 - Mappa di DOM nella zona dell'aeroporto di Venezia Tessera (Novembre 1997). Per concessione degli autori [19].

Lo stream dei dati lidar ha permesso di effettuare una calibrazione delle immagini di radianza acquisite dal sensore aereo [19]. In *Fig.* 6 è riportata l'elaborazione dei dati di radianza per il DOM acquisita dall'aereo nella zona dell'aeroporto di Venezia (Tessera). Dalla figura emerge chiaramente lo sbocco del canale di Tessera in cui la concentrazione di DOM è elevata.

La produzione di mappe tematiche dettagliate relative ai vari canali del DOM e clorofilla, indicatori di inquinamento antropico, hanno permesso di indicare con dettaglio le zone della laguna affette da fenomeni di eutrofizzazione. Le altre determinazioni, PAH ed oli grezzi, hanno evidenziato un livello di inquinamento industriale chiaramente segnalato nella zona di Marghera.

#### 4.2. XIII Spedizione Antartica

Il mare di Ross è un particolare ecosistema marino antartico che presenta fasi evolutive dinamiche molto rapide durante lo scioglimento dei ghiacci con formazione di blooms fitoplanctonici, particolarmente nelle zone di polynya, che ne modificano localmente la produttività. Il plancton, presente nelle sue diverse specie di pico, nano e micro, è a sua volta la prima preda della catena alimentare che passa dal krill, ai pesci, ai mammiferi come le orche e le balene, fino agli uccelli. Nei due mesi di attività in nave, comprendenti la campagna oceanografica e i transetti di trasferimento da e verso la Nuova Zelanda, il laboratorio ENEA ha operato effettuando misure in modo remoto con il sistema lidar fluorosensore, e locale con lo spettrofluorimetro e il PAM. Il primo leg della campagna oceanografica è iniziato il 23/11/97 alla partenza dal porto di Christchurch in Nuova Zealand (43° 32' S 172° 37' E) ed è terminato al ritorno a Dunedin (45° 53' S 170° 31' E) il 14/1/98.

Per quanto concerne i dati lidar relativi alla fluorescenza del canale della chlorofilla-a, è stato possibile eseguire una calibrazione confrontando le misure remote con le determinazioni puntuali eseguite in loco. L'elevata correlazione trovata (R=0.97) ha permesso di restitutire i dati lidar in unità di  $\mu g/l$  [6]. In *Fig.* 7 è riportata la distribuzione in falsi colori della clorofilla nella zona del Mare di Ross utilizzando una base cartografica digitale dell'area investigata, mentre in tabella 3 sono riassunti alcuni valori tipici misurati per la clorofilla, il DOM, Y<sub>PP</sub> ed ETR misurati in corrispondenza di siti particolari o di moorings idrografici.



Fig. 7 - Mappa tematica della distribuzione della clorofilla lidar misurata durante la traversata nella zona del mare di Ross. Sono riportati i siti di mooring (B, D, H).

Gli sviluppi di bloom algali nella stagione estiva australe sono particolarmente influenzati dallo scioglimento dei ghiacci e dai venti catabatici che sono presenti in questa area. È quindi naturale osservare escursioni di concentrazione di clorofilla già nell'attraversamento dell'oceano australe, come riportato nelle ultime due righe della *Tab. 3*.

La zona di mare dall'isola di Coulman fino a Cape Adare è stata monitorata in dettaglio eseguendo una scansione lungo i paralleli e i meridiani, con transetti di 100 km. Valori elevati di clorofilla sono stati misurati in corrispondenza di bloom algali, presenti in forma di chiazze della dimensione media di 8 km. Il graduale allargamento di questo fenomeno è confermato dai valori misurati vicino al mooring B nei periodi 30/12/97 e 18/12/97 (*Tab. 3*).

Site	LatLong.	Date	Chl-a	DOM	Y <sub>PP</sub>	ETR
Mooring D	75°08.46'S-164°27.26'E	10/12/97	0.96	1.80	0.30	5
Mooring H	75°54.105'S-177°44.067'W	14/12/97	0.13	0.30	0.10	5
Mooring B	73°59.94'S-175°46.06'E	18/12/97	0.20	0.50	0.15	70
Mooring B	73°59.812'S-175°10.101'E	30/12/97	1.60	0.28	0.13	10
Baia di Terranova	75°51.70'S-164°11.59'E	10/12/97	0.20	0.32	0.29	103
Baia di Terranova	75°51.70'S-164°11.59'E	3/1/98	2.56	1.03	0.10	10
Cape Adare	71°55.93'S-172°24.01'E	28/12/97	0.36	0.28	0.23	50
Cape Adare	71°23.99'S-174°35.01'E	8/1/98	3.64	0.35	0.10	30
Melting area	66°36.16'S-175°49.21'E	9/1/98	1.38	0.24	0.14	37
Oceano Australe	54°30.06'S-174°59.38'E	12/1/98	0.53	0.08	0.10	41

Tab. 3 - Dati Lidar misurati durante la campaigna antartica: Chl-a [ $\mu g/l$ ], DOM [Ram. un.],  $Y_{PP}$  laser fluorescence yield, ETR[ $\mu$ mol elec. m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>]. Date in [UTC].

## 5. CONCLUSIONI

Il sistema lidar fluorosensore, installato su diverse piattaforme, ha dimostrato di essere uno strumento affidabile per il monitoraggio in tempo relae di vaste aree di mare. La disponibilità di altra strumentazione a corredo, spettrofluorimetro, PAM e GPS, permette di eseguire una caratterizzazione completa delle acque attraversate.

La restituzione dei dati lidar in forma di mappe tematiche in falsi colori delle quantità osservate rende più semplice l'identificazione dei fenomeni naturali o di inquinamento rivelati nelle diverse aree. Questo rende più semplice anche la successiva integrazione con i dati di radianza passivi acquisiti da aereo o da satellite

## Ringraziamenti

Questa ricerca è finanziata dal Progetto Nazionale di Ricerca in Antartide, progetto 5B1.

Si vuole ringraziare la Prof.ssa S. Fonda Umani e la Dr.ssa M. Cabrini per aver fornito i dati di clorofilla della campagna antartica. Inoltre si ringrazia particolarmente i colleghi del Dip. INN-RIN, Dr. F. Borfecchia, Dr. A. Cimbelli, Dr. L. De Cecco, Dr. A.B. Della Rocca e Dr. S. Martini per avere contribuito alla elaborazione ed integrazione dei dati passivi.

## Bibliografia

R. BARBINI, F. COLAO, R. FANTONI, A. PALUCCI, S. RIBEZZO. Laser remote monitoring of the plant and algae photosynthetic efficiency. 3<sup>rd</sup> EARSeL Workshop on Lidar Remote Sensing of Land and Sea, Tallin, Estonia 17-19 July 1997.

R. BARBINI, F. COLAO, R. FANTONI, A. PALUCCI, S. RIBEZZO. Remote sea water quality monitoring by means of a lidar fluorosensor. Proceeding SPIE Int. Opt Soc. 2586 Global process monitoring and remote sensing of the Ocean and sea ice, Eds. D.W. Deering and P. Gudmandsen pp 46 - 55 (1995).

R. BARBINI, F. COLAO, R. FANTONI, A. PALUCCI, S. RIBEZZO. Lidar monitoring of Dinoflagellate algal bloom on the Swedish cost. G. Cecchi, T. Lamp, R. Reuter, K. Weber Eds. SPIE Proceed. Vol. 3109 (1997).

R. BARBINI, F. COLAO, A. CONTU, R: FANTONI, R. HABEL, A. PALUCCI, A. ULZEGA, S RIBEZZO, I. USAI, R. ZOCCALI. "Campagna di misure sulle acque marine del Golfo di Cagliari". ENEA Report RTI/INN/FIS/98/05.

BARBINI R., FANTONI R., COLAO F., PALUCCI A., RIBEZZO S., "Shipborne laser remote sensing of the Venice lagoon". Int. Jou. of Remote Sensing, 1999 in press (accepted oct. 22 '98).

BARBINI, R., R.FANTONI, F.COLAO, A.PALUCCI, S.RIBEZZO, "Differential lidar fluorosensor system used for phytoplankton Bloom and sea water quality monitoring in Antarctica". Int. Jou. of Remote Sensing, special issue on Algal blooms, in press (accepted at 17/2/99).

S. DETERMANN, R. REUTER, P. WAGNER, T WILLKOMM. Fluorescent matter in the eastern Atlantic Ocean. Part 1: method of measurement and near-surface distribution. Deep-Sea Research I, 41, pp. 659-675.

PATSAYEVA, S., AND REUTER, R., 1995 Spectroscopy study of major components of dissolved organic matter naturally occurring in the water, *In Global Process Monitoring and Remote Sensing of the Ocean and Sea Ice*, D. W. Deering, P. Gudmansen Eds., SPIE Proceed. International Optical

#### Society 2586: 151-160.

BARBINI R., COLAO F., FANTONI R., PALUCCI A., RIBEZZO S., MICHELI C., "Design and application of a lidar fluorosensor system for remote monitoring of phytoplankton", ICES Journal of Marine Science, 55, pp.793-802, 1998.

BARBINI R., COLAO F., FANTONI R., PALUCCI A., RIBEZZO S., DI MARCO G., MASSACCI A., LORETO F. Photosynthetic activity and electron transport measurements using laser pump-and-probe technique. Remote Sensing Reviews, 15, pp. 323-342 (1997).

BRISTOW, M., NIELSEN, D., BUNDY, D., FURTEK, R., 1981, Use of Raman emission to correct airborne laser fluorosensor data for effects of water optical attenuation, *Applied Optics*, **20**, 2889-2906.

CHEKALYUK A.M. AND GORBUNOV M.YU. Lidar in situ study of sun light regulation of phytoplankton photosynthetic activity and chlorophyll fluorescence. *Proc. SPIE Int. Soc. Opt. Eng.*, **1922**, 421 - 427 (1993).

R. BARBINI, F. COLAO, R. FANTONI, A. PALUCCI, S. RIBEZZO. *Computational analysis of the photosynthesis reaction steps*. 10<sup>th</sup> Int. Con. of Photosynthesis. Montpelier, August 1995.

Schreiber, U. 1994. New emitter detector cuvette assembly for measuring modulated chlorophyll fluorescence of highly diluted suspensions in coinjunction with the standard PAM fluorometer. Zeitschrift für Naturforschung, **49C**: 646-656.

GITELSON ANATOLY G., LAORAWAT SUPAT, KEYDAN GALYA P. AND VONSHAK AVIGAD. 1995. Optical proprieties of dense algal cultures outdoors and their application to remote estimation of biomass and pigment concentration in Spirulina platensis (Cyanobacteria). Journal Phycology 31: 828-834.

HARTIG, P., AND COLIJN F., 1996. Pulse-amplitude-modulation-fluorescence (PAM) a tool for fast assessment of primary productivity in the sea? In Integrated Marine System analysis, J. Baeyens, F. Dehairs, L. Goeyens, Eds., VUB Bruessel, pp. 103-121.

KOLBER Z. AND FALKOWSKY P.G. Use of active fluorescence to extimate phytoplankton photosynthesis in situ. *Limnol. Oceanog.*, **38**, 1646 - 1665 (1993).

GENTY B., BRIANTAIS J.M., BAKER N.R. The relationship between the quantum yield of photosynthetic electron transport and quenching of chlorophyll fluorescence. Biochim. Bio phys. Acta 990: 87-92 (1989).

BORFECCHIA, F., CIMBELLI, A., DE CECCO, L., DELLA ROCCA, A.B., MARTINI, S., BARBINI, R., COLAO, F., FANTONI, R., PALUCCI, A., RIBEZZO, S. "Integrated remote sensing mission on the Venice Lagoon". G. Cecchi, G. D'Urso, E. T. Engman P. Gudmansen Eds. *SPIE Proceed.* 2959: 162-170, 1996.

#### **VARIABILI FISICHE: IL VENTO**

## Pascal Lecomte\* e Laura Aguzzi\*\* \* ESA/ESRIN, Frascati

\*\* Laboratorio di Ecologia Sperimentale ed Acquacoltura, Università di Roma "Tor Vergata"

## **1. INTRODUZIONE**

Il vento rappresenta, insieme alla temperatura e alla precipitazione, uno dei più importanti fattori meteorologici in grado di influenzare la nostra vita quotidiana.

A seconda della sua natura, il vento può allietare l'uomo con la sua rinfrescante brezza estiva, farlo soffrire con le tempeste fredde invernali, oppure mettere in pericolo la sua sopravvivenza con i cicloni ed i tornado, ma solo recentemente, dalla fine del diciassettesimo secolo, gli scienziati hanno iniziato a dare una spiegazione alla "macchina meteorologica".

L'inventore della parola "meteorologia" fu probabilmente Aristotele, nel quarto secolo a.c., che utilizzò questo termine durante una lezione ai suoi studenti, in cui spiegava le cause dei fulmini, dei venti e delle tempeste. Egli scrisse le sue conclusioni in un libro che intitolò "meteorologia". Anche se queste conclusioni erano per la maggior parte errate, a queste venne fatto riferimento per circa 2000 anni.

La consapevolezza dell'importanza dello studio dei venti ebbe inizio con l'espansione della navigazione. Infatti, molte erano le navi che si perdevano durante le tempeste, dalla "grande armata" del 1588, alle più recenti sciagure, come quella avvenuta nel dicembre 1944, durante la seconda guerra mondiale dove, a causa del tifone Cobra, la flotta americana perse tre navi, 150 aerei e 750 uomini, senza contare tutti i danni.

Rapidamente, con l'invenzione dell'anemometro nel 1667, divenne possibile stimare il vento sulla superficie terrestre, ma rimase impossibile ottenere delle misure significative che coprissero le aree oceaniche fino all'avvento degli scatterometri.

Un primo tentativo venne fatto con Seasat nel 1978, il quale però funzionò per soli 100 giorni. Nel 1991 l'ESA (European Space Agency) lanciò ERS-1, seguito nel 1995 da ERS-2; entrambi erano dotati di scatterometri che da allora effettuano misure del vento che vengono distribuite in meno di tre ore agli uffici meteorologici di tutto il mondo, per essere inseriti nei propri modelli di previsione meteorologica.

Oggi è possibile prevedere la traccia di un ciclone con una buona probabilità e salvare molte vite umane, che solo 200 anni fa sarebbero state inevitabilmente colpite dall'evento a causa del mancato allarme.

#### 2. IL VENTO E LA SUA IMPORTANZA

Il vento costituisce il naturale movimento dell'aria sulla superficie terrestre e negli strati più alti dell'atmosfera.

Il movimento e l'interazione dinamica dei venti principali, ad ampia scala, dipendono dall'esistenza di un continuo gradiente di pressione atmosferica, o differenza di pressione, come stabilito dall'incessante interazione tra la "alta" e "bassa" pressione nella meteorologia.

Come l'acqua scorre verso il basso, così anche l'aria fluisce sempre da un'area di alta pressione atmosferica verso una di bassa pressione.

Questo continuo adoperarsi per un assestamento dinamico della pressione e della distribuzione di densità è alla base di tutti i venti, dai più grandi uragani che si sviluppano sugli oceani, ai più piccoli "dust devil" del deserto o "whirly" dell'Antartide.

Il vento è il principale responsabile di molti eventi naturali che avvengono sulla terra. Le onde degli oceani, così come il movimento e la direzione delle correnti oceaniche e, in generale, lo stato del mare, sono tutti eventi correlati con il moto e l'intensità dei venti superficiali. I cavalloni possono essere prodotti dall'incremento della forza dei venti superficiali negli uragani. Sulla terra ferma, le tempeste di polvere o di sabbia sono il prodotto dell'azione del vento, come lo sono le dune di sabbia e il costante dinamismo topografico delle regioni desertiche. Il vento rappresenta un primario agente geologico sia nell'accumulo che nella denudazione, attraverso la deposizione di materiale fine e l'erosione dei suoli originari.

L'essiccante azione dei venti è importante per molti aspetti della vita quotidiana ed i loro effetti nel trasporto attivo di materiale sono ampi, intervenendo materialmente, ad esempio, nella impollinazione delle piante e dei fiori. Inoltre, vengono utilizzati come forza motrice nelle imbarcazioni a vela o come sorgente di energia nei mulini a vento e ancora come mezzo nella navigazione aerea.

## 2.1. Campo di pressione

I movimenti a larga scala dei venti sulla superficie terrestre, originati come flussi d'aria tra sistemi contigui di alta e bassa pressione, sono modificati da:

- Rotazione della terra
- Frizione superficiale

- Fattori locali di temperatura e convezione termale
- Movimenti frontali
- Natura e topografia della superficie terrestre.

Poiché i sistemi di pressione si muovono sulla superficie terrestre, la direzione e la velocità dei venti locali cambia di conseguenza.

All'interno di ogni sistema di pressione atmosferica ci sono tre forze al lavoro. La prima di queste è in ogni caso una forza reale, le altre due sono effettive ma fisicamente hanno una influenza illusoria. All'interno di un sistema a bassa pressione (ciclonico) abbiamo:

- Gradiente di pressione che agisce radialmente verso l'interno
- Forza centrifuga che agisce verso l'esterno
- Forza di Coriolis che agisce verso l'esterno.

All'interno di un sistema ad alta pressione (anticiclonico) abbiamo:

- Gradiente di pressione che agisce radialmente verso l'esterno
- Forza centrifuga che agisce verso l'esterno
- Forza di Coriolis che agisce verso l'esterno.

Queste relazioni sono valide per l'emisfero settentrionale.

Il risultato finale è l'equilibrio che si stabilisce tra queste diverse forze.

Liberi dagli effetti della frizione con il suolo, i venti si muovono parallelamente all'isobara di una mappa delle condizioni atmosferiche, o in sistemi di circolazione chiusi (antiorari, di bassa pressione; orari, di alta pressione), o nelle corrispondenti direzioni di movimento lungo aperti "valichi" e "linee di alte pressione".

La relazione tra questi sistemi di pressione ed il vento da loro prodotto potrebbe essere determinato dalla legge di Buys e Ballott:

"Di spalle al gradiente di vento, nell'emisfero settentrionale, l'alta pressione si trova sulla destra e la bassa pressione sulla sinistra"

Come funzione dei gradienti di pressione esistenti, le velocità del vento sono sempre più alte dove le isobare sono più vicine, intorno ad un sistema di bassa pressione atmosferica, e calmi nel centro di un sistema di alta pressione.

Alla superficie della terra, la frizione tra l'aria ed il suolo agisce in modo da produrre una diminuzione della velocità del vento ed una risultante rotazione del vento attraverso le isobare verso le regioni di bassa pressione. L'angolo di deflazione interna è di circa 30° - 45° sulla terra e di 20° sul mare.

#### 2.2. Venti a bassa quota

I movimenti dei venti nella più bassa atmosfera sono influenzati sia dalla frizione con il suolo e la superficie del mare, sia dalla turbolenza prodotta da fattori termici e meccanici. La frizione che deriva dalla interazione tra l'aria ed il suolo si estende dallo strato limite di "Prandtl", immediatamente adiacente alla superficie terrestre, fino ad un'altezza media di circa 650 m. Al di sopra i venti sono generalmente indisturbati dalla influenza del suolo e si muovono in accordo con i principali gradienti di pressione atmosferica (differenza di pressione), da sistemi di alta pressione verso quelli di bassa pressione. Questi venti sono, quindi, chiamati "venti di gradiente".

Se il vento si muove uniformemente su un suolo liscio, o su un ampio corpo d'acqua, questo in genere cambia di direzione con l'altitudine secondo un pattern a spirale logaritmica conosciuta con il nome di Spirale di Ekman.

Nell'emisfero settentrionale, all'interno di questa spirale il vento cambia direzione (con una rotazione oraria) con l'altitudine, fino al livello dove l'influenza del suolo non si fa più sentire, anche chiamato livello "del vento di gradiente", dove esso devia bruscamente direzione.

La velocità del vento aumenta in maniera equa e costante con l'altitudine fino a raggiungere il livello del vento di gradiente, dove esso aumenta se la distanza tra le isobare adiacenti a questo livello è piccola, ma diminuisce se lo spazio tra le isobare diventa più ampio. A livello del vento di gradiente, o al di sopra, la direzione del vento è quasi parallela alla direzione delle isobare.

Quando le isobare dei livelli superiori sono approssimativamente dritte, e la forza di Coriolis prodotta dai movimenti del vento lungo le isobare bilancia giusto il gradiente di pressione, il vento di gradiente è chiamato geostrofico; se le isobare sono curvate ed entra in gioco la forza centrifuga, il vento di gradiente è chiamato ciclostrofico. L'equazione dei venti geostrofici, che definisce la velocità dei venti dritti al di sopra del livello del vento di gradiente è la seguente:

$$V_G = \frac{\frac{dp}{dn}}{2\omega\rho\sin\phi}$$

dove  $V_G$  è la velocità del gradiente di vento,  $\rho$  è la densità media dell'aria, dp/dn è il gradiente di pressione orizzontale,  $\omega$  è la velocità angolare della rotazione della terra, e  $\phi$  è la latitudine.

#### 2.3. Venti ad alta quota

L'osservazione dei movimenti del vento ad alta, per mezzo di palloni, rivela un aumento medio della velocità del vento con l'altezza nella troposfera e un decremento della velocità nella bassa stratosfera. Ancora più in alto, nella stratosfera, la velocità del vento potrebbe raggiungere i 300 km/h.

Comunque, condizioni di quasi o assoluta calma piatta sono state occasionalmente osservate a grandi altitudini nella stratosfera. Esistono altre possibili variazioni della velocità del vento con l'altezza; queste sono attribuibili all'esistenza di alti e bassi sistemi di pressione nella più alta atmosfera ed alle particolari proprietà termiche associate a questi sistemi.

#### 3. LE SCALE DI MISURA DEL VENTO

I venti prevalenti, che risultano dalla circolazione planetaria a larga scala dell'atmosfera, come effetto della forza di Coriolis, sono descritti in *Fig. 1*. Questi venti comprendono i grandi venti da ovest "westerlies", gli alisei ed i grandi venti polari da est "polar easterlies".



Fig. 1 - Venti prevalenti a larga scala

A piccola scala i venti sono influenzati da diversi fattori, tra i quali l'orografia del terreno. Le montagne determinano un effetto meccanico sul vento, con la produzione di vortici turbolenti nel lato sottovento, raffiche di vento sui picchi e con venti che si incanalano lungo le loro pendici.

La forza sollevatrice di una massa d'aria in corrispondenza di una montagna, con il conseguente flusso verso il basso sul lato sottovento, determina un altro importante effetto: sul lato sopravento della montagna, la massa d'aria umida che risale si espande e si raffredda adiabaticamente con un gradiente termico adiabatico di 4° C ogni 1000 m, l'umidità dell'aria condensa e si formano le nuvole.

Sul lato sottovento della montagna l'aria secca in discesa viene riscaldata con un gradiente termico adiabatico di 10° C ogni 1000 m. Questo determina una brusco aumento della temperatura dell'aria discendente lungo il lato sottovento della montagna, che va oltre la compensazione del raffreddamento adiabatico prodotto dall'aria in risalita. L'umidità relativa si abbassa bruscamente (fino all'80%) ed il vento che ne risulta è estremamente caldo e secco. Questi venti caldi e secchi proseguono oltre i pendii della montagna e ciò che ne risulta vengono chiamati venti catabatici o tipo "foehn" (*Fig. 2*).

Un altro importante fattore che ha effetto sui venti è la convezione termica. Il riscaldamento delle masse d'aria al suolo, dovuto alle radiazioni solari, determina una espansione dell'aria che diventa meno densa e si muove verso l'alto. Durante la risalita l'ambiente circostante è sempre più freddo, quindi le masse di aria si contraggono e aumentano di densità, di conseguenza aumentano di peso e quindi di nuovo scendono. Si genera così un pattern chiuso di circolazione, processo conosciuto come convezione. Le forti correnti d'aria e i cosiddetti "venti termici" potrebbero essere il risultato di questo processo.



Fig. 2 - Formazione di venti catabatici caldi e secchi.

Nei primi cento metri dal suolo, il movimento del vento è caratterizzato dalla turbolenza meccanica, influenzata in larga misura dalla "rugosità" dalla superficie terrestre. In funzione sia della influenza termica che meccanica, risultano vari tipi di venti turbolenti, classificabili come vortici, fontane di aria, vuoti d'aria, torrenti d'aria e altri.

I venti termici potrebbero combinarsi con quelli meccanici e con le influenze orografiche per creare una grande varietà di venti locali con una vasta distribuzione geografica e che si identificano con diversi nomi comuni.

## 4. LO STRATO LIMITE

L'altezza alla quale viene effettuata la misura del vento è molto importante. La velocità del vento è, infatti, fortemente influenzata dal contatto con la superficie marina o, più in generale, da quella terrestre.

Nel punto limite di contatto tra atmosfera e mare le molecole d'aria hanno la stessa velocità delle molecole d'acqua e la loro velocità aumenta con l'altitudine.

La porzione di atmosfera in cui la velocità del vento è influenzata dal contatto con la superficie viene chiamato "strato limite".

La Fig. 3 mostra un esempio teorico dell'andamento della velocità del vento in relazione all'altitudine. La forma della curva dipenderà principalmente dalla stabilità dell'atmosfera, a sua volta influenzata dalla temperatura dell'aria e del mare, dalla umidità e dalla pressione, dallo stato del mare e, più in generale, da tutti quei parametri fisici che descrivono l'interfaccia aria-acqua. Tipicamente, tutte le misura del vento a livello del mare sono "corrette" e vengono riportate ad una altitudine standard di 10 m. Se la misura viene effettuata ad una altitudine maggiore, l'errore che si genera durante la correzione è minimo, in quanto si ha a disposizione un punto di riferimento al di sotto del punto misurato che è rappresentato dalla velocità del vento in prossimità della superficie, velocità considerata prossima allo zero: quindi con una operazione di interpolazione è possibile calcolare la velocità all'altitudine di 10 m. Al contrario, se la misura è effettuata al di sotto dei 10 m, l'errore nella correzione sarà maggiore poiché non si hanno informazioni sul profilo del vento nello "strato limite" al di sopra della posizione del sensore.



Fig. 3 - Andamento teorico dello "strato limite"

## 5. METODI DI MISURA DEL VENTO

#### 5.1. Le navi

Le navi mercantili sono frequentemente utilizzate per fare osservazioni oceanografiche e meteorologiche in mare. Queste barche possono essere di vario tipo, differenti non solo nella taglia ma anche nei metodi che usano per raccogliere dati geofisici.

Se le barche sono piccole, il vento è misurato a pochi metri dalla superficie; al contrario, le petroliere e le navi oceanografiche che fanno lo stesso tipo di misure, hanno il loro anemometro posizionato ad un'altezza maggiore (alcune decine di metri) e, in quest'ultimo caso, il vento può anche essere corretto dall'accelerazione che subisce, dovuta alla struttura della nave stessa.

La qualità delle misure può anche essere molto diversa quando il pescatore fa soltanto una stima della velocità e direzione del vento, e dello stato del mare guardando attraverso l'oblò; oppure quando i sensori calibrati sono adeguatamente installati ed al lavoro.

L'altezza dell'anemometro è molto importante in quanto le misure che vengono effettuate in mare sono fortemente influenzate dalla superficie del mare.

#### 5.2. Le boe

Ci sono diversi tipi di boe, alcune molto piccole, pochi metri sopra il livello del mare; ma anche le piattaforme petrolifere possono essere utilizzate come "boe" per la misura del vento. Anche in questo caso, quindi, l'altezza alla quale vengono effettuate le misure può essere diversa ed avere un forte impatto sulla qualità delle misure stesse.

Il problema principale con le boe è la difficoltà a mantenerle operative, anche a causa della fragilità dei sensori, che non possono essere mantenuti operativi a lungo, soprattutto in condizioni di maltempo. Un altro importante problema è dovuto al fatto che i dati vengono registrati ogni ora come valore medio calcolato su un periodo di dieci o venti minuti.

L'uso delle navi e delle boe, da il vantaggio di fornire serie temporali per l'analisi dell'evoluzione del vento, ma da poche informazioni per quanto riguarda la scala spaziale dei fenomeni.

La struttura verticale dell'atmosfera può essere analizzata dai palloni o dagli aerei, ma anche in questo caso, la copertura spaziale rimane limitata.

Lo scatterometro è uno degli strumenti in grado di fornire una copertura spaziale globale necessaria ai meteorologici per capire meglio i fenomeni dell'atmosfera.

## 6. LO SCATTEROMETRO

Lo scatterometro è un radar operante nella banda delle onde centimetriche, in grado di misurare l'intensità del segnale di ritorno dalla superficie; se questa è liscia il segnale risulterà nullo, al contrario, una minima "rugosità" determinerà una riflessione valutabile del segnale.

Lo scatterometro opera ad angoli di incidenza tra i 20 ed i 60-70 gradi dalla verticale, caratteristica che lo differenzia dal radar altimetro, il quale opera ad angoli prossimi al nadir (normale alla superficie).

## 6.1. Specularità e diffusione

La riflessione del segnale radar che si ottiene da una superficie liscia è chiamata riflessione speculare ed è descritta dalle leggi della riflessione di Fresnel.

Un'onda incidente su una superficie rugosa viene parzialmente riflessa nella direzione speculare, ed in parte "diffusa" in tutte le direzioni.

Un radar come lo scatterometro riceve solo la componente "retrodiffusa" dell'energia quindi, teoricamente, uno scatterometro dovrebbe ricevere un segnale nullo da una superficie liscia speculare, ad eccezione di una incidenza sulla normale.

La relazione tra la rugosità della superficie e la diffusione viene qualitativamente illustrata in *Fig 4*. Per una superficie speculare il pattern della radiazione angolare dell'onda riflessa è una funzione delta centrata all'incirca nella direzione speculare.

Per una superficie leggermente rugosa il pattern di radiazione angolare consiste di due componenti: una componente riflessa ed una diffusa. La componente riflessa è sempre nella direzione speculare, ma la sua intensità è minore rispetto al caso della superficie liscia. Questa componente speculare viene spesso chiamata come la componente di "diffusione coerente".

La componente diffusa, conosciuta anche come componente "non coerente", consiste in energia diffusa in tutte le direzioni, ma la sua intensità è minore rispetto alla "componente coerente".

Mano a mano che la superficie diventa più rugosa la "componente coerente" diventa trascurabile. In fine, per una superficie molto rugosa il pattern di radiazione si approssima ad una "superficie Lambertiana", che consiste di sola diffusione.

Una superficie che potrebbe apparire molto rugosa ad una "onda ottica", potrebbe risultare liscia ad una microonda. Questo fenomeno è dovuto al fatto che i gradi rugosità, o più semplicemente la rugosità, di una superficie aleatoria è caratterizzata in termini di parametri fisici che sono misurati in unità di lunghezza d'onda.



Fig. 4 - Contributo relativo della componente coerente e diffusa per superfici a diversa rugosità.

L'oceano rappresenta una superficie rugosa e la variazione teorica angolare della retrodiffusione è mostrata in *Fig. 5*. La foresta pluviale costituisce una superficie molto rugosa con un'elevata intensità di retrodiffusione, mentre il ghiaccio è una superficie poco rugosa con una piccola componente di diffusione.



Fig. 5 - Variazione angolare del coefficiente di retrodiffusione per una superficie mediamente rugosa.

## 6.2. La retrodiffusione su isotropic e non- isotropic targets

Due esempi di target isotropici sono rappresentati dalle foreste pluviali e dal ghiaccio di mare. Entrambi, sebbene siano caratterizzati da una rugosità completamente diversa, non presentano delle direzioni privilegiate, o dei patterns definiti nelle caratteristiche della loro superficie.

Ciò significa che la retrodiffusione statistica non dipenderà dall'angolo di osservazione; l'energia retrodifusa sarà la stessa sia che si osservi la foresta pluviale, o la piattaforma ghiacciata, da Sud o da Est.

L'oceano rappresenta una superficie non isotropica; infatti, la rugosità degli oceani è direttamente correlata alla velocità del vento e alla direzione.

E' importante sottolineare che il grado di rugosità della superficie degli oceani potrebbe essere misurata in termini di parametri statistici, misurati in unità di lunghezza d'onda.

La rugosità che lo scatterometro è in grado di vedere non è rappresentata dall'onda, che misura qualche decina di metri nel mezzo dell'oceano, bensi dalle piccole increspature la cui lunghezza d'onda è di pochi centimetri. Tipicamente, per queste lunghezze d'onda la superficie dell'oceano può essere rappresentata come in *Fig. 6*.



Fig. 6 - Retrodiffusione della superficie dell'oceano rispetto all'angolo di osservazione



Fig. 7 – Relazione tra il coefficiente di retrodiffusione e l'angolo di osservazione in un oceano teorico.

Si può comunque concludere che il coefficiente di retrodiffusione dipende anche dall'angolo di osservazione e che quando l'angolo di osservazione del radar ruota intorno al target, per ogni rotazione il coefficiente di retrodiffusione ha due massimi e due minimi, come viene mostrato in *Fig.* 7.

Questo modello ha due coefficienti che descrivono il principale livello di retrodiffusione,  $A_0$  e la differenza tra la massima e al minima retrodiffusione (divisa per  $A_0$ ).

Con questo modello è impossibile riconoscere se il radar sta guardando "sopravento" (ovvero. l'impulso radar è orientato nella direzione opposta rispetto al vento), o "sottovento" (con l'impulso radar orientato nella stessa direzione del flusso del vento).

Fortunatamente, la superficie delle onde marine ha un aspetto diverso nei due lati (*Fig. 8*); infatti, il lato nascosto alla direzione del vento presenta una maggiore rugosità rispetto a quello esposto al vento, quindi le onde risultano più rugose nel lato sopravento rispetto a quello sottovento.



Fig. 8 - Forma della onda oceanica in presenza di schiuma

L'andamento mostrato in *Fig. 9* prende in considerazione questo nuovo elemento; questo agisce come una perturbazione che dipende direttamente dall'angolo di osservazione e che da la possibilità di valutare la direzione del vento senza ambiguità.



Fig. 9 - Dipendenza dell'angolo di osservazione dal coefficiente di retrodiffusione, per una superficie oceanica reale

### 7. CONCLUSIONI

I dati degli scattererometri ERS-1 ed ERS-2 vengono oggi utilizzati quotidianamente dagli uffici meteorologici in tutto il mondo ed inseriti nei loro modelli di previsione. E' stato dimostrato che l'utilizzo di questi dati migliora le previsioni meteorologiche, non solo nell'emisfero meridionale, dove i dati acquisiti con gli strumenti di tipo tradizionale sono scarsi, ma anche nell'emisfero settentrionale, dove viene dato con migliore precisione il posizionamento delle strutture atmosferiche, in particolare delle "basse pressioni".

I dati forniti dall'ERS-scatterometro vengono anche utilizzati per ottenere maggiori informazioni riguardo alla copertura glaciale delle aree Artiche ed Antartiche e per seguire l'evoluzione di ampie aree difficili da esaminare a larga scala, come le foreste pluviali ed i deserti.

Nuove applicazioni sono state sviluppate, in particolare, per monitorare l'umidità del suolo nelle **sahelian area**. In questo progetto i dati relativi all'umidità superficiale del suolo, ottenuti tramite lo scatterometro, sono trasformati in informazioni utili in campo agricolo, soprattutto la loro interazione con lo sviluppo dei raccolti e dei pascoli.

Nel 2003 sarà lanciato METOP-1, equipaggiato di un nuovo strumento, ASCAT, ovvero "Advanced Scatterometer" Questo nuovo strumento completa il concetto dell'ERS-scatterometro, aggiungendo tre nuove antenne sul lato sinistro del satellite, duplicando la quantità di dati che possono essere acquisiti in un dato tempo con due fasce di 500 Km su ogni lato della traccia a terra.

Questo nuovo strumento darà inoltre la possibilità di ottenere un prodotto a più alta risoluzione, fornendo agli scienziati informazioni migliori riguardo alle aree costiere, ai ghiacci e alla terra.

METOP-1 sarà seguito da METOP-2 e METOP-3; è previsto che ognuno di loro sia operativo per almeno 5 anni, fornendo un data set continuo di dati dallo scatterometro che coprirà più di 27 anni includendo i 12 anni di operatività dell'ERS.

#### Bibliografia

"ERS-1 A new tool for global environmental monitoring in the1990s", ESA BR-36, November 1989, ESTEC, Noordwijk. The Netherlands, (ISBN92-9092-019-X), D. Guyenne ed.

"ERS-1 System, ESA SP-1146", September 1992, ESTEC, Noordwijk. The Netherlands, (ISSN 0379-6566), P. Vass, B. Battrick ed.

"Calibration and Validation of the ERS-1 Wind Scatterometer", P. Lecomte, E. P. W. Attema, Proc. of First ERS-1 Symposium - Space at the Service of our Environment, Cannes 1992, ESA SP-359, ESTEC, Noorwijk, The Netherlands, (ISBN 92-9092-278-8).

"Toward a C-Band Radar Sea Echo model for the ERS-1Scatterometer", E. Long 1985, Proc. of the Third International Colloquium on Spectral Signature of Objects in Remote Sensing, Les Arcs 1985, ESA SP-247, ESTEC, Noordwijk. TheNetherlands, (ISSN 079-6566).

"ERS-1 C-BAnd and Sea-Echo Models", E. Long, ESA internal ReportESTEC/WMA/9104, Rev. 1. April 1991.

"ERS-1 Data Book, ESA BR-75", N. Longdon ed., April 1991, ESTEC, Noordwijk. TheNetherlands, (ISSN 0250-1589).

"Réponse du diffusiomètre d'ERS-1 en fonction de l'angle d'incidence", O. Mestre, Note de travail de l'ENM 462.

"Characterisation of ERS-1 scatterometer measurementsand wind retrieval", A. Stoffelen, D. Anderson, Proc. of Second ERS-1 Symposium - Space at the Service ofour Environment, Hamburg 1993, ESA SP-361, ESTEC, Noorwijk, The Netherlands, (ISBN 92-9092-286-9)

"Microwave Remote Sensing, Addison-WesleyPublishing Company, Reading", F. T. Ulaby, R. K. Moore, A. K. Fung, Massachusetts, (ISBN 0-201-10760-0).M. Wooding ed., ERS-1 Geophysical Validation, Woorkshop Proceedings, ESA WPP-36, August 1992, ESTEC, Noorwijk, The Netherlands.

"The ERS-2 Scatterometer Applications after 3 years of Operations", P. Lecomte, American meteorological Society Conference, 25-29 May 1998, Paris, France.

"Comparison of ERS and Nscat scatterometers in high wind conditions", L. Saavedra de Miguel, Lecomte P., IGARSS'98 - Special Session onScatterometer, 6-10 July 1998, Seattle, USA.

"Remote sensing of ocean surface winds - An European strategy", P. Lecomte, Kerkmann J., PORSEC'98, 28-31 July 1998, Quindao, China.

"Tracking Cyclones with the ERS satellite", P. Lecomte, He M. X., PORSEC'98,28-31 July 1998, Quindao, China.

"The ERS scatterometer at the service of science and society", P. Lecomte, International Conference on satellites, Oceanography and Society, 17-21 August1998 - Lisbon, Portugal.

"ERS Wind scatterometer Commissioning and in-flight calibration", P. Lecomte, Wagner W., Workshop on Emerging Scatterometer Applications - from research toOperations, 5-7 October 1998, Estec, The Netherland.

"The ERS scatterometer instrument and the on-ground processing of its data", P.Lecomte, Workshop on Emerging Scatterometer Applications - from research toOperations, 5-7 October 1998, Estec, The Netherland.

"ERS wind product specifications". P. Lecomte, Workshop on EmergingScatterometer Applications from research to Operations, 5-7 October 1998.Estec, The Netherland.

"The ERS wind scatterometer mission: Routine monitoring activities and results", R. Crapolicchio, Lecomte P., Workshop on Emerging Scatterometer Applications from research to Operations, 5-7 October 1998, Estec, The Netherland

## VARIABILI FISICHE: TORBIDITA'

#### S.Tassan

CCR, ISPRA Space Applications Institute Marine Environmental Unit

## **1. INTRODUZIONE**

La torbidità, o meglio il colore dell'acqua, dipende dal tipo e dalla concentrazione delle sostanze contenute negli strati superficiali, attraversati dalla luce solare. Il telerilevamento del colore dell'acqua ha come scopo la determinazione quantitativa della concentrazione di queste sostanze. Il colore è inteso in senso lato: più precisamente viene misurata la radiazione emergente dall'acqua nell'intervallo di lunghezze d'onda dall'ultravioletto al vicino infrarosso (400 – 750 nm circa). É quindi opportuno iniziare con la definizione di alcune quantità radiometriche esenziali.

<u>RADIANZA</u> : quantità di energia radiante per angolo solido unitario, che attraversa una superficie unitaria perpendicolare alla direzione del moto nell'unità di tempo

simbolo : L unità di misura : mW cm<sup>-2</sup> sr<sup>-1</sup>.

<u>IRRADIANZA</u> : quantità di energia radiante incidente su una superficie unitaria simbolo : E unità di misura : mW cm<sup>-2</sup>.

IRRADIANZA DISCENDENTE : irradianza dall'emisfero superiore simbolo : E<sub>d</sub>

IRRADIANZA ASCENDENTE : irradianza dall'emisfero inferiore simbolo : E<sub>u</sub>

<u>RIFLETTANZA</u> : rapporto tra irradianza ascendente e irradianza discendente simbolo : R  $R = E_u/E_d$ .

Le equazioni che operano su variabili dedotte dalla misura del colore, per produrre la concentrazione di una certa sostanza, sono dette "algoritmi bio-ottici". Normalmente gli algoritmi bio-ottici operano sulla variabile riflettanza, meno spesso sulla variabile radianza. Il sensore remoto misura la radianza al livello del satellite: da questa misura si ottiene, applicando una correzione per l'effetto dell'atmosfera, la radianza emergente dalla superficie dell'acqua. Questa quantità è convertita in radianza nell'acqua e quindi in irradianza e riflettanza. I modelli ottici dell'acqua consentono il calcolo teorico della

distribuzione della radiazione in un corpo d'acqua in funzione della composizione delle sostanze contenute; per quanto riguarda il telerilevamento la quantità più interessante è la riflettanza. Le misure ottiche effettuate in sito per la calibrazione degli algoritmi bio-ottici determinano generalmente la riflettanza, come rapporto delle misure dell'irradianza ascendente e discendente ( $R = E_u/E_d$ ).

I vantaggi offerti dal telerilevamento del colore dei corpi d'acqua, e più specificamente del mare, sono evidenti: visione sinottica di vaste superfici e quindi di fenomeni su larga scala, possibilità di evidenziare la dinamica di eventi che si evolvono rapidamente (es. fioriture algali), possibilità di generare medie temporali, possibilità di osservazione di zone non facilmente raggiungibili per misure dirette, basso costo dell'informazione, ecc. . Conviene quindi precisare le limitazioni di questa tecnica nuova ed elencarne le difficoltà, in parte superate di recente, in parte ancora da superare. Ovviamente alcune delle difficoltà che saranno elencate possono diventare ad un certo punto limitazioni.

Tra le limitazioni alcune sono ovvie, ma non per questo meno rilevanti: per esempio, il sensore passivo del colore può misurare solo durante il giorno; nubi e foschie dense impediscono la misura; le informazioni sulle sostanze contenute riguardano solo gli strati superficiali (fin dove la luce penetra in quantità sufficiente per poter riemergere dopo avere interagito con le sostanze sospese e disciolte nell'acqua).

Tra le difficoltà principali va ricordata la contaminazione del segnale utile proveniente dall'acqua, per effetto dell'atmosfera. Infatti l'interazione della luce solare (diretta e diffusa) con le molecole d'aria e con il particolato sospeso negli strati inferiori (aerosol) rimanda al sensore remoto un contributo di radianza di molto superiore a quello della radianza emergente dalla superficie dell'acqua. Mediamente il segnale utile è solo qualche percento del segnale registrato dal sensore remoto. Ne consegue che la correzione dei dati per l'effetto atmosferico (la cosiddetta "correzione atmosferica") deve essere molto accurata (molto più accurata che per il telerilevamento del colore sulla terra, che riflette un segnale percentualmente più elevato), ma è comunque una importante sorgente di errore. Un'altra sorgente d'errore è la deriva della calibrazione radiometrica del sensore nel tempo. Per ovvi motivi di peso, ingombro, ecc., i sensori remoti hanno un basso numero di canali di misura e questo limita la discriminazione spettrale ottenibile dall'informazione satellitare.

Un'altra difficoltà di interpretazione dei dati telerilevati è originata dalla stratificazione verticale delle concentrazioni lungo la colonna d'acqua. Nelle zone costiere con importante apporto fluviale la stratificazione è normalmente con concentrazione decrescente con la profondità. Nel mare aperto, dove il fitoplancton si colloca in modo da utilizzare al meglio la luce solare, si hanno distribuzioni a campana, con massimi a profondità di varie decine di metri. In acqua poco profonda la riflessione della luce incidente sul fondo può mascherare totalmente il segnale utile. Lo stesso risultato può essere provocato dalla riflessione della luce da parte della onde (sun glitter), che è funzione della velocità del
vento, dell'elevazione solare e dell'angolo di vista del sensore. Con venti molto forti un effetto analogo è causato dalla schiuma che si forma nel letto delle onde.

Infine occorre considerare che la quantità misurata è il colore, determinato dalla concentrazione e dalle proprietà ottiche (di assorbimento e diffusione della luce) delle varie sostanze: per ottenere una stima accurata della concentrazione delle sostanze di interesse occorre che le proprietà otiche specifiche (per es. l'assorbimento per unità di concentrazione) siano note con precisione. Nella realtà questo tipo di informazione possiede una variabilità spazio temporale ( a causa della variazione delle specie di fitoplancton dominanti, delle condizioni di illuminazione, della dimensione e dell'età del plancton, ecc.), detta anche "rumore biologico" che in un certo modo fissa il limite superiore di accuratezza delle informazioni ottenibili dalla misura del colore del mare.

## 2. SOSTANZE OTTICAMENTE RILEVANTI CONTENUTE NELL'ACQUA

Le sostanze contenute nell'acqua che hanno una distinta firma spettrale, che cioè possono essere individuate in base al loro effetto sul colore dell'acqua, sono il fitoplancton, il detrito (o sedimento sospeso) e la sostanza gialla (CDOM = Coloured Dissolved Organic Matter).

Il <u>fitoplancton</u> è costituito da microalghe, classificabili in base alla dimensione media del particolato, come microplancton, nanoplancton, picoplancton, batteri e virus (*Fig. 1*). Per ogni alga la distribuzione dei diametri del particolato è centrata sul diametro medio.



Fig. 1 - Classificazione del fitoplancton in base alla dimensione media (diametro equivalente) della cella (x = Diametro equivalente (micron), y = Numero di particelle per m<sup>3</sup>)

Un'altra classificazione è fatta in base alla composizione pigmentaria o ad altre caratteristiche: diatomee (scheletro siliceo), cloroficee (con clorofilla c), coccolitofori (contenenti CaCO3), cianobatteri (pigmenti caratteristici: ficoeritrinna e ficocianina), proclorofite, ecc..

Il <u>detrito</u> può essere di natura organica od inorganica (minerale): il primo tipo deriva dalla decomposizione del fitoplancton, il secondo dall'apporto fluviale, e dalla risospensione del sedimento depositato sul fondo ad opera delle onde e delle correnti. La distribuzione dei diametri del particolato detritico è una distribuzione continua, rappresentabile con la funzione di Junge:  $\Delta n(r) = k r^{-n} \Delta \log(r)$ , dove  $\Delta n(r)$  è il numero di particelle di raggio r nell'intervallo di raggi  $\Delta \log(r)$ .

La <u>sostanza gialla</u> è disciolta nell'acqua; la sua origine è sia marina (per dissolvimento del fitoplancton), che terrestre (per apporto fluviale). La composizione è variabile: la sostanza gialla di origine terrestre è composta principalmente da acidi umici e acidi fulvici.

## 3. CLASSIFICAZIONE DEI CORPI D'ACQUA

Agli effetti del telerilevamento i corpi d'acqua sono suddivisi in due classi principali: acqua di clase 1 ("case 1" water) e acqua di classe 2 ("case2" water).

Nell'acqua di classe 1 è dominante il fitoplacton: detrito e sostanza gialla sono originati dalla decomposizione del fitoplancton. Esiste quindi una correlazione media tra la concentrazione di fitoplancton e quella delle altre due sostanze, che può essere derivata dall'analisi statistica di misure di concentrazione effettuate in sito. Il telerilevamento delle sostanze contenute nell'acqua diviene un problema ad una variabile: la concentrazione della sostanza dominante. Determinata la concentrazione di fitoplancton sulla base dell'interpretazione dei dati del sensore, una stima delle altre sostanze può ottenersi dalle correlazioni di cui sopra. E' di classe 1 l'acqua del mare aperto, dove manca il contributo fluviale.

Un caso particolare di acque di classe 1, sono certe acque costiere, sufficientemente "stabili" per generare una correlazione "locale" tra fitoplancton, detrito e sostanza gialla. In queste acque le concentrazioni relative del detrito e della sostanza gialla sono normalmente considerevolmente più elevate. La correlazione può avere una dipendenza stagionale.

L'acqua di classe 2 è caratterizzata dall'assenza di correlazione tra le concentrazioni delle sostanze contenute. Il telerilevamento diviene un problema a tre variabili (quindi molto più complesso). Questa situazione è tipica delle zone costiere, principalmente a causa dell'apporto fluviale e della risospensione di sedimenti di fondo nell'acqua con scarsa profondità. Un caso particolare di acqua di classe 2 si ha quando una la concentrazione di una sola sostanza è dominante al punto che gli effetti delle altre sostanze sono irrilevanti

56

Normalmente la concentrazione del fitoplancton è data con riferimento alla concentrazione della clorofilla-a contenuta, espressa in mg m<sup>-3</sup>, mentre quella della sostanza gialla è data come coefficiente di assorbimento ad una lunghezza d'onda nell'ultravioletto (es. 375 nm), espresso in m<sup>-1</sup>. Alcuni esempi di correlazioni misurate sono presentati di seguito.

Correlazione media per acqua di classe 1 (mare aperto): log(S) = -0.39 + 0.78 log (C)

Correlazioni "locali" nel Golfo di Napoli:log(S) = -0.247 + 0.567 log(C)r(x,y) = 0.91N = 95 $S < 10 \text{ g m}^{-3}$ log[Ay(375)] = -0.79 + 0.47 log(C)r(x,y) = 0.86N = 95 $A_y(375) < 2 \text{ m}^{-1}$ 

 $\label{eq:correlation} Correlation ``locale`' nell'Adviatico settentrionale: \\ \log(S) = -0.036 + 0.403 \log{(C)} r(x,y) = 0.87 S < 10 \ {\rm g \ m^{-3}}$ 

## 4. VARIABILI DEL PROBLEMA

In acqua di classe 1 il problema ha una sola variabile: la concentrazione di clorofilla. Il problema stato risolto con i sensori marini della prima generazione (Costal Zone Color Scanner, CZCS), la qualità dei risultati è sata migliorata con l'impiego dei sensori della seconda generazione (Sea Wide Field-of-view Scanner, SeaWiFS).

In acqua di classe 2 le variabili dl problema sono tre, cioè le concentrazioni di clorofilla, detrito e sostanza gialla. Il problema è tuttora non completamente risolto, in particolare per quanto riguarda la sostanza gialla. La possibilità di soluzione del problema in termini generali richiede l'impiego dei futuri sensori della terza generazione (hyperfine image spectrometers). Tre casi particolari meritano di essere menzionati:

- acque (costiere) con correlazione locale tra le tre sostanze, ma diversa da quella del mare aperto : problema risolto con algoritmi "locali", cioe' con valori delle costanti numeriche specifici della zona considerata. Questi algoritmi locali possono includere variazioni dei valori numerici delle costanti, in funzione dei cambiamenti stagionali delle caratteristiche della zona alla quale essi sono applicati.
- 2) acque dove esiste una correlazione tra le tre sostanze, che però esibisce una considerevole variabilità: il problema è risolubile (a volte) con algoritmi locali, sensibili ad una variabile e con sensibilità ridotta rispetto alle altre variabili.

 acque dove la presenza di una sostanza é dominante (otticamente) rispetto alle altre : il problema uguale a quello dell'acqua di classe 1 per la sostanza dominante; le altre sostanze restano indeterminate o stimate solo qualitativamente.

## 5. INTERAZIONE DELLA RADIAZIONE CON IL MEZZO: GENERALITA'

L'interazione della luce con il mezzo e le sostanze contenute avviene per assorbimento e diffusione. L'intervallo di lunghezze d'onda che riguarda il telerilevamento del colore dei corpi d'acqua è approssimativamente compreso tra 400 e 750 nm. In questo intervallo il fitoplancton é principalmente assorbente, lo spettro di assorbimento è caratterizzato dai picchi dell'assorbimento dei pigmenti contenuti. Batteri e virus sono principalmente diffondenti. Il detrito é assorbente e diffondente. La sostanza gialla è praticamente solo assorbente.

La teoria di base del trasporto della radiazione solare nell'acqua è omessa per ovvie limitazioni di spazio. Il lettore è indirizzato ai due testi fondamentali:

- John T. O. KIRK, Light and photosynthesis in aquatic ecosystems, 2<sup>nd</sup> ed., Cambridge Univ. Press, 1994, p.509
- Curtis D. MOBLEY, Light and water Radiative transfer in natural waters, Acdemic Press, 1994, p.592
- e al compendio
- Boris STURM, Optical properties of water Applications of remote sensing to water quality determination, in "Remote sensing application in agriculture and hydrology, G. Fraysse ed., A. A. Balkema Rotterdam, 1980, p.471 – 495.

Allo sviluppo della teoria che riguarda più direttamente il telerilevamento ha contribuito in maniera fondamentale il lavoro di Gordon (USA) e Morel (Francia).

## 6. INTERAZIONE DELLA RADIAZIONE CON IL MEZZO: ASSORBIMENTO

La Fig.2 confronta lo spettro del coefficiente di assorbimento dell' acqua (in m<sup>-1</sup>, scala di destra) con gli spettri del coefficiente di assorbimento (valori medi normalizzati all'unità a 440 nm) per clorofilla, detrito e sostanza gialla . Nello spettro del fitoplancton sono evidenti i due principali picchi di assorbimento della clorofilla-a (440 e 675 nm). Detrito e sostanza gialla hanno spettri simili, con riduzione monotonica dell'assorbimento al crescere della lunghezza d'onda, ma lo spettro della sostanza gialla decresce più rapidamente al decrescere della lunghezza d'onda. Si noti il rapido aumento dell'assorbimento dell'acqua sopra i 600 nm, che ha due effetti principali: mascherare la firma spettrale delle sostanze contenute e ridurre la profondità di penetrazione della luce.



Fig. 2 - Spettro di assorbimento, normalizzato all'unita' a 440 nm, per: clorofilla-a (linea continua), detrito (linea tratteggiata) e sostanza gialla (linea punteggiata). Coefficiente di assorbimento dell'acqua (in  $m^{-1}$ , scala di destra, linea spessa). (x = Lunghezza d'onda (nm), y = Assorbimento normalizzato N.B. scala sinistra) y = coefficiente di assorbimento ( $m^{-1}$ ) N.B. scala destra)

## 6.1. Assorbimento del fitoplancton

Essendo materia vivente, costituita dall'assieme di alghe di tipo diverso, il fitoplancton è caratterizzato da una ampia variabilità dell'assorbimento della luce ad opera dei suoi pigmenti, che consente l'adattamento alle condizioni di illuminazione.

Ovviamente l'assorbimento dipende dalla composizione pigmentaria e dalla concentrazione. Ma si osserva anche una dipendenza dalla dimensione media: nelle alghe di dimensioni maggiori l'autoschermaggio (normalmente chiamato "package effect") riduce considerevolmente l'assorbimento specifico ( cioè per unità di concentrazione).

La *Fig.3* presenta gli spettri del coefficiente di assorbimento specifico ( $m^{-1}$  per mg clor.  $m^{-3}$ , in breve  $m^2$  mg<sup>-1</sup>) di vari tipi di fitoplancton (alghe brune, verdi, blu-verdi) di dimensoni medie diverse. Si noti l'ampia variazione, che a 440 nm è di circa un fattore 3.

La Fig. 4 mostra spettri normalizzati a 400 nm per alghe con diversa composizione pigmentaria (nella figura:DIA =diatomea, CHLO = cloroficea, CYA = cianobatterio, BAC = batterio eterotrofo). Si notano, oltre ai picchi principali della clorofilla-a a 440 e 675 nm e ad altri picchi minori, i picchi della clorofilla-c (490 nm) nella cloroficea, della ficoeritrina (495 e 540 nm) e della ficocianina (620 nm) nel cianobatterio, del citocromo-c (415 nm) nel batterio eterotrofo. Si noti che l'assorbimento attorno a 750 nm è praticamente nullo: questa caratteristica è alla base di una tecnica di misura dell'assorbimento del particolato marino.



Fig. 3 - Coefficiente di assorbimento specifico ( $m^2 mg^{-1}$  clor-a) per vari tipi di fitoplancton ( $x = Lunghezza d'onda (nm), y = coefficiente di assorbimento specifico (<math>m^2 mg^{-1}$ ))



Fig. 4 - Confronto tra gli spettri di assorbimento, normalizzati all'unita' a 400 nm, di diatomee (DIA), cloroficee (CHLO), cianobatteri (CYA) e batteri eterotrofi (BAC) (x = Lunghezza d'onda (nm), y = Assorbimento normalizzato)

La Fig. 5 mostra come lo spettro della sezione di assorbimento ( $m^2$  per particella) di un cianobatterio (*Synechocystis sp.*) sia fortemente modificato dalla variazione dell'illuminazione durante la fase di crescita in cultura.

# VARIATIONS IN PHYTOPLANKTON OPTICAL PROPERTIES EFFECT OF GROWTH IRRADIANCE Synechocystis sp. (marine cyanobacteria)



Fig. 5 - Effetto dell'illuminazione in fase di crescita sullo spettro della sezione di assorbimento di un cianobatterio (Synechocystis sp.) in cultura (x = Lunghezza d'onda, y = Sezione di assorbimento  $\cdot 10^{12}$  (m<sup>2</sup> per particella))

## 6.2. Assorbimento del detrito

La Fig. 6 mostra alcuni spettri di assorbimento misurati per detriti fluviali. La dipendenza dalla lunghezza d'onda può essere approssimata da una funzione del tipo  $a(\lambda) = a(\lambda_0) \lambda^{-n}$ , con n = 0.5 - 1. Si noti che l'assorbimento del detrito non è trascurabile a 700 nm.

#### 6.3.Assorbimento della sostanza gialla

La Fig. 7 mostra spettri di assorbimento della sostanza gialla misurati in fiumi australiani. Le tre curve più basse riguardano acque vicino alla foce e nell'estuario del fiume. Per acque marine la dipendenza spettrale è normalmente rappresentata come:  $a(\lambda) = a(\lambda_0) \exp k ((\lambda) - (\lambda_0))$ , con k ~ 0.01 - 0.02 ( $\lambda$  = nanometri).



Fig. 6 - Spettri del coefficiente di assorbimento specifico di vari tipi di detrito minerale fluviale(x = Lunghezza d'onda (nm), y = Coefficiente di assorbimento specifico (m<sup>2</sup> g<sup>-1</sup>)



Fig. 7 - Coefficiente di assorbimento  $(m^{-1})$  della sostanza gialla misurato in fiumi australiani  $(x = Lunghezza d'onda, y = Coefficiente di assorbimento <math>(m^{-1})$ )

## 7. INTERAZIONE DELLA RADIAZIONE CON IL MEZZO: DIFFUSIONE

La diffusione, cioè la deviazione dalla direzione originaria, può essere descritta dalle seguenti equazioni:

$$b = 2\pi \int_{0}^{\pi} \beta(\theta) \sin\theta d\theta \qquad b_{b} = 2\pi \int_{\pi/2}^{\pi} \beta(\theta) d\theta$$
$$b = 2\pi \int_{0}^{\pi} \beta(\theta) \sin\theta d\theta \qquad b_{b} = 2\pi \int_{\pi/2}^{\pi} \beta(\theta) d\theta$$
$$\beta^{*}(\theta) = \beta(\theta) / b \qquad P(\theta) = 4\pi \beta^{*}(\theta)$$

dove: b = coefficiente di diffusione (= m<sup>-1</sup>), b<sub>b</sub> = coefficiente di retrodiffusione (= m<sup>-1</sup>),  $\beta$  = funzione di diffusione (= m<sup>-1</sup> sr<sup>-1</sup>), P = funzione di fase (= sr<sup>-1</sup>),  $\theta$  = angolo di diffusione.

La Fig. 8 mostra un diagramma polare della funzione di fase, che esprime la distribuzione angolare della radiazione diffusa. Come si vede, la diffusione molecolare (Rayleigh) é simmetrica, quindi  $b_b = 0.5$  b. Invece la diffusione ad opera del particolato (water aerosol nella figura) é fortemente anisotropica, con prevalenza della diffusione in avanti (la retrodiffusione è dell'ordine dello 1 –5 % della diffusione in avanti, cioè da 0 a 180 gradi). La funzione di diffusione  $\beta(\theta)$  per diversi tipi di particolato marino è mostrata nella Fig. 9.



Fig. 8 - Diagramma polare della funzione di fase  $P(\theta)$  per diffusione molecolare (Rayleigh) e diffusione causata da particolato marino



Fig. 9 - Diagrammi della funzione di diffusione,  $\beta$ , misurata per vari tipi di particolato acquatico (x = angolo di diffusione ( $\theta$ ), y = Funzione di diffusione  $\beta$  (m<sup>-1</sup> sr<sup>-1</sup>))

La frazione retrodiffusa,  $r_b$ , aumenta col diminuire del diametro e con l'aumento della parte reale dell'indice di rifrazione; valori tipici di  $r_b$ :1% - 5% per detrito minerale,  $\leq 0.5\%$  per fitoplancton. La funzione di fase varia poco con  $\lambda$ : normalmente nei modelli si assume P( $\theta$ ) costante al variare di  $\lambda$ . Il coefficiente di diffusione, b, varia con  $\lambda$ : per il detrito l'andamento è rappresentato come b( $\lambda$ ) = b( $\lambda_0$ )  $\lambda^{-n}$ , con n = 0.5 – 1. Per il fitoplancton la dipendenza dalla lunghezza d'onda è mostrata nella *Fig. 10*.

Le marcate depressioni del coefficiente di diffusione delle cloroficee e delle diatome, in corrispondenza dei due picchi principali di assorbimento, sono dovuti all'interferenza tra diffusione e assorbimento.



Fig. 10 - Coefficiente di diffusione, normalizzato all'unita' a 400 nm, per diatomee (DIA), cloroficee (CHLO), cianobatteri (CYA), batteri eteroftrofi (BAC) e virus (VIR) (x = Lunghezza d'onda (nm), y = Diffusione normalizzata)

## 8. CALCOLO DELLA RIFLETTANZA IN MEZZO OMOGENEO INFINITO

## Modello di Gordon

Partendo da risultati di calcoli Monte Carlo:  $R = \sum_{n} r_{n} X_{n} , \text{ con } n=1,2,3 \text{ e } X = (b_{b}/a)/(1+b_{b}/a)$   $r_{1} = 0.32 \text{ (sole allo zenith)}, = 0.37 \text{ (luce diffusa)}, r_{2}, r_{3} << r_{1}. \text{ Alla fine si ottiene:}$   $R = (0.32 - 0.37) b_{b}/(a + b_{b})$ 

#### Modello di Morel

Con diverso metodo di calcolo si ottiene

R = 0.33 b<sub>b</sub>/a (1 +  $\Delta$ ), con  $\Delta$  < 5% che può essere trascurato. Quindi R = 0.33 b<sub>b</sub>/a

I due modelli danno risultati molto vicini. Nelle due equazioni a  $e = b_b$  sono i coefficienti di assorbimento e retrodiffusione del corpo d'acqua in m<sup>-1</sup>. Questi coefficienti risultano dai contributi dell'acqua e delle sostanze contenute e, nelle condizioni di validità del principio di additività, possono scomporsi nelle sommatorie:

$$\begin{split} \mathbf{a} &= \mathbf{a}_{w} + \boldsymbol{\Sigma}_{i} \; \mathbf{a}_{i} \qquad \qquad \mathbf{a}_{i} &= \mathbf{a}_{i}^{*} \; \mathbf{C}_{i} \\ \mathbf{b}_{b} &= \mathbf{b}_{bw} + \boldsymbol{\Sigma}_{i} \; \mathbf{b}_{bi} \qquad \qquad \qquad \mathbf{b}_{bi} = \mathbf{b}_{bi}^{*} \; \mathbf{C}_{i} \end{split}$$

dove:  $a_i^*$ ,  $b_{bi}^* =$  coefficienti specifici (=per unità di concentrazione: es. m<sup>-1</sup> per g m<sup>-3</sup>di detrito), C<sub>i</sub> = concentrazione del componente i, il pedice w indica l'acqua. Va però osservato che nel caso del fitoplancton, a causa del "package effect", il coefficiente specifico di assorbimento diminuisce con la concentrazione. Tra le varie espressioni proposte merita menzione quella derivata dall'analisi statistica di 582 dati raccolti in acque con caratteristiche diverse (Bricaud 1995):  $a_{ph}(450) = 0.0371 \text{ C}^{0.641}$ , dove  $a_{ph} =$  coefficiente di assorbimento (m<sup>-1</sup>), C = concentrazione di clorofilla-a + feopigmenti.

## 9. CALCOLO DELLA RIFLETTANZA IN ACQUA STRATIFICATA

Il metodo di calcolo presentato è dovuto a GORDON e CLARK e si basa su risultati di calcoli Monte Carlo. In breve l'equazione

 $\mathbf{R} = \sum_{n} \mathbf{r}_{n} \mathbf{X}_{n}$  approximativamente valida, ma con

 $X = INT_{0-\tau90}[g(\tau) X(\tau) d\tau]/INT_{0-\tau90}[g(\tau) d\tau]$ 

 $g(\tau) = EXP\{-2 INT_{0-\tau}[K_d(\tau) d\tau]/c(\tau)\},\$ 

dove K<sub>d</sub> è il coefficiente di attenuazione dell'irradianza discendente, cioè

 $K_d(z,\lambda) = d(\ln[E_d(z,\lambda)])dz$ ,  $\tau \ e$  la profondità ottica, cioè  $\tau = INT_{0-z}[c(z) \ dz]$ , c e il coefficiente di attenuazione, cioè c = a + b, z e la profondità,  $\tau_{90} = 1/K_d$  (in un mezzo omogeneo  $\tau_{90}$  e la profondità di penetrazione, cioè solo il 10% di R e contribuito da fotoni chje provengono da profondità sotto  $z_{90}$ .

In acqua stratificata la concentrazione varia con la profondità (C = C(z)); si definisce quindi una concentrazione efficace,  $C_e$  = concentrazione che causa lo stesso R in mezzo omogeneo. Se la riflettanza è solo funzione della concentrazione di fitoplancton (acqua di classe 1), si ha:

 $C_e = INT_{0-z90}[C(z)f(z,\lambda) dz]/INT_{0-z90}[f(z,\lambda) dz], \text{ con } f(z,\lambda) = EXP\{-2 INT_{0-z}[K_d(z,\lambda) dz]\}$ 

## 10. CALCOLO DELLA RIFLETTANZA QUANDO VI E' RIFLESSIONE DAL FONDO

In dipendenza della profondità e della trasparenza (o torbidità) dell'acqua, la riflettanza locale può contenere un contributo proveniente dalla luce riflessa dal fondo. L'equazione presentata è un caso particolare di soluzione del problema, ottenuta utilizzando il metodo "a doppio flusso" ("two-flow method", che considera separatamente i flussi ascendente e discendente). Se la composizione dell'acqua è omogenea, il valore della riflettanza appena sotto la superficie dell'acqua é:

$$R(\lambda) = R^{\circ}(\lambda) + [\rho(\lambda) - R^{\circ}(\lambda)] [1 - R^{\circ}(\lambda)^{2}] + R^{\circ}(\lambda) [\rho(\lambda) - R^{\circ}(\lambda)] + [1 - R^{\circ}(\lambda) \rho(\lambda)]$$
  
exp2Z[a(\lambda)^{2} + 2 a(\lambda) b\_{b}(\lambda)]^{0.5} + 1,

con R°( $\lambda$ ) = riflettanza in mezzo omogeneo infinito,  $\rho(\lambda)$  = albedo del fondo (= frazione di irradianza riflessa), Z = profondità (spessore dello strato) in metri,  $a(\lambda)$  = coefficiente di assorbimento in m<sup>-1</sup>,  $b_b(\lambda)$  = coefficiente di retro-diffusione in m<sup>-1</sup>. L'albedo del fondo varia notevolmente; a titolo di esempio sono presentati alcuni valori a 550 nm: alghe verdi = 0.08, alghe brune = 0.06, sabbia = 0.16-0.24, granito = 0.3. La riflessione del fondo può alterare vistosamente lo spettro della radianza emessa dall'acqua e quindi le concentrazioni ottenute con il telerilevamento, fino al punto da renderne impossible una stima quantitativa. Per contro, in alcuni casi (acqua relativamente chiara e poco profonda) se la composizione e la profondità sono noti, la misura di R( $\lambda$ ) consente di risolvere l'equazione per il valore dell'albedo,  $\rho(\lambda)$ , e quindi di determinare il tipo di fondo. Questo procedimento è stato usato, per esempio, per ottenere da dati TM l'estensione della copertura della laguna di Venezia ad opera della macroalga *Ulva Rigida*.

## 11. MODELLO A TRE COMPONENTI PER IL CALCOLO DELLA RIFLETTANZA

Questo modello, dovuto a Sathyendranath et al. (1989), calcola il valore della riflettanza in funzione della lunghezza d'onda in acqua omogenea, come somma dei contributi delle tre sostanze principali (otticamente): fitoplancton (espresso come clorofilla-a), detrito e sostanza gialla. La riflettanza è espressa secondo l'equazione di Morel:

 $R(\lambda) = 0.33 b_b(\lambda)/a(\lambda)$ 

$$\operatorname{con} \quad a(\lambda) = a_{w}(\lambda) + C a_{C}^{*}(\lambda) + X a_{X}^{*}(\lambda) + Y a_{Y}^{*}(\lambda), \qquad \qquad b_{b}(\lambda) = r_{w} b_{w}(\lambda) + r_{C} b_{C}(\lambda) + r_{X} b_{X}(\lambda)$$

Il detrito è indicato dalla lettera X ed è espresso in funzione del coefficiente di diffusione, b (si veda sotto). I termini delle due equazioni sono esplicitati (le derivazioni sono omesse) come:

$$\begin{split} b_{w}(\lambda) &= b_{w}(500)(\lambda/500)^{-4.3}, & b_{w}(500) = 0.00288 \text{ m}^{-1} & r_{w} = 0.5 \\ b_{C}(\lambda) &= b_{C}(550) \text{ a}_{C}(550)/\text{a}_{C}(\lambda) & b_{C}(550) = 0.12 \text{ C}^{0.63} & r_{C} = 0.005 \\ b_{X}(\lambda) &= b_{X}(550) \lambda^{-n}, & b_{X}(550) = b(550) - b_{C}(550) = X \\ a_{Y}^{*}(\lambda) &= a_{Y}^{*}(375)e^{-k(\lambda-375)} & k = 0.014, \lambda \text{ in nanometri} \end{split}$$

Gli spettri  $a_{C}^{*}(\lambda)$  e  $a_{X}^{*}(\lambda)$  sono misurati

In acqua di classe 1: Y(440) = 0.2 a(440),  $b(550) = 0.3 C^{0.63}$  e nelle equazioni resta solo una variabile: C, cioè la concentrazione del fitoplancton. In acqua di classe 2 le variabili sono 3: C,Y e b(550). Il modello è stato applicato a 56 stazioni in acque di diverso tipo. Il confronto dei valori calcolati e misurati di  $R(\lambda)$  ha permesso di stabilire i valori di n e r<sub>x</sub> da usare nelle diverse situazioni:

acqua oligotrofica:	n ~ 2	$r_X \sim 0.01 - 0.025$
acqua trofica:	n ~ 1 - 2	$r_X \leq\!\! 0.005$
acqua di classe 2:	· n ~ 0	$r_X \sim 0.01 - 0.035$

I modelli ottici sono utilizzati, tra l'altro, per definire la posizione (= lunghezza d'onda) dei canali del sensore in fase di progettazione, per scegliere le combinazioni di dati dei canali (= variabili) e le espressioni analitiche più idonee per gli algoritmi bio-ottici, per stimare il valore delle costanti numeriche degli algoritmi, per effettuare analisi di sensibilità di vario tipo (per esempio la sensibilità dell'algoritmo della clorofilla al variare della concentrazione del detrito), per stimare l'entità della radianza emergente (e quindi di quella registrata dal sensore remoto) per una certa composizione dell'acqua, ecc.. I modelli ottici dell'acqua sono quindi un fondamentale sostegno allo sviluppo del telerilevamento marino.

## 12. DETERMINAZIONE DEI DATI DI INGRESSO PER IL CALCOLO DELLA RIFLETTANZA

L'impiego di modelli a più gruppi per il calcolo della riflettanza richiede dati relativi alle proprietà di assorbimento e retrodiffusione delle sostanze esplicitate nel modello. Questi dati si ottengono sia per via sperimentale che mediante calcoli teorici.

## Assorbimento da parte del particolato

Il metodo per la determinazione sperimentale dell'assorbimento del particolato (fitoplancton e detrito) generalmente usato è basato sulla misura della trasmittanza del particolato depositato su un filtro. Il metodo ha il vantaggio di effettuare la misura dell'assorbimento del fitoplancton "in-vivo", la concentrazione delle particelle dovuta al filtraggio consente di ottenere segnali sufficientemente elevati per essere misurati con precisione. Lo strumento usato è lo spettrofotometro a doppio raggio. Dalla trasmittanza misurata si ottiene la densità ottica (anche detta "assorbanza"):  $OD_f = log[1/T_f]$ . L'amplificazione dell'assorbimento per diffusione multipla nel filtro (circa di un fattore 2) si corregge mediante una equazione determinata empiricamente (il cosiddetto "beta factor") che converte il valore misurato  $OD_f$  nella densità ottica equivalente della sospensione. Attualmente si usano espressioni quadratiche del tipo:  $OD_{sus} == k_1 OD_f + k_2 OD_f^2$ . La suddivisione dell'assorbimento tra fitoplancton e detrito si ottiene solitamente per via sperimentale, misurando la trasmittanza dello stesso campione

dopo aver annullato l'assorbimento da parte dei pigmenti ( per es. per estrazione mediante metanolo). Sottraendo la densità ottica misurata dopo la depigmentazione dalla densità ottica misurata inizialmente si ottiene il contributo dovuto all'assorbimento da parte dei pigmenti. Il coefficiente di assorbimento (m<sup>-1</sup>) si ha dalla a = 2.3  $OD_{sus}/X$ , dove X è il rapporto tra volume filtrato e superficie del filtro. Il coefficiente di assorbimento specifico si ottiene dividendo per la concentrazione. Un esempio di spettri di densità ottica misurati, con suddivisione della misura totale nei contributi del detrito e dei pigmenti, è mostrato nella *Fig. 11*. Sono in uso anche metodi analitici per la ripartizione della densità ottica misurata ra pigmenti e detrito.



Fig. 11 - Densita' ottica misurata per un campione di particotato marino depositato su filtro: assorbimento totale (linea spessa), del detrito (linea sottile) e del pigmento (linea di spessore medio). Depigmentazione ottenuta per ossidazione con NaClO. (x = Lunghezza d'onda (nm), y = Densitàottica)

## Diffusione da parte del del particolato

Il coefficiente di diffusione del particolato può essere calcolato mediante la teoria di Mie, utilizzando come dati di ingresso l'indice di rifrazione e la distribuzione dei diametri. L'utilità di questo calcolo è tuttavia limitata, a causa della non-sfericitàdel particolato, perché l'indice di rifrazione non è noto o è noto con precisione scarsa, perché la distribuzione dei diametri nella zona sotto l micron é misurabile con difficoltà, ecc.. D'altra parte la misura sperimentale del coefficiente di diffusione é complessa e poco precisa. La valutazione del coefficiente di diffusione, e quindi della parte retrodiffusa, cioè della quantità  $b_b$  che costituisce uno dei due dati di ingresso dell'equazione della riflettanza, è tuttora un problema aperto.

## Rappresentatività del campionamento

Per ovvi motivi le misure sperimentali di cui sopra sono effettuate su campioni discreti, che dovrebbero esprimere le condizioni medie di un corpo d'acqua. La frequenza o la scelta dei campionamenti può essere inadeguata per la variabilità di concentrazione e composizione verticale (stratificazione) e orizzontale, la variabilità temporale (per es. stagionale), la variabilità biologica.

## 13. SPETTRI DI RIFLETTANZA TIPICI

Dall'equazione della riflettanza  $R(\lambda) = 0.33 \ b_b(\lambda)/a(\lambda)$ , e da quanto esposto relativamente all'assorbimento ed alla diffusione delle varie sostanze contenute nell'acqua, si deduce che:

- il prevalente assorbimento della clorofilla riduce la riflettanza se la concentrazione aumenta, massimamente in corrispondenza ai picchi (440 e 670 nm);
- l'assorbimento della sostanza gialla riduce la riflettanza se la concentrazione aumenta,massimamente alle basse lunghezze d'onda (< 450 nm);</li>
- la prevalente diffusione del detrito aumenta la riflettanza se la concentrazione aumenta, particolarmente dove l'assorbimento globale é minimo (500-600 nm).

La Fig. 12 mostra spettri della riflettanza misurati durante campagne effettuate in acque di tipo diverso. Gli elevati valori di riflettanza nell'intervallo 550-550 nm misurati nella campagna CINECA V sono causati dall'alta concentrazione del detrito. La campagna DISCOVERER è stata effettuata in acqua di classe 1: l'aumento della concentrazione di clorofilla riduce notevolmente la riflettanza tra 400 e 450 nm, ma non si verifica un corrispondente aumento importante di riflettanza tra 500 e 550 nm, poichè la concentrazione di detrito è comunque bassa. Si noti come il valore R(550) sia poco sensibile alla concentrazione di clorofilla. Dall'esame degli spettri della figura si possono trarre

indicazioni per la scelta delle variabili da usare negli algoritmi per la determinazione delle concentrazioni delle sostanze contenute nell'acqua. Per esempio si vede facilmente che la variabile R(440)/R(550) è sensibile alla concentrazione di clorofilla, (il valore decresce all'aumentare della concentrazione) mentre la variabile R(550) è sensibile alla concentrazione di detrito (il valore aumenta con la concentrazione)



Fig. 12 - Spettri di riflettanza (in %) misurati durante campagne sperimentali (CINECA V, ecc.) effettuate in acque di diverso tipo. (x = Lunghezza d'onda (nm), y = Riflettanza (%))

## 14. CONVERSIONE RIFLETTANZA IN ACQUA <=> RADIANZA EMERGENTE

Il sensore remoto misura la radianza al livello del satellite; la correzione atmosferica sottrae i contributi alla radianza misurata causati dall'interazione della radiazione con l'atmosfera e produce la radianza emergente dall'acqua; questa va convertita in radianza nell'acqua e in riflettanza (com già

detto, gli algoritmi bio-ottici operano sulla variabile riflettanza). Il percorso inverso (riflettanza in acqua, radianza emergente dall'acqua, radianza al livello del satellite) viene fatto quando, partendo dai valori espressi dal modello ottico si vuole ottenere la radianza misurata dal sensore remoto.

### Conversione riflettanza in acqua <=> radianza in acqua

Sia L( $\theta$ ,  $\theta$ ') la radianza in acqua, con  $\theta$  = Zenith del sole, sin  $\theta$ ' = (1/m) sin $\theta$ , m = indice di rifrazione dell'acqua; se la radianza ascendente in acqua ha valore costante L<sub>u</sub>, E<sub>u</sub> =  $\pi$  L<sub>u</sub> e quindi, dalla definizione di R, L<sub>u</sub> = [E<sub>d</sub>( $\theta$ )/ $\pi$ ] R. In realtà, per il rapido aumento di L( $\theta$ ,  $\theta$ ') per valori di  $\theta$ ' >  $\theta$ 'critico (angolo di Brewster), si ha

 $\mathbf{L}_{\mathbf{u}} = [\mathbf{E}_{\mathbf{d}}(\mathbf{0})/\mathbf{Q}] \mathbf{R}$ 

con Q ~ 5 funzione di  $\lambda$ , ma tenuta frequentemente costante nei modelli ottici

## Conversione radianza in acqua <=> radianza emergente dall'acqua

 $L_{W}(\theta, \theta') = L(\theta, \theta') [1 - \rho(\theta', \theta)]/m^{2}$ 

Con  $\rho(\theta', \theta)$  = riflettività di Fresnel in acqua per angolo incidente  $\theta'$ ; la relazione è valida rigorosamente per una superficie piana, ma può essere applicata (errore < 10%) anche in presenza di onde (fino a un vento di 10 m/s)

## **15. ALGORITMI BIO-OTTICI**

Gli algoritmi bio-ottici sono equazioni che consentono di determinare la concentrazione delle sostanze contenute nell'acqua utilizzando i dati registrati nei canali del sensore remoto, corretti per i contributi dell'atmosfera e convertiti in radianza emergente (=  $L_w$ ) e riflettanza in acqua (= R). A titolo di esempio vengono presentati algoritmi usati con i dati forniti dai sensori remoti Coastal Zone Color Scanner (CZCS), Thematic Mapper (TM) e Sea Wide Field-of-view Scanner (SeaWiFS).

## Algoritmi CZCS e TM

Il sensore CZCS (1978-86) è stato il primo sensore remoto specificamente realizzato per uso marino. Il sensore TM (1984-) non è un sensore progettato per uso marino, ma ha un certo impiego in acque costiere per lo studio di fenomeni su piccola scala, a causa della sua elevata risoluzione geometrica. Il sensore CZCS dispone di tre canali utili :1 = 440 nm, 2 = 520 nm, 3 = 550 nm (il canale successivo a 670 nm è usato per valutare la correzione atmosferica). Il sensore TM dispone anche di tre canali utili: 1 = 486nm, 2 = 570 nm, 3 = 660 nm (per la correzione atmosferica si usa il canale a 840 nm). Nelle equazioni seguenti C = clorofilla (in mg m<sup>-3</sup>) e S = detrito (g m<sup>-3</sup>).

CZCS log(C) = A' + B' log[R(440)/R(550)] per C < 1.5 mg m<sup>-3</sup> log(C) = A" + B" log[R(520)/R(550)] per C > 1.5 mg m<sup>-3</sup> N.B.: per C > 1.5 mg m<sup>-3</sup> l'assorbimento del picco della clorofilla-a a 440 nm è così elevato da ridurre R(440) a valori troppo bassi per essere misurati con sufficiente precisione log(S) = A''' + B''' log[R(550)] (gli algoritmi di Gordon usano L<sub>w</sub> invece di R)

## TM

$$\begin{split} \log(C) &= A' + B' \log[R(486)/R(570)] \\ \log(S) &= A'' + B'' \log[R(570)] \\ \log(S) &= A''' + B''' \log[R(660)] \quad ( \text{ solo per } S > 1 \text{ g m}^{-3}). \end{split}$$

Questi algoritmi sono per acqua di classe 1, presumono cioè una correlazione stabile di detrito e CDOM con il fitoplancton, e valgono per un mezzo infinito e omogeneo. A e B sono costanti numeriche, che sono ottenute empiricamente dall'analisi statistica di dati di riflettanza e concentrazione misurati in-sito. Il valore delle costanti è funzione del tipo di acqua (cioè del tipo di correlazione tra le tre sostanze principali) ed ha quindi validità locale (più o meno ampia, a seconda dell'estensione spaziale del tipo di acqua al quale si applicano). Risultati di misure effettuate in sito per la determinazione di algoritmi della clorofilla sono mostrati nella *Fig. 13* (dati TM, Golfo di Napoli). Con questi sensori a pochi canali non é possibile discriminare la concentrazione della sostanza gialla.

## Algoritmi CZCS e TM che ammettono una maggiore variabilità delle correlazioni caratteristiche

Sono algoritmi "locali" sensibili ad una variabile (per esempio il detrito) e con sensibilità ridotta rispetto alle altre variabili. A titolo di esempio è presentato l'algoritmo CZCS del detrito che é' stato applicato a immagini dell'Adriatico settentrionale, dimostrandosi chiaramente superiore all'algoritmo standard che opera su X = R(550):

 $\log(S) = A + B \log (X)$ , con  $X = [R(550)-R(670)]^m [R(520)/R(550)]^n$ , dove:  $0.5 \le m \le 1.5, -2.5 \le n \le -0.7$ 



Fig. 13 - Algoritmo della clorofilla ottenuto da regressione sui valori di concentrazione e riflettanza misurati nel Golfo di Napoli, applicabile ai dati del Thematic Mapper. (x = R(486)/R(570), y = Clorofilla (mg m<sup>-3</sup>))

## Algoritmi SeaWiFS per la clorofilla validati su dati SeaBAM

Il SeaBAM è una raccolta di dati di verità mare (misure ottiche e di concentrazione) relativi a 919 stazioni rappresentative di una molteplicità di tipi di acqua, che coprono l'intervallo di concentrazioni di clorofilla da 0.05 a 50 mg m<sup>-3</sup>. Questi dati sono stati usati per validare una serie di algoritmi della clorofilla che operano sui dati dei canali SeaWiFS. Di seguito è presentata una selezione di questi algoritmi. Le lettere minuscole sono costanti numeriche,  $L_w$  è la radianza emergente dall'acqua, R è la riflettanza.

<u>Aiken 21+23</u> C21=  $\exp[a0 +a1 \ln(X)]$  C23 = (X + a2)/(a3 + a4 X) X = Lw490/Lw555 C = C21 if C < C

if 
$$C < 2 \text{ mg/m3} => C = C23$$

## OCTS C

 $C = 10^{(a0 + a1 X)}$  X = log[(Lw520 + Lw565)/Lw490]

## <u>OCTS P</u>

 $C = 10^{(a0 + a1 X1 + a2 X2)}$  X1 = log(Lw443/Lw520) X2 = log(Lw490/Lw520)

## POLDER

 $C = 10^{(a0 + a1 X + a2 X2 + a3 X3)}$  X = log(R443/R565)

Morel 1	
$C = 10^{(a0 + a1 X)}$	$X = \log(R443/R555)$

<u>Morel 2</u>  $C = \exp(a0 + a1 X)$   $X = \ln(R490/R555)$ 

## <u>Morel 3</u> C = $10^{(a0 + a1 X + a2 X2 + a3 X3)}$ X = log (R443/R555)

La qualità degli algoritmi è mostrata nella *Fig.14*, dove l'ascissa è la concentrazione misurata e l'ordinata è la concentrazione ottenuta con l'uso dell'algoritmo. L'algoritmo più efficace (dell'intero gruppo esaminato) è quello denominato "Morel 3", che riproduce con buona approssimazione i valori misurati sull'intero intervallo di variazione della concentrazione. Si noti peraltro la considerevole dispersione delle misure in sito



Fig. 14 - Confronto tra concentrazioni di clorofilla misurate in sito e ottenute da diversi algoritmi che usano i dati SeaWiFS, effettuato con riferimento all'insieme di dati di verita' mare SeaBAM. (x = Concentrazione in-situ (mg m<sup>-3</sup>), y = Concentrazione ottenuta dall'algoritmo (mg m<sup>-3</sup>))

## SENSORI E TECNOLOGIE SENSORI: OTTICO

## S.Tassan

CCR, ISPRA Space Applications Institute Marine Environmental Unit

## **1. INTRODUZIONE**

Idealmente un sensore del colore per il telerilevamento dovrebbe fornire una misura continua dello spettro nell'intervallo di lunghezza d'onda di interesse, con precisione elevata e costante nel tempo. Dovrebbe essere in grado di produrre una immagine allo stesso tempo dettagliata e di ampie dimensioni e coprire la stessa zona con elevata frequenza temporale. Nella realtà è impossibile riunire in un solo sensore tutte queste caratteristiche, a maggior ragione in un sensore previsto per funzionamento a bordo di un satellite, dove esistono severe limitazioni di peso e di ingombro ed è impossibile eseguire interventi di manutenzione.

Di conseguenza occorre attuare soluzioni di compromesso, con riferimento all'impiego specifico del sensore in questione. Così i sensori terrestri dovranno avere una elevata risoluzione geometrica, ma non una elevata frequenza di copertura, in quanto i fenomeni osservabili hanno sviluppo piuttosto lento (un passaggio ogni mese può essere adeguato). Al contrario i sensori marini dovranno avere una frequenza di copertura elevata per poter evidenziare fenomeni (per esempio le fioriture algali) che si sviluppano in tempi brevi e fornire immagini di ampie dimensioni, ma con bassa risoluzione geometrica.

Le caratteristiche dei fenomeni che si manifestano nel mare aperto sono infatti: vaste zone interessate (centinaia di km<sup>2</sup>), variabilità spaziale relativamente bassa (dell'ordine del km o qualche km), variabilità temporale elevata (dell'ordine del giorno o di qualche giorno), basso segnale utile (la radianza emergente è solo qualche percento della radianza misurata a livello del satellite), firma spettrale del segnale complessa e mutevole. Di conseguenza le caratteristiche richieste per i sensori sono: bassa risoluzione geometrica, notevole ampiezza dell'immagine (> 1500 km di lato), elevata ripetitività di copertura (preferibilmente passaggi giornalieri).

77

## 2. RIPRESA DEI DATI

I componenti di un sistema per il telerilevamento passivo della superficie terrestre sono schematizzati nella Fig. 1.



Fig. 1 - Componenti di un sistema di telerilevamento passivo della superficie terrestre

La radiazione emessa dal sole é filtrata dall'atmosfera, riflessa dalla superficie terrestre con la firma spettrale della superficie stessa, e misurata dal sensore remoto; il segnale registrato é trasmesso a terra e interpretato in modo da ottenere l'informazione desiderata che viene fornita agli utilizzatori.

La Fig. 2 mostra, a titolo di esempio, lo schema del sistema di ripresa del sensore Thematic Mapper (TM) a bordo del satellite LANDSAT.

Nella figura sono evidenziati vari parametri caratteristici: la scansione trasversale rispetto alla direzione dell'orbita realizzata con uno specchio oscillante, la risoluzione al suolo (IFOV), i livelli di quantizzazione del segnale, il numero dei canali e i relativi intervalli spettrali, il numero di sensori per canale. Siccome questo testo è rivolto esclusivamente agli utenti del telerilevamento, non si forniscono informazioni riguardanti la costruzione degli strumenti.

La Fig. 3 mostra la successione delle orbite (numerate progressivamente) del satellite LANDSAT che trasporta il sensore Thematic Mapper (TM): le orbite sono eliosincrone (equatore attraversato alle ore

9 e 30' locali), il periodo (cioè il ritorno sullo stesso punto) è di 16 giorni. L'inclinazione dell'orbita è di 9 gradi, l'altitudine è di 720 km.



Fig. 2 - Caratteristiche del sistema di ripresa del Thematic Mapper (TM)



Fig. 3 - Schema delle orbite eliosincrone del satellite LANDSAT

La risoluzione al suolo dell'immagine fornita dal sensore é definita dal campo di vista istantaneo (Istantaneous Field Of View, IFOV); molto usato é il corrispondente termine "pixel" (per esempio, al nadir il pixel CZCS é un quadrato di 825 m di lato). Il sensore osserva con inclinazione trasversale da una parte e dall'altra rispetto alla direzione del moto, in modo da generare una immagine della superficie osservata, la cui ampiezza è chiamata strisciata ("swath"). L'inclinazione trasversale causa una deformazione del rapporto reale delle dimensioni, accresciuta dalla curvatura della superficie terrestre, che richiede una correzione ( la cosiddetta "correzione geometrica"), ed aumenta lo spessore dello strato di atmosfera attraversato, con effetto sulla entità della correzione atmosferica. Il segnale é registrato come numero intero ("Discrete Number", DN), con scala binaria (per esempio tra 0 e 256), ed é convertito in unità fisiche di radianza (L = mW/(cm<sup>2</sup> sr  $\mu$ m)) con l'equazione lineare, detta calibrazione radiometrica:

## $L_i = a_i + b_i DN_i$

con i = numero progressivo del canale del sensore. Le costanti radiometriche  $a_i$  e  $b_i$  (intercetta e pendenza) sono determinate prima del lancio mediante lampade calibrate. In alcuni sensori sono controllate in orbita con calibrazione interna (lampade). Nei sensori più recenti il valore delle costanti radiometriche è corretto durante il funzionamento con periodiche calibrazioni rispetto al sole e alla luna.

## **3. ALCUNI PROBLEMI**

## Quantizzazione del segnale

Con pochi livelli di quantizzazione (es. 0 - 256) e segnali bassi l'errore di discretizzazione ( $\pm 1$  DN) può essere elevato (si consideri che buona parte del segnale é effetto atmosferico, la cui correzione implica comunque un errore). Il problema è particolarmente serio quando si impiegano sensori terrestri in applicazioni marine, in quanto questi sensori hanno una amplificazione di segnale più bassa (siccome la luce riflessa dalla terra è maggiore di quella riflessa dal mare). In questi casi il rimedio può essere quello di sommare DN di più pixels (risoluzione geometrica ridotta). Per esempio nel caso del Thematic Mapper, con risoluzione 30 m, la procedura seguita è quella di sommare i DN su matrici di 4x4 pixels: la risoluzione geometrica diviene un pixel di 120 m di lato, ma il segnale è aumentato di 16 volte e permette una misura sufficientemente accurata. I sensori marini hanno una amplificazione nella stagione di segnale più elevata; il CZCS offre la possibilità di aumentare l'amplificazione nella stagione invernale, quando l'illuminazione solare è più bassa.

## Deriva della calibrazione radiometrica

Se non vi é possibilità di effettuare una accurata calibrazione durante il funzionamento la deriva può causare errori che aumentano nel tempo e possono essere elevati. La deriva della calibrazione radiometrica ha ridotto drasticamente l'utilità del sensore CZCS nell'ultima fase del suo

funzionamento (Fig.4: si noti la riduzione del 40% del segnale del canale centrato a 440 nm. corrispondente al massimo dell'assorbimento del fitoplancton).

## Elevazione solare

Per angoli zenitali >  $60^{\circ}$  il rapido aumento della frazione di luce riflessa dalla superficie aumenta la contaminazione del segnale utile e riduce la quantità di luce che penetra nell'acqua fino al punto da rendere il segnale non utilizzabile.



Fig. 4 - Deriva dell'amplificazione dei canali CZCS tra il 1978 e il 1986 (x = Tempo, y = Deriva)

## Inclinazione del sensore

L'inclinazione trasversale aumenta lo spessore di atmosfera attraversato e quindi l'entità e la complessità della correzione atmosferica: con strisciate ampie i dati estremi (per inclinazioni superiori  $a \pm 55^{\circ}$ ) possono risultare inutilizzabili.

## Discriminazione spettrale

Il numero dei canali del sensore deve superare il numero delle variabili indipendenti. La condizione è matematicamente necessaria ma non sufficiente nella pratica, a causa dell'errore della misura (con errore della correzione atmosferica dominante). Si noti che i dati di alcuni canali sono utilizzati per valutare la correzione atmosferica (per esempio il canale 4, a 670 nm, del CZCS) e quindi non sono disponibili per la misura del colore. Siccome i canali misurano su bande di lunghezza d'onda, è fondamentale, agli effetti della discriminazione spettrale, che queste bande siano strette. La *Fig.5*, che confronta le bande CZCS con quelle del sensore MSS-1 a bordo del primo satellite LANDSAT, mostra come quest'ultimo sensore non fosse adatto all'impiego marino.

## Difetti radiometrici

Difetti di funzionamento del sensore possono essere presenti e ridurre in varia misura la qualità dell'immagine. Per esempio il sensore TM mostra un evidente fenomeno di isteresi nella scansione trasversale da zone con alta radianza a zone con bassa radianza: l'effetto è cospicuo per il segnale registrato nei canali 3 e 4 nel passaggio dalla costa al mare. L'immagine TM presenta inoltre strisciature, dovute a variazioni casuali del livello di zero del segnale (per tutti i canali). Questi difetti radiometrici sono quasi inosservati nel rilevamento della terra, ma possono essere causa di errori elevati nel rilevamento dell'acqua, dove il segnale utile è di molto inferiore.



Fig. 5 - Confronto tra le ampiezze di banda dei canali MSS-1 (sopra) e CZCS (sotto) (figura superiore: x = lunghezza d'onda (Angstroem); figura inferiore: <math>x = lunghezza d'onda (nm))

## 4. PROGRESSO DEI SENSORI PER USO MARINO

Le tappe del progresso dei sensori per uso marino possono essere sintetizzate come segue.

- poche bande larghe VIS, bassa precisione radiometrica, pochi livelli di quantizzazione dei dati, non marino-specifico => solo determinazione torbidità (es.LANDSAT/MSS, 2 bande, 1970?).
- varie bande strette VIS, media precisione radiometrica e digitale, marino-specifico => determinazione quantitativa fitoplancton (clorofilla a) e detrito (es. NIMBUS/CZCS, 4 bande, pixel 825 m, strisciata 1566 km, 1978)

3) più bande strette VIS, elevata precisione radiometrica e digitale, marino-specifico avanzato (es. calibrazione solare e lunare) => determinazione quantitativa pigmenti, detrito, sostanza gialla; correzione atmosferica accurata (es. SeaStar/SeaWiFS, 8 bande, pixel 1 km, strisciata 2800 km, 1998)
4) "image spectrometers", con numero di bande elevato, sostanziale miglioramento della selettività spettrale (es. discriminazione dei diversi pigmenti) e della correzione atmosferica (es. prototipo IRS/MOS, 17 bande, pixel 500 m, strisciata 200 km, 1996)

5) prossimi sensori : numero elevato di bande strette, strisciata ampia, elevata risoluzione geometrica (es. MERIS, 16 bande, pixel 250 m, strisciata 1450 km, 2000?)

## Nota :

tra la fine del CZCS (1986) e avvio del SeaWiFS (1998) sono mancati sensori specificamente "marini". Per indagini su piccola scala (dettagli di zone costiere) si è usato (con gli accorgimenti necessari per ovviare alle caratteristiche terrestri del sensore, come basso segnale, difetti radiometrici, periodo elevato) il sensore LANDSAT/TM5 : 3 bande di media ampiezza, => determinazione quantitativa clorofilla e detrito, pixel 30 m, strisciata188 km, periodo 16 giorni, 1984-. Meno frequentemente è stato usato il sensore SPOT/HRV : 2 bande di media ampiezza, => determinazione quantitativa materiale sospeso, pixel 20 m, strisciata 60 km, periodo 26 giorni, 1986-.

## 5. CARATTERISTICHE DI ALCUNI SENSORI

Coastal Zone Color Scanner (CZCS)

realizzazione :	NASA (USA)		
orbita :	eliosincrona		
vettore :	NIMBUS G		
operativo :	1978 - 1986		
altitudine :	955 km		

inclinazione : 99.28 gradi nodo ascendente : 12 hr periodo : 6 giorni pixel : 825 m al nadir strisciata (swath) : 1566 km segnale digitale : 0-256 canali : 1. 443 ± 10 nm, 2 520 ± 10 nm, 3. 550 ± 10 nm, 4. 670 ± 10 nm, 5. 750 ± 50 nm rapporto segnale/rumore (S/N) : 1. 200, 2. 150, 3. 150, 4. 100 altre caratteristiche : - segnale registrato a bordo e poi trasmesso alle stazioni riceventi - amplificazione del segnale variabile (4livelli) - possibilità di inclinazione per evitare la luce solare riflessa (tilt)

Thematic Mapper (TM) realizzazione: NASA (USA) orbita : eliosincrona vettore: LANDSAT 5 operativo : 1984 -..... altitudine : 705 km inclinazione: 99 gradi nodo discendente : 9.30 hr periodo : 16 giorni pixel: 30 m al nadir (120 m per banda 8) strisciata (swath): 188 km segnale digitale : 0-256 canali: 1.  $486 \pm 82$  nm, 2.  $570 \pm 82$  nm, 3.  $660 \pm 67$  nm, 4.  $838 \pm 128$  nm, 5.  $750 \pm 50$  nm 6. 1.55 - 1.75 μm, 7. 2.08 - 2.35 μm, 8. 10.40 - 12.50 μm rapporto segnale/rumore (S/N, per radianza minima e massima)): 1.50-140, 2.60-280, 3.50-250 4.35-340 altre caratteristiche: - segnale registrato a bordo e poi trasmesso alle stazioni riceventi - amplificazione bassa

- difetti radiometrici ( isteresi, level shift)

Sea-Viewing Wide Field-of-view Scanner (SeaWiFS)

realizzazione : NASA (USA)

orbita : eliosincrona

vettore : Sea Star

operativo : 1998 -.....

altitudine: 705 km

inclinazione : 98,2 gradi

nodo discendente: 12 hr

periodo: 16 giorni

copertura : giornaliera

pixel: 1.13 km (LAC) e 4.5 km (GAC) al nadir

strisciata (swath): 2800 km (LAC) e 1500 km (GAC)

segnale digitale : 0-1024

canali : 1.  $412\pm 10$  nm, 2  $443\pm 10$  nm, 3.  $490\pm 10$  nm, 4.  $510\pm 10$  nm, 5.  $555\pm 10$  nm 6.  $670\pm 10$  nm, 7.  $765\pm 20$  nm, 8.  $865\pm 20$  nm

rapporto segnale/rumore (S/N): 1.499, .74, 3.667, 4.640, 5.596, .442, 7.455, 8.467 altre caratteristiche :

- dati GAC registrati a bordo e poi trasmessi alle stazioni riceventi, dati LAC trasmessi direttamente

- due livelli di amplificazione: 1° fino L = 10.9 mW/(cm micron sr), 2° fino L = 60.1 W/(cm micron sr)

- possibilità di inclinazione per evitare la luce solare riflessa (± 20 gradi)

- calibrazione radiometrica sul sole e sulla luna

- registrazione dati : LAC (local-area coverage) = tutti i pixels; GAC (global-area coverage) = 1 pixel su 4 e 1 linea su 4 solo nella parte centrale dell'immagine (LAC = 1285 pixels per linea, GAC = 248 pixels per linea).

Modular Optoelectronic Scanner (MOS-IRS) realizzazione : sensore DLR (Germania) satellite ISRO (India) orbita : eliosincrona vettore : IRS - P3 operativo : 1996 -..... altitudine : 817 km inclinazione : 99.69 gradi nodo ascendente : 10.30 hr periodo : 26 giorni

85

pixel: 520 m al nadir

ampiezza della strisciata (swath): 200 km

quantizzazione : 16 bit

canali: 1. 408 ± 5 nm, 2 443 ± 5 nm, 3. 485 ± 5 nm, 4. 520 ± 5 nm, 5. 570 ± 5 nm, 6. 614 ± 5 nm

7.  $650 \pm 5$  nm, 8.  $685 \pm 5$  nm, 9.  $750 \pm 5$  nm,...10.  $757 \pm 0.7$  nm, 11.  $760.6 \pm 0.7$  nm

12.  $763.5 \pm 0.7 \text{ nm}$ , 13.  $766.5 \pm 0.7 \text{ nm}$ , 14.  $8185 \pm 5 \text{ nm}$ , 15.  $870 \pm 5 \text{ nm}$ , 16.  $945 \pm 5 \text{ nm}$ 

17.  $1010 \pm 5$  nm, 18.  $1600 \pm 50$  nm

rapporto segnale/rumore (S/N): 1 - 9:100, 10 - 13:300, 14 - 18:100

altre caratteristiche:

- segnale non registrato a bordo (trasmesso subito alle stazioni riceventi)

- calibrazione radiometrica in orbita con lampade e sul sole

## 6. SUPERIORITA' DI SeaWiFS RISPETTO AL CZCS

Dal confronto tra le caratteristiche dei sensori CZCS e SeaWiFS presentate sopra risulta evidente la notevole superiorità di SeaWiFS, che si può riassumere in: maggiore discriminazione spettrale (6 canali utili invece di 3), minore errore di discretizzazione del segnale (1024 livelli invece di 256), rapporto segnale/rumore molto più elevato (450-650 invece che 100-200), più canali disponibili per la valutazione della correzione atmosferica (2 invece di 1). La *Fig. 6* evidenzia la superiore discriminazione spettrale ottenibile con SeaWiFS: in particolare il canale a 490 nm consente di distinguere la clorofilla-c che caratterizza le cloroficee, come pure la ficoeritrina, pigmento tipico dei cianobatteri; il canale a 412 nm consente di discriminare l'effetto dell'assorbimento della sostanza gialla.

La Fig. 7 mostra schematicamente il miglioramento della correzione atmosferica reso possibile dalla superiore performance di SeaWiFS. I nuovi elementi del calcolo della correzione, evidenziati dalle linee tratteggiate, tengono conto dell'effetto delle onde, della schiuma, delle interazioni di diffusione del secondo ordine (per molecole e aerosoli).



Fig. 6 - Discriminazione spettrale ottenibile con i canali SeaWiFS tra 400 e 700 nm (x=lunghezza d'onda (nm))



Fig. 7 - Confronto schematico tra i modelli di correzione atmosferica CZCS e SeaWiFS

## 7. SeaWiFS OPERATIONAL DATA PRODUCTS

I dati del sensore Sea WiFS vengono distribuiti agli utilizzatori in una varietà di formati, in modo da soddisfare le diverse esigenze. Di seguito sono sintetizzati alcuni tipi di prodotto.

#### Level-1A

include i dati di livello zero ( dati originali per tutte le bande, dati per calibrazione radiometrica, di navigazione, ecc.)

tipo di dati : global-area coverage (GAC), local-area coverage (LAC), calibrazione solare e lunare, ecc.

## Level-2 GAC

12 tipi di dati geofisici per ogni pixel, ottenuti dai dati di livello zero applicando calibrazione radiometrica, correzione atmosferica e algoritmi bio-ottici. Es. : radianza emergente per le bande 1-5, contributo di radianza degli aerosoli in banda 6 e 8, concentrazione di clorofilla (algoritmo tipo CZCS), coefficiente di attenuazione diffusa per banda 3, epsilon per bande 6 e 8 (dato per correzione atmosferica), ecc.

16 flags di controllo. Es.: fallimento correzione atmosferica, pixel di terra, sunglint, bassi fondali, radianza emergente negativa, neve o ghiaccio, coccolitofori, acqua di classe 2, zenit solare eccessivo, concentrazione di aerosoli eccessiva, fallimento dell'algoritmo bio-ottico, ecc.

#### Level-3 Binned

dati di livello 2 accumulati su periodi di 1 giorno, 8 giorni, 1 mese, 1 anno; dati raccolti in celle di circa 81 km<sup>2</sup> ciascuna.

Essenzialmente gli stessi tipi di dati contenuti al livello 2; per ogni tipo di dato ed ogni cella può essere fornita una valutazione statistica

## Level-3 Standard Mapped Image (SMI)

immagini dei dati di livello 3 in proiezione cilindrica equidistante, per 5 tipi di dati: concentrazione di clorofilla, radianza emergente normalizzata in banda 5, spessore ottico dell'aerosol in banda 8, coefficiente di attenuazione diffusa in banda 3, ecc.

### 8. SATELLITI CON SENSORI MARINI FINO AL 2005

Un quadro sinottico dei satelliti con sensori marini già operativi o previsti fino al 2005 è presentato nella *Fig. 8* (sensori di colore del mare, per studi sulla produzione primaria e la polluzione costiera) e nella *Fig. 9* (sensori VIS-NIR con media risoluzione geometrica, per studi di ecologia costiera, ecc.). I sensori sono indicati tra parentesi. E' notevole l'impegno in questo settore di Paesi come l'India, il Giappone, la Francia (oltre, ovviamente, agli U.S.A.). L'impegno europeo è rappresentato dall'ESA.

# Ocean Color\* Spacecraft 1990's and Beyond Ocean Biology (Productivity) and Coastal Pollution

STREET STREET

							_		•
1990 1991 1992 1993 1994 199	5 1996 1997	1998	1999 2000	2001	2002	2003	2004	2005	ļ
JAPAN'S MOS-1B									
	RUSSLA's								
	INDIA's	DOS-P	3 0405)			<u> </u>			
	JAPAI	N's MI	DORI/AI	DEOS-		TS)			
	U.	S. SEA	WIFS						
			TATWAN	rs RO	CSAT-	1	-		
			U.S. EC	S-AM	1 (MO	וצוסי	-		
			ر ا	APAN	's ADI	ios-2	2 (GL	D	
				ESA's	ENVIS	SAT		(5)	
				<u>V.S. I</u>	OS-PN	M1 G	NODI	S)	-
				1.22		ΩĽ,			1

"Resolution is ~500-1000 m

Fig. 8 - Satelliti con sensori per misure di colore del mare, per studi di produttivita' primaria e polluzione costiera, tra il 1990 e il 2005



International—VISIOIE/INITATEO/MEDIUM-RESOlUTION Opacectait Land and Coastal Ecology & Monitoring/Coral Reef Research

Fig. 9 - Satelliti con sensori VIS-NIR e risoluzione geometrica media, per studi di ecologia costiera, tra il 1972 e il 2004
# TELERILEVAMENTO SAR DELLA SUPERFICIE DEL MARE: MODELLISTICA ED INVERSIONE

Giacomo De Carolis

Consiglio Nazionale delle Ricerche Istituto di Tecnologia Informatica Spaziale c/o Centro di Geodesia Spaziale – Agenzia Spaziale Italiana Loc. Terlecchia, 75100 Matera Email: <u>decarolis@itis.mt.cnr.it</u>

#### **1. INTRODUZIONE**

Le proprietà statistiche di un campo d'onde superficiali che si propagano su una superficie marina possono derivarsi dalla conoscenza dello spettro marino direzionale e bidimensionale  $F(\vec{k})$ , dove  $\vec{k}$  è il vettore di propagazione che individua il numero d'onda. A partire dagli anni '80, l'impiego dei Radar a Sintesi d'Apertura (SAR, Synthetic Aperture Radar) montati a bordo di veicoli aviotrasportati o satellitari ha dimostrato la capacità di misurare lo spettro marino  $F(\vec{k})$ . Per spiegare il meccanismo con cui il SAR è in grado di acquisire informazioni sulle proprietà direzionali ed energetiche dello spettro del mare, è stata sviluppata una teoria basata sul "velocity bunching" degli scatteratori, che si adatta particolarmente alla geometria di illuminazione dei SAR a bordo di satelliti. A partire da questa, Hasselmann & Hasselmann [1] hanno per la prima volta derivato una trasformazione integrale non lineare che lega lo spettro marino  $F(\vec{k})$  allo spettro SAR  $P(\vec{k})$ . La trasformazione diretta consente pertanto di mettere a punto una procedura di inversione per la stima dello spettro marino con tecniche di telerilevamento.

Dopo aver trattato gli aspetti teorici del processo di formazione delle immagini SAR di scene marine, sarà descritta la metodologia di inversione proposta in [1], [2]. Inoltre, si introdurrà lo spettro SAR incrociato [4] come strumento per la risoluzione dell'ambiguità direzionale presente nello spettro SAR convenzionale. A questo scopo, saranno illustrate le potenzialità per lo studio di una metodologia di inversione che prescinde dalla conoscenza a priori delle proprietà direzionali della superficie marina [8].

91

#### 2. LO SPETTRO DEL MARE

La natura e le proprietà della superficie del mare impongono un approccio statistico per una descrizione fisica del moto delle particelle d'acqua. Da questo punto di vista, il concetto di spettro delle onde è un modo conveniente per descrivere l'elevazione della superficie del mare interessato dalla propagazione di un campo di onde su una scala temporale di circa 30 minuti e una scala spaziale di qualche decina di Km. All'interno di queste dimensioni spazio-temporali, lo spettro del mare contiene informazioni sulla distribuzione dell'energia delle onde al variare della frequenza, numero d'onda e direzione di propagazione. Variazioni del campo d'onde su scale maggiori sono descritte da variazioni corrispondenti dello spettro.

L'elemento chiave per la descrizione delle onde del mare per mezzo dello spettro corrispondente consiste nella decomposizione in termini di componenti armoniche, non interagenti fra loro e con fase completamente indipendente e distribuita in maniera uniforme fra 0 e  $2\pi$ . L'elevazione  $\eta$  della superficie ad un certo istante t è quindi rappresentabile secondo Fourier dalla sovrapposizione lineare di un gran numero di onde, ciascuna avente ampiezza  $a_i$ , frequenza  $f_i$  e fase  $\alpha_i$ 

$$\eta(t) = \sum_{i} a_{i} \cos(2\pi f_{i}t + \alpha_{i}).$$

Se inoltre le ampiezze  $a_i$  obbediscono ad una distribuzione gaussiana ed il processo è stazionario, la densità spettrale  $F(\omega)$  definita come

$$F(\omega) = \lim_{\Delta\omega\to 0} \frac{1}{\Delta\omega} E\left[\sum_{\Delta\omega} \frac{1}{2}a^2\right]$$

rappresenta una descrizione completa del processo stocastico  $\eta(t)$ . Nella espressione precedente  $\omega = 2\pi f$ ,  $\Delta \omega$  è la banda spettrale attorno alla frequenza angolare  $\omega$  ed infine E[...] è l'operatore di valore atteso. In modo analogo si definisce lo spettro direzionale  $F(\vec{k})$ , invocando la relazione di dispersione fra  $\omega$  e k ed includendo nella rappresentazione di Fourier di  $\eta(t)$  la direzione di propagazione  $\phi$  delle onde componenti.

Il significato fisico dello spettro è il seguente: la quantità  $F(\vec{k})dk$  rappresenta il contributo alla varianza totale dell'elevazione superficiale della banda spettrale dk attorno al numero d'onda  $\vec{k}$  e l'energia per unità di area è pari a  $\rho gF(\vec{k})dk$ , dove  $\rho$  è la densità dell'acqua e gl'accelerazione di gravità.

# **3. IL MODELLO DIRETTO**

Il SAR è un sistema radar attivo a microonde in grado di fornire immagini ad alta risoluzione della scena terrestre ripresa. La lunghezza d'onda della radiazione elettromagnetica generalmente impiegata va da pochi centimetri (banda S) a qualche decina di centimetri ed oltre (banda P). Le onde lunghe del mare (10m–100m) possono quindi essere rese visibili solo attraverso la presenza delle onde capillari che cavalcano la cresta dell'onda lunga. Queste ultime a loro volta interagiscono con le onde capillari modulandone lo spettro in energia e direzione. Dal punto di vista elettromagnetico un'onda oceanica può essere modellizzata come un insieme di elementi di superficie chiamate "faccette" che retrodiffondono la radiazione e.m. incidente con una fase completamente incorrelata l'una rispetto alle altre. Nell'intervallo degli angoli di incidenza compresi fra 20° e 60°, solitamente impiegato dai SAR, il segnale retrodiffuso da ciascuna faccetta è dominato dal cosiddetto regime di risonanza di Bragg fra la radiazione incidente e le onde capillari.

La teoria di modulazione della sezione d'urto radar osservata su scene SAR marine si basa su tre processi fondamentali:

- <u>Modulazione di tilt</u>: a causa della variazione della pendenza sul profilo dell'onda lunga, l'angolo sotto cui una faccetta è illuminata dal fascio radar dipende dalla posizione occupata. Poiché la sezione d'urto radar dipende dall'angolo di incidenza, la variazione periodica dell'angolo di incidenza produce una corrispondente modulazione dell'intensità del segnale retrodiffuso.
- 2) <u>Modulazione idrodinamica</u>: l'interazione idrodinamica tra le componenti capillari e le componenti lunghe (di gravità) produce una perturbazione della densità spettrale delle onde capillari e ne modifica le caratteristiche direzionali. Anche in questo caso le perturbazioni dipendono dalla posizione della faccetta sul profilo ondoso e, di conseguenza, la sezione d'urto radar ne risulta modulata.
- 3) <u>Velocity bunching</u>: è il processo, associato alla modalità di ripresa SAR, che consente l'imaging delle onde che si propagano nella direzione parallela alla traiettoria seguita dal sensore (azimuth). Il SAR, infatti, usa lo spostamento Doppler del segnale e.m. retrodiffuso per determinare la posizione in azimuth della faccetta. Ne risulta che se il target si muove durante la ripresa, il movimento contribuisce con un ulteriore spostamento Doppler. Nel caso della superficie marina, la generica faccetta possiede una velocità non nulla: se, in particolare, si muove verso il radar, la posizione nell'immagine SAR risulterà spostata verso la direzione azimuth positiva; viceversa, occuperà in azimuth una posizione

negativa se si muove allontandosi dal radar. Ciò ha un profondo effetto sulla formazione delle immagini SAR di scene marine. Se infatti consideriamo un'onda lunga (o la componente) che si propaga nella direzione azimuth positiva, le faccette tenderanno a concentrarsi, nel piano immagine, attorno alla posizione corrispondente al cavo dell'onda lunga; viceversa, si diraderanno in corrispondenza della cresta. L'effetto finale è un "bunching" in azimuth che viene interpretato come la presenza di un'onda che si sta propagando in quella direzione [1], [3].

Mentre le modulazioni di tilt e idrodinamica possono essere considerate processi lineari per qualunque condizione di stato del mare, il processo di modulazione dovuto al velocity bunching è spesso non lineare, in particolare per quanto riguarda le onde generate dal vento. Ouesta caratteristica rende necessario lo sviluppo di una teoria non lineare dell'imaging SAR.

Poiché le sole modulazioni di tilt e idrodinamica intervengono nel processo di formazione di immagini radar ad apertura reale (RAR), nella quale si approssima la superficie del mare come una superficie statica (frozen surface approximation), la somma delle rispettive funzioni di trasferimento di modulazione (MTF) costituisce la funzione totale di trasferimento RAR che ha la seguente espressione:

$$T^{R}(\vec{k}) \equiv T'(\vec{k}) + T^{h}(\vec{k})$$
$$= \frac{4ik_{v}}{\tan\theta(1 + \sin^{2}\theta)} + 4.5 \frac{\omega k_{v}^{2}}{|\vec{k}|} \frac{\omega - i\mu}{\omega^{2} + \mu^{2}}$$
(1)

Gli apici R, t, h si riferiscono rispettivamente alle MTF RAR, tilt e idrodinamica;  $\omega$  è la frequenza angolare dell'onda lunga che per acque profonde è legata al numero d'onda  $k=2\pi/\lambda$  attraverso la relazione di dispersione  $\omega = \sqrt{gk}$ ;  $k_y$  è la componente range di  $\vec{k}$  nel sistema di riferimento del SAR;  $\theta$  è l'angolo di incidenza e  $\mu$  è un parametro di rilassamento idrodinamico che tiene conto dell'interazione tra le onde capillari e l'onda lunga ed il suo valore dipende dalla frequenza del radar e dall'intensità del vento.

Se gli spostamenti in azimuth sono piccoli in confronto alla lunghezza dell'onda lunga, il processo di velocity bunching può essere considerato lineare. In questo caso, si può definire una MTF che assume la seguente espressione:

$$T^{vb}(\vec{k}) \equiv -ik_x \beta T^v(\vec{k})$$
$$= -ik_x \beta \left[ -\omega \left( \frac{k_y}{|\vec{k}|} \operatorname{sen}\theta + i \cos\theta \right) \right]$$
(2)

dove  $T^{\nu}(\vec{k})$  è la funzione di trasferimento della componente range della velocità orbitale,  $k_x$  è la componente azimuth di  $\vec{k}$  nel sistema di riferimento del SAR,  $\beta = R/V$  è il rapporto tra la distanza sensore-target e la velocità della piattaforma. Al primo ordine (approssimazione lineare), lo spettro di potenza SAR può essere così espresso:

$$P_{l}\left(\overline{k}\right) = \left|T^{s}\left(\overline{k}\right)\right|^{2} \frac{F(\overline{k})}{2} + \left|T^{s}\left(-\overline{k}\right)\right|^{2} \frac{F(-\overline{k})}{2} \quad (3)$$

con la MTF complessiva del SAR definita come:

$$T^{s}\left(\vec{k}\right) \equiv T^{R}\left(\vec{k}\right) + T^{vb}\left(\vec{k}\right) \quad (4)$$

Se si considerano invece tutti gli ordini di non linearità del processo di velocity bunching, l'espressione dello spettro di potenza SAR diventa:

$$P(\vec{k}) = \frac{1}{(2\pi)^2} \exp(-k_x^2 \xi'^2) \cdot \int d\vec{r} \exp(-i\vec{k} \cdot \vec{r}) \exp(k_x^2 \beta^2 f''(\vec{r})) \times \left\{ 1 + f^R(\vec{r}) + ik_x \beta \left[ f^{Rv}(\vec{r}) - f^{Rv}(-\vec{r}) \right] + (5) + (k_x \beta)^2 \left[ f^{Rv}(\vec{r}) - f^{Rv}(\vec{\sigma}) \right] \left[ f^{Rv}(-\vec{r}) - f^{Rv}(\vec{\sigma}) \right] \right\}$$

dove

$$\begin{cases} f^{\nu}(\vec{r}) = \frac{1}{2} \int \left\{ F(\vec{k}) \left| T^{\nu}(\vec{k}) \right|^{2} + F(-\vec{k}) \left| T^{\nu}(-\vec{k}) \right|^{2} \right\} \exp(i\vec{k}\cdot\vec{r}) d\vec{k} \\ f^{R}(\vec{r}) = \frac{1}{2} \int \left\{ F(\vec{k}) \left| T^{R}(\vec{k}) \right|^{2} + F(-\vec{k}) \left| T^{R}(-\vec{k}) \right|^{2} \right\} \exp(i\vec{k}\cdot\vec{r}) d\vec{k} \\ f^{R\nu}(\vec{r}) = \frac{1}{2} \int \left\{ F(\vec{k}) T^{R}(\vec{k}) \left( T^{\nu}(\vec{k}) \right)^{*} + F(-\vec{k}) \left( T^{R}(-\vec{k}) \right)^{*} T^{\nu}(-\vec{k}) \right\} \exp(i\vec{k}\cdot\vec{r}) d\vec{k} \end{cases}$$
(6)

sono rispettivamente la funzione di autocorrelazione delle velocità orbitali, la funzione di autocorrelazione della intensità dell'immagine RAR e la funzione di correlazione tra l'immagine RAR e la velocità orbitale;  $\xi' = \beta \sqrt{f'(\sigma)}$  è lo spostamento quadratico medio in azimuth delle faccette che agisce come un fattore di cut-off che degrada la risoluzione azimuth dell'immagine SAR.

A causa del termine esponenziale all'interno dell'integranda di (5), questa espressione non assume la forma di una trasformata di Fourier convenzionale. Perciò, Hasselmann & Hasselmann [1] hanno proposto una espansione in serie di potenze rispetto a  $k_x$  della funzione esponenziale. Ciò conduce ad una utile espansione in serie di (5) rispetto all'indice di non linearità (*n*) ed al parametro  $\beta$  del velocity bunching (*m*):

$$P(\vec{k}) = \frac{1}{(2\pi)^2} \exp(-k_x^2 \xi'^2) \cdot \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=2n-2}^{2n} (k_x \beta)^m P_{n,m}(\vec{k})$$
(7)

dove

$$\begin{cases} P_{n,2n}(\vec{k}) = \int d\vec{r} \exp(-i\vec{k} \cdot \vec{r}) \frac{f^{\nu}(\vec{r})^{n}}{n!} \\ P_{n,2n-1}(\vec{k}) = \int d\vec{r} \exp(-i\vec{k} \cdot \vec{r}) \frac{i \left[ f^{R\nu}(\vec{r}) - f^{R\nu}(-\vec{r}) \right]}{(n-1)!} f^{\nu}(\vec{r})^{n-1} \\ P_{n,2n-2}(\vec{k}) = \int d\vec{r} \exp(-i\vec{k} \cdot \vec{r}) \left\{ \frac{f^{R}(\vec{r}) f^{\nu}(\vec{r})^{n-1}}{(n-1)!} + f^{R\nu}(\vec{r}) \right] \left[ f^{R\nu}(-\vec{r}) - f^{R\nu}(\vec{\sigma}) \right] \\ f^{\nu}(\vec{r})^{n-2} \left[ \frac{f^{R\nu}(\vec{r}) - f^{R\nu}(\vec{\sigma})}{(n-2)!} \right] \end{cases}$$
(8)

E' importante notare che il termine gaussiano in (5) e (7) agisce come un filtro passa basso in azimuth il cui effetto è quello di distruggere l'informazione sulle componenti azimutali ad alta frequenza delle onde in propagazione. Per definire in maniera quantitativa la più piccola lunghezza d'onda rilevabile dal SAR in azimuth, si definisce una lunghezza d'onda di cut-off  $\lambda_{cl}$ . Assumendo che  $\xi'$  e  $\lambda_{cl}$  siano proporzionali, è importante sottolineare come il loro valore dipende dall'intero spettro marino e non solo da una porzione.

Le espressioni (7) e (8) possono essere usate per calcolare in maniera efficiente lo spettro di potenza SAR poiché possono ora essere usati gli algoritmi FFT che implementano le trasformate di Fourier. La convergenza delle serie è in genere assicurata per l'indice non lineare n=10.

Per n=1, il primo termine di (7) costituisce l'approssimazione non lineare che è identica alla espressione (3), eccetto che per la presenza del fattore esponenziale di cut-off:

$$P_{ql}(\vec{k}) = \exp(-k_x^2 \xi'^2) \left[ \left| T^s(\vec{k}) \right|^2 \frac{F(\vec{k})}{2} + \left| T^s(-\vec{k}) \right|^2 \frac{F(-\vec{k})}{2} \right]$$
(9)

L'espressione (5), insieme alla espansione in serie (7), contiene implicitamente l'assunzione che il SAR operi come un sistema ideale di imaging e non tiene conto del rumore di speckle. Si può dimostrare che lo spettro SAR misurato  $P^m(\bar{k})$  si può esprimere come [4]:

$$P^{m}(\vec{k}) = g(\vec{k}) \left[ P(\vec{k}) + \frac{\langle I_{o}^{2} \rangle}{N \langle I_{o} \rangle^{2}} \right]$$
(10)

dove  $g(\vec{k})$  è la funzione di trasferimento del SAR; il secondo termine all'interno delle parentesi include il contributo dello speckle, essendo  $I_o$  l'intensità dell'immagine non affetta dallo speckle che include gli effetti di modulazione tilt e idrodinamica ed N è il numero delle immagini (looks) mediate. Il contributo dovuto allo speckle può essere stimato integrando (10) su di una regione dello spettro dove l'informazione SAR relativa alla propagazione del campo d'onde non è presente o si può ritenere trascurabile. Ciò accade per lunghezze d'onda in azimuth minori della lunghezza d'onda di cut-off.

# 4. STIMA DELLO SPETTRO SAR A PARTIRE DALL'IMMAGINE

Sia  $I^{s}(\bar{x})$  l'intensità dell'immagine SAR a media  $I_{o}$ , proporzionale o uguale alla sezione d'urto radar, calcolata su un'area  $A = M \cdot \Delta x \Delta y$ , dove M è il numero totale di pixel componenti l'immagine e  $\Delta x \Delta y$  l'area del pixel. La densità spettrale è ottenuta da  $I^{s}$  come [1], [5]:

$$P(\vec{k}) = \lim_{A \to \infty} \frac{A}{(2\pi)^2} \left\langle \left| \hat{I}_{N}^{S}(\vec{k}) \right|^2 \right\rangle - \delta\left(\vec{k}\right)$$
(11)

dove

$$\hat{I}_{N}^{S}(\vec{k}) = \frac{1}{A} \int_{A} \left( \frac{I^{S}(\vec{x})}{I_{o}} \right) \exp(i\vec{k} \cdot \vec{x}) d\vec{x}$$
(12)

è il coefficiente finito di Fourier di  $I^s$  e la quantità  $A/(2\pi)^2$  la dimensione inversa del bin corrispondente al numero d'onda bidimensionale.

Una implementazione diretta di (11) si può ottenere mediante FFT della immagine SAR normalizzata  $I(\bar{x})/I_o$  mediante la (12), prenderne il modulo quadro e moltiplicare il risultato per il fattore  $A/(2\pi)^2$ . Infine, va sottratta la componente continua del risultato. Può accadere che l'immagine SAR contenga informazioni su fenomeni superficiali estranei ai processi di propagazione ondosa, quali strutture dovute all'azione del vento (wind rows) e slicks dovute alla presenza di inquinanti. Questi fenomeni contribuiscono in genere alla formazione dello spettro SAR con strutture a bassa frequenza che si traducono nella presenza di onde molto lunghe (> 800–1000m). Per evitare la contaminazione da parte di questi effetti indesiderati, i corrispondenti bin spettrali dovrebbero essere scartati mediante l'applicazione di un filtro passa alto [6]. La procedura fin qui descritta fornisce in genere uno spettro molto rumoroso al quale si può rimediare mediando un numero di spettri, anche parzialmente sovrapposti, ottenuti da una preliminare partizione della porzione di immagine SAR. Lo spettro SAR medio così ottenuto è equalizzato rispetto alla funzione di risposta impulsiva stazionaria, per esempio mediante fit polinomiale in entrambe le direzioni in corrispondenza dei numeri d'onda di Nyquist. Infine, dopo aver rimosso il contributo dello speckle, si può applicare un ulteriore passaggio di un filtro passa basso, per esempio di tipo gaussiano, per ridurre ulteriormente la varianza residua.

# 5. LO SCHEMA DI INVERSIONE DI HASSELMANN

In questo paragrafo è descritto lo schema di inversione dovuto ad Hasselmann et al. [2] che è correntemente usato al Centro Europeo di Previsione Meteorologica ECMWF. Poiché lo schema è molto complesso ed articolato, qui ci limiteremo a descriverne le principali caratteristiche e si rimanda il lettore interessato alla letteratura per i dettagli.

Nei precedenti paragrafi è stato sottolineato come il processo di formazione di una immagine SAR sia una trasformazione altamente non lineare il cui modello matematico è sintetizzato nella espressione (5) e seguenti. Non è possibile pertanto una inversione diretta rispetto allo spettro del mare. La procedura di inversione deve pertanto consistere nella minimizzazione di un funzionale di costo che penalizzi le deviazioni tra lo spettro SAR misurato e simulato. In particolare, è necessario usare anche termini di regolarizzazione che tengano conto sia della intrinseca ambiguità di 180° presente nello spettro, sia della carenza di informazione circa la composizione spettrale alle alte frequenze. Per risolvere queste necessità, lo schema prevede un termine di regolarizzazione che include uno spettro d'onde di prima stima o di "guess"  $\hat{F}(\vec{k})$  [1]. Si può ottenere uno spettro di guess da un modello come il WAM o da una misura diretta tramite strumentazione ondametrica. E' considerato un secondo termine di regolarizzazione che penalizza le deviazioni tra la scala di cut-off osservata e simulata; un terzo termine di regolarizzazione è infine introdotto per aggiustare il livello energetico dello spettro simulato [2].

La forma del funzionale di costo è pertanto la seguente:

$$J = \int d\bar{k} \Big[ P(\bar{k}) - \hat{P}(\bar{k}) \Big]^2 \hat{P}(\bar{k}) + \mu \int d\bar{k} \frac{\Big[ F(\bar{k}) - \hat{F}(\bar{k}) \Big]^2}{\Big\{ B + \min[F(\bar{k}), \hat{F}(\bar{k})] \Big\}^2} + \eta \frac{\Big(\alpha \lambda_{cl}^2 - \hat{\lambda}_{cl}^2\Big)}{\max\{\lambda_{cl}^4 - \hat{\lambda}_{cl}^4\}}$$
(13)

dove  $\hat{F}(\vec{k})$  è lo spettro d'onde di guess;  $\hat{P}(\vec{k})$  è lo spettro SAR osservato,  $P(\vec{k})$  è lo spettro SAR calcolato a partire dallo spettro d'onde iterato  $F(\vec{k})$ ;  $\lambda_{cl}$  e  $\hat{\lambda}_{cl}$  sono le lunghezze d'onda di cut-off dello spettro SAR simulato e osservato, rispettivamente;  $\alpha$  è il parametro di scala energetica che si applica all'intero spettro d'onde per minimizzare l'errore tra le scale di cutoff osservata e simulata. Il valore del fattore  $\mu$  deve essere scelto sufficientemente piccolo in modo che lo spettro di guess  $\hat{F}(\vec{k})$  abbia il minore impatto possibile sulla soluzione finale; nello stesso tempo deve essere grande abbastanza da consentire la procedura sia di risolvere l'ambiguità di 180°, sia di fornire sufficiente informazione sulle caratteristiche del campo d'onde ad alta frequenza; il peso  $\eta$  è introdotto affinché il primo ed ultimo termine di (11) abbiano lo stesso ordine di grandezza. Infine, la costante *B* impedisce che il denominatore del secondo termine assuma valore nullo.

La procedura è iterativa. Partendo dallo spettro di guess  $F^1(\vec{k}) = \hat{F}(\vec{k})$ , la minimizzazione del funzionale J si ottiene mediante l'aggiornamento dello spettro d'onde usando la relazione:  $F^{n+1}(\vec{k}) = \alpha^n F^n(\vec{k}) + \Delta F^n(\vec{k})$  (14)

dove  $\alpha^n$  è calcolato dopo aver determinato  $\Delta F^n(\vec{k})$ . L'assunzione chiave alla base della determinazione di  $\Delta F^n(\vec{k})$  è che la variazione dello spettro SAR  $\Delta P^n(\vec{k}) = P^{n+1}(\vec{k}) - P^n(\vec{k})$  possa essere ben descritta dal modello quasi lineare (9). Senza entrare nei dettagli matematici, reperibili in letteratura, diciamo solo che la procedura viene iterata fino al raggiungimento di un minimo del funzionale J.

Per evitare la presenza di discontinuità nella regione dello spettro d'onde invertito in prossimità della lunghezza d'onda di cut-off e, nello stesso tempo, permettere, se necessario, che lo spettro invertito si modifichi sensibilmente rispetto allo spettro d'onde di guess, alla fine delle iterazioni descritte nel precedente paragrafo, lo spettro di prima stima viene modificato utilizzando due tecniche: uno schema di partizionamento che decompone lo spettro in sistemi d'onda componenti ed un algoritmo di assegnazione incrociata dei sistemi d'onda. In questo modo si costruisce un nuovo spettro d'onde di guess che viene utilizzato come spettro di seconda stima nello schema di inversione [2]. Si rimanda alla letteratura citata in bibliografia per i dettagli con cui queste tecniche sono realizzate andando esse al di là dello scopo di questa memoria.

# 6. LO SPETTRO SAR INCROCIATO

Data una coppia di immagini SAR di una stessa scena marina  $I(\vec{x},t)$  e  $I(\vec{x},t+\tau)$  acquisite in due istanti temporali  $t \in t+\tau$ , rispettivamente, lo spettro incrociato è definito come:

$$P(\vec{k},\tau) = \lim_{\Lambda \to \infty} \frac{A}{4\pi^2} \frac{\left\langle \widetilde{I}(\vec{k},t)\widetilde{I}^*(\vec{k},t+\tau) \right\rangle}{\left\langle I \right\rangle^2} - \delta\left(\vec{k}\right) \quad , \quad (15)$$

dove  $\tilde{I}(\vec{k}, \cdot)$  denota la trasformata di Fourier discreta della intensità dell'immagine SAR  $I(\vec{x}, \cdot)$ corrispondente alla superficie marina di estensione  $A \in \vec{k}$  il vettore d'onda bidimensionale. Sulla base della teoria del velocity bunching, Engen & Johnsen [4] hanno esteso il modello matematico di Hasselmann & Hasselmann per tenere conto della dislocazione temporale  $\tau$  tra la coppia di immagini SAR. L'espressione finale è la seguente:

$$P(\vec{k},\tau) = \frac{1}{(2\pi)^{2}} \exp\left[-k_{y}^{2}\beta^{2}\rho^{v}(\vec{o},0)\right] \times \int \exp\left[k_{y}^{2}\rho^{v}(\vec{x},\tau)\right] \times \left\{1 + \rho^{R}(\vec{x},\tau) + ik_{y}\beta\left[\rho^{Rv}(\vec{x},\tau) - \rho^{Rv}(-\vec{x},\tau)\right] + (16) \\ k_{y}^{2}\beta^{2}\left[\rho^{Rv}(\vec{x},\tau) - \rho^{Rv}(\vec{o},0)\right]\left[\rho^{Rv}(-\vec{x},\tau) - \rho^{Rv}(\vec{o},0)\right]\right\} \exp\left(-i\vec{k}\cdot\vec{x}\right) d\vec{x}$$

L'espressione (16) è identica alla (5) tranne per il fatto che le funzioni di correlazione, denotate con  $\rho$ , dipendono ora anche dal parametro  $\tau$  che entra nell'argomento dell'esponenziale complesso delle (6). Per  $\tau \neq 0$  lo spettro incrociato SAR è una funzione a valori complessi che obbedisce la condizione di simmetria  $P(\vec{k},\tau) = P^*(-\vec{k},\tau)$ . Questo significa che la parte reale è simmetrica (come accade per lo spettro SAR convenzionale descritto nei precedenti paragrafi) e la parte immaginaria è antisimmetrica rispetto alla trasformazione  $\vec{k} \rightarrow -\vec{k}$ . La direzione di propagazione del campo d'onde marino può perciò essere stimata dalla parte immaginaria dello spettro SAR incrociato. In particolare, lo spettro d'onde è localizzato nel dominio spettrale dove i valori della parte immaginaria dello spettro SAR incrociato sono positivi.

In linea di principio sarebbe dunque possibile sfruttare l'informazione direzionale contenuta nello spettro SAR incrociato per ottenere una stima dello spettro d'onde del mare senza l'ausilio di informazioni esterne attraverso una apposita procedura di inversione. Questo argomento sarà oggetto del prossimo paragrafo.

# 7. PROCEDURA DI INVERSIONE E RISULTATI IN SIMULAZIONE

Il compito di stimare lo spettro d'onde marino  $F(\vec{k})$  a partire dal modello (16) è di nuovo, come nel caso della procedura di inversione descritta nel paragrafo 4, un problema di ottimizzazione che richiede la definizione di un funzionale di costo  $\Psi[F]$  da minimizzare partendo da una stima credibile  $F^o(\vec{k})$ . A causa del significato fisico di  $F(\vec{k})$ , la ricerca del minimo del funzionale di costo deve essere ristretta ad una soluzione non negativa. Nonostante siano state sviluppate procedure di minimizzazione vincolate, che però soffrono dello svantaggio di essere computazionalmente molto onerose, qui descriveremo una procedura basata sulla tecnica tradizionale del gradiente discendente [4]. Poiché questa metodologia non impone nessun vincolo alla soluzione finale, è stata introdotta una modificazione tale che, ad ogni iterazione, vengono ritenuti solo i valori non negativi della soluzione intermedia [8]. Lo schema di aggiornamento all'*n*-mo ciclo di iterazione è così definito:

$$\begin{cases} F^{n}(\vec{k}) = F^{n-1}(\vec{k}) + \gamma^{n} W^{n}(\vec{k}) \frac{\partial \Psi[F^{n-1}(\vec{k})]}{\partial F^{n-1}(\vec{k})}, & \gamma^{n} > 0 \\ \text{se } F^{n}(\vec{k}) < 0 \text{ allora } F^{n}(\vec{k}) = 0 \end{cases}$$
(17)

Il funzionale di costo è definito come:

$$\Psi\left[F^{n-1}\left(\vec{k}\right)\right] = \int \left|P^{n-1}\left(\vec{k}',\tau\right) - P_{obs}\left(\vec{k}',\tau\right)\right|^2 d\vec{k}'$$
(18)

dove  $P_{obs}(\vec{k}',\tau)$  è lo spettro incrociato SAR misurato. L'introduzione della funzione peso  $W''(\vec{k})$  consente sia di favorire gli incrementi spettrali dove l'informazione SAR è importante, sia di penalizzare le variazioni alle alte frequenze dove il SAR contribuisce con informazione molto rumorosa. In [8] è stata scelta una funzione gaussiana per la definizione di  $W''(\vec{k})$  la cui larghezza che rende il valore di  $\Psi$  minimo viene ricercata in maniera iterativa ad ogni ciclo di iterazione. Infine, il parametro  $\gamma''$  viene calcolato mediante minimizzazione del funzionale  $\Psi$  considerando il contributo lineare dello spettro simulato SAR incrociato rispetto a  $\gamma$ .

Per verificare la robustezza della procedura di inversione (17), di seguito sono riportati i risultati di alcune simulazioni con i parametri applicabili al SAR a bordo del satellite europeo ERS. E' stata assunta una separazione temporale fra le due immagini SAR =0.5 sec., un

angolo di incidenza di 23° ed il parametro R/V=107 sec. Le inversioni sono state realizzate considerando tre differenti spettri del mare di prima stima: la parte immaginaria positiva dello spettro incrociato SAR; la parte reale dello spettro incrociato SAR in corrispondenza ai domini spettrali dove la parte immaginaria è positiva; il modulo dello spettro dello spettro SAR incrociato. A differenza dei primi due, il terzo spettro di guess è uno spettro simmetrico. Come spettro del mare "vero" è stato simulato uno spettro bimodale avente altezza significativa di 4.1 m che comprende un sistema di onde generato dal vento con picco a 130 m ed un sistema di swell con picco a 240 m. Tutti gli spettri di guess sono stati scalati ad altezza significativa pari a 3 m ed i risultati delle inversioni sono mostrati nelle Figure 1-3. Come si vede, in tutti e tre i casi lo spettro del mare recuperato dallo spettro incrociato SAR è altamente correlato con lo spettro atteso, essendo il coefficiente di correlazione maggiore di 0.96 [8]. Inoltre, la procedura di inversione è riuscita ad eliminare l'ambiguità direzionale anche nel caso in cui lo spettro di guess è simmetrico (Fig. 3). Le maggiori differenze risiedono nel fatto che la procedura non riesce a ricostruire completamente lo spettro alle lunghezze d'onda minori di ≈100 m. Ciò è dovuto all'alto valore di R/V imposto che causa il degradamento dell'informazione ondosa da parte del SAR e costituisce il maggior impedimento della procedura di inversione.



Prima riga: spettro del mare simulato (1a colonna); parte reale (2a colonna) e parte immaginaria positiva (3a colonna) dello Fig.1- Risultato dell'inversione a partire dalla parte immaginaria positiva dello spettro SAR incrociato. spettro SAR incrociato corrispondente.

Seconda riga: spettro del mare restituito dalla procedura di inversione (1a colonna); parte reale (2a colonna) e parte immaginaria positiva (3a colonna) dello spettro SAR incrociato corrispondente.



Fig.2 - Come in Fig.1, ma a partire dalla parte reale dello spettro SAR incrociato in corrispondenza delle locazioni spettrali dove la parte immaginaria è positiva.



Fig.3 - Come in Fig.1, ma a partire dal modulo dello spettro SAR incrociato.

## Bibliografia

K. HASSELMANN, S. HASSELMANN, "On the nonlinear mapping of an ocean wave spectrum into a synthetic aperture radar image spectrum and its inversion", J. Geophy. Res., vol. 96, NO. C6, June 1991.

S. HASSELMANN, C. BRÜNING, K. HASSELMANN AND P. HEIMBACH, "An improved algorithm for the retrieval of ocean wave spectra from synthetic aperture radar image spectra", J. Geophy. Res., vol. 101, NO. C7, 16615 – 16629, July 1996.

G. ENGEN, H. JOHNSEN, E. KROGSTAD, AND S.F. BARSTOW, "Directional wave spectra by inversion of ERS-1 synthetic aperture radar ocean imagery", IEEE Trans. Geo. Rem. Sens., vol. 32, NO. 2, March 1994.

G. ENGEN, AND H. JOHNSEN, "SAR-ocean wave inversion using image cross spectra", IEEE Trans. Geo. Rem. Sens., vol. 33, NO. 4, July 1995.

H. E. KROGSTAD, "A simple derivation of Hasselmann's nonlinear ocean-synthetic aperture radar transform", J. Geophy. Res., vol. 97, NO. C2, Feb. 1992.

C. BRÜNING, S. HASSELMANN, K. HASSELMANN, S. LEHNER, AND T. GERLING, "A first evaluation of ERS-1 synthetic aperture radar wave mode data", Glob. Atm. Ocean Syst., vol. 2, 1994.

P. W. VACHON, H. E. KROGSTAD AND J. SCOTT PATERSON, "Airborne and spaceborne synthetic aperture radar observations of ocean waves", Atmosphere-Ocean, vol. 32, NO. 1, 1994.

G. DE CAROLIS AND F. IAVARONE, "Retrieval of ocean wave spectra from ERS synthetic aperture radar image cross spectra", in *SAR image analysis, modeling and techniques*, (F. Posa ed.), Proc. SPIE, vol. 3497, 122 – 133, 1998

# OCEANOGRAFIA COSTIERA: RADAR HF PER MISURE DI CORRENTE SUPERFICIALE. SISTEMA "SEA SONDE"

#### Andrea Mazzoldi

#### C.N.R. Istituto Studio Dinamica Grandi Masse, Venezia

## **1. INTRODUZIONE**

Le correnti marine superficiali rivestono un ruolo importante sia nella dinamica dei fenomeni di erosione e di deposito dei sedimenti lungo i litorali, sia nel controllo dei parametri ambientali delle acque costiere.

Le correnti superficiali, intendendo con questo le correnti presenti entro il primo metro dalla superficie del mare, sono fortemente variabili, essendo guidate sia dalle forze geostropiche e dalle maree, sia dai venti locali e dai campi di onde. Queste correnti sono in grado di trasportare materiale in sospensione e quindi sono di grande importanza nelle aree costiere, dove possono creare danneggiamenti per la presenza di inquinanti ed oli, o favorire, per esempio, il trasporto di zooplanton e fitoplanton (plancton marino) responsabili della maggior parte della produzione di ossigeno nel mondo e del ripopolamento faunistico.

Di non minore importanza è la conoscenza, in tempo reale, delle condizioni meteorologiche ed oceanografiche quali vento, onde e campi di corrente superficiale dal punto di vista della efficienza, dell'economia e della sicurezza delle navi nelle vicinanze dei porti.

La previsione dell'evoluzione dei parametri ambientali costieri è particolarmente difficile poiché venti, onde e correnti interagiscono tra loro su scale spaziali e temporali spesso molto piccole, interferendo con forze geofisiche come la gravità e la forza di Coriolis. Perciò le correnti superficiali vicino alle coste sono altamente variabili da area ad area, e nel tempo.

Come risultato, la dinamica delle acque costiere e la risultante circolazione dipendono da molti meccanismi fisici anche locali, che non sono stati ancora misurati con la necessaria risoluzione spazio – temporale.

L'ampio spettro di problemi sociali ed ambientali dipendenti dalla situazione delle coste (inquinamento costiero, erosione delle spiagge, trasporto di sedimenti) richiede perciò di migliorare la capacità nel monitoraggio dei processi costieri e di sviluppare modelli in grado di predirne le evoluzioni.

107

# 2. TECNICHE DI MISURA

I metodi tradizionali di misura delle correnti utilizzano normalmente campionamenti puntuali. Gli strumenti utilizzati sono correntometri con ancoraggio fisso (Correntometri Anderaa) o su navi o barche (ADCP). Questi strumenti devono essere posti alla profondità di almeno qualche metro perciò forniscono solo limitate informazioni sulle correnti superficiali, le quali sono spesso molto differenti dalle più profonde. Inoltre, i dati devono essere registrati a bordo di boe (che sono recuperate successivamente) o teletrasmessi a terra. In questo ultimo caso il range operativo risulta, ovviamente, ristretto a poche decine di chilometri. Per misure su ampie zone, anche se con bassa risoluzione spaziale, sono invece utilizzati traccianti superficiali; stime qualitative si possono ottenere fotografando chiazze di colore da aereo oppure analizzando immagini infrarosse o nel visibile, da aereo o da satellite, di sedimenti in sospensione. Misure si possono avere anche registrando il tracciato di boe galleggianti (drifters) teletrasmittenti la propria posizione ad un satellite. Questi tracciati risultano comunque limitati nello spazio, e quindi, vanno bene dove non sono utilizzabili altre strumentazioni o, come vedremo in seguito, per la calibrazione di altre tecniche.

Le operazioni da aereo o da nave sono generalmente molto costose, particolarmente per l'acquisizione di lunghe sequenze temporali di dati. E' inoltre difficile avere i dati da satellite in tempo reale.

In alternativa alle tecniche di tipo Lagrangiano, che misurano la traiettoria di particella d'acqua vicino alla superficie ottenendo una o più linee di corrente nel tempo, ha trovato ampia e valida applicazione un metodo di tipo Euleriano, che misura contemporaneamente la media della corrente superficiale in più aree appartenenti ad una griglia, con risoluzione spaziale e temporale funzione della massima copertura spaziale richiesta.

Con l'inizio dell'utilizzo di Radar HF in zone costiere, circa quarant'anni fa, e con l'applicazione delle mappe di corrente vicino alle coste, circa vent'anni fa, è possibile monitorare simultaneamente ampie regioni di mari costieri e costruire le mappe delle correnti superficiali, delle onde e della direzione dei venti.

In funzione della configurazione del sistema, la risoluzione spaziale può variare da centinaia di metri a qualche chilometro, mentre il range di copertura dalla costa può variare da decine a centinaia di chilometri.

Questa tecnologia di "remote sensing" consente di realizzare un monitoraggio bidimensionale, di costo relativamente basso, da comparare con le misure in mare, con potenzialità veramente notevoli.

# 3. RADAR HF

Un radar oceanografico differisce dai radar impiegati su navi od aerei prima di tutto per la frequenza di lavoro; negli aerei i radar operano nel campo delle microonde con lunghezza d'onda dell'ordine del centimetro, mentre i radar HF hanno lunghezze d'onda di metri.



Fig. 1 - Tecniche di "remote sensing" [1]



Fig. 2 - Spettro degli echi della superficie del mare; in evidenza i picchi del I° ordine di Bragg [3]

In *Fig.1* vengono illustrate alcune tecniche di "remote sensing" usate per estrarre informazioni dalla superficie del mare. Vi sono sistemi spaziali come altimetri e scatterometri che impiegano UHF ed EHF ( $10^8$ Hz e  $10^{11}$ Hz), e sistemi terrestri che lavorano invece su frequenze più basse, e che si distinguono per il differente tipo di trasmissione: "sky wave", che utilizza la riflessione della ionosfera, e "ground wave" che utilizza, invece, la riflessione a terra. In questo secondo caso l'energia trasmessa da un radar HF ad una determinata frequenza viene riflessa dalla superficie rugosa del mare generando, in ricezione, uno "spettro" di energia a causa della forma della superficie marina e del suo movimento. L'interpretazione del contenuto di questo spettro di energia, a varie frequenze di trasmissione, è la chiave per estrarre informazioni sullo stato del mare.

Il meccanismo che permette ad un sistema radar HF di misurare le correnti superficiali coinvolge la fisica della riflessione e dispersione di onde elettromagnetiche da parte delle onde del mare. Sotto l'azione del vento, vengono generate onde marine di varie lunghezze, fino ad un massimo dipendente dalla velocità massima del vento stesso. Di questa molteplicità di onde che viaggiano radialmente all'antenna ricevente, solo quelle di lunghezza d'onda L riflettono indietro un segnale molto ampio quando  $L = \lambda / 2$ , dove  $\lambda$  è la lunghezza d'onda del radar HF.

Crombie, nel 1955 [2], osservando dalla costa le onde del mare con un radar HF ed analizzando lo spettro degli echi ricevuti, ha per primo evidenziato sperimentalmente, e quindi confermato

successivamente in modo teorico, la presenza di due picchi dominanti, simmetricamente spaziati attorno alla frequenza di trasmissione [3]

Essi sono i segnali HF diffusi dai treni di onde marine (effetto di Bragg), radiali al radar, che hanno proprio lunghezza d'onda metà di quella trasmittente. In *Fig.3* viene illustrato questo meccanismo.





Fig. 3 - Meccanismo di generazione dello "shift doppler" [4]

Fig. 4 - Dipendenza della velocità funzione della profondità dell'acqua [6]

Lo spettro delle onde continue trasmesse è uno stretto picco nella posizione della frequenza di emissione di lunghezza d'onda  $\lambda$  (presa come valore di riferimento zero). In assenza di corrente, l'eco del primo ordine sul ricevitore appare come formato da due picchi simmetricamente spaziati dalla portante ("shift Doppler"), corrispondenti alla lunghezza d'onda marina L= $\lambda/2$ .

In presenza di corrente questi picchi sono spostati di una discreta quantità dalla loro posizione simmetrica rispetto alla frequenza portante. Questo ulteriore sfasamento è dovuto al fatto che il "target" visto dal radar è in movimento, e quindi il segnale emesso dal trasmettitore ritorna ad una frequenza differente da quella trasmessa a causa della velocità radiale del "target".

Tale velocità è il risultato della combinazione lineare di due componenti [4]. La prima è dovuta alla velocità gravitazionale intrinseca ad ogni superficie marina che risulta essere  $v_{ph} = (g\lambda/4\pi)^{1/2}$  dove g = 9.81 ms<sup>-2</sup> (accelerazione di gravità) e  $\lambda$  la frequenza radar di trasmissione. Il corrispondente "shift doppler" generato è  $f_{ph} = 2v_{ph}/\lambda$  [5]. La seconda componente è data dalla corrente superficiale.

La presenza di una corrente sotto le onde superficiali rappresenta un trasporto di massa d'acqua e può essere pensata, dal punto di vista di un osservatore sul radar, come l'azione generante una traslazione delle coordinate del piano delle onde. Quindi, i due picchi generati dalle onde risultano sfasati (rispetto alla posizione della frequenza portante) di una ulteriore quantità, proporzionale alla componente radiale della velocità della corrente. Questa quantità è  $f_{cr} = 2v_{cr}/\lambda$ , dove  $v_{cr}$  è l'effettiva componente radiale della corrente nella direzione del radar. Il totale "shift doppler" è quindi:  $\Delta f = f_{ph} + f_{cr}$ .

Questi picchi indicano che di tutte le onde del mare osservate dal radar, variabili in modo casuale nel tempo, solo due tipi sono particolarmente significativi, come se ci fossero due target che producono tutto lo "scattering": sono solo le onde con periodo metà della lunghezza d'onda incidente e che si muovono radialmente al radar in avvicinamento od allontanamento. La velocità di questi target viene quindi dedotta in base al totale "shift doppler" misurato, usando l'equazione:  $v_{cr} = \lambda \Delta f/2 - v_{ph}$ 

Da notare che la esatta velocità di fase per le onde gravitazionali è data dalla relazione di dispersione:  $v_{ph} = (gL/2\pi \tanh(2\pi h/L))^{1/2}$  dove h è la profondità dell'acqua [6].

La Fig.4 mostra la dipendenza della velocità di fase, per onde del mare di 5 m, in funzione della profondità del mare. Al di sotto di 3 m bisogna conoscere con precisione la profondità, mentre al di sopra si può usare una costante.

Per conoscere esattamente quale treno d'onde riflesse, dell'intero spettro generato dalla superficie del mare, è quello di nostro interesse bisogna basarsi sul meccanismo fisico della diffusione delle onde elettromagnetiche ad opera delle onde marine. Poiché gli impulsi radar subiscono questa diffusione, le correnti misurate sono un integrale sopra una profondità che è proporzionale alla lunghezza d'onda del radar. Crombie mostrò che lo spessore di superficie d'acqua che, in presenza di corrente superficiale, influenza lo "shift doppler" è entro 1/25 della lunghezza d'onda del radar. La relazione è approssimativamente d =  $\lambda/8\pi$ . Allora è possibile usare multifrequenze radar HF per stimare la distribuzione verticale nei due metri superficiali del mare.

Usando onde elettromagnetiche di lunghezza di 10 m, corrispondenti a 30 MHz, saranno le onde marine di 5 m di lunghezza ad "essere viste" dal radar; solo le correnti superficiali che si muovono in uno strato d'acqua di circa 40 cm possono essere misurate sfruttando l'effetto di Bragg.

E' importante tenere in mente, a questo punto, quanto segue: 1) ogni singolo punto radar è in grado di determinare solo le componenti del flusso viaggiante da o verso il sito, per un dato angolo di visione; 2) la effettiva profondità della misura dipende dalla profondità di influenza delle onde di Bragg ed è abbastanza bassa (circa 1 m); 3) una misura stabile richiede lo "scattering" di centinaia di creste d'onda più l'insieme mediato dello spettro di ritorno, che determina la risoluzione spazio – tempo dello strumento; 4) la precisione è limitata dalla risoluzione in frequenza dello "spettro doppler" ed è tipicamente 2-5 cm s<sup>-1</sup>; 5) l'accuratezza è controllata da numerosi fattori come il rapporto segnale/rumore, l'errore di puntamento, e la geometria delle antenne. Ogni stazione radar può "vedere" solamente la componente vettoriale (proiezione del vettore corrente) che punta radialmente verso la stazione trasmittente. Quindi, per le misure sono richieste almeno due stazioni trasmittenti a terra, operanti simultaneamente. Il vettore risultante dalla somma dei due vettori radiali fornisce la corrente superficiale totale.

La Fig.5 illustra il principio usando i dati radiali forniti da due siti. Da notare che, denominando "baseline " la linea virtuale di collegamento dei due siti remoti, sorge un problema laddove entrambi i siti radar misurano la stessa (o quasi) componente di velocità lungo tale direzione, ovvero quando la misura avviene a grande distanza da entrambi i siti. Generalmente i due radiali devono avere un angolo  $>30^{\circ}$  e  $<150^{\circ}$  per risolvere correttamente il vettore di corrente.

Dallo spettro di diffusione di sistemi radar HF è possibile anche estrarre informazioni relative alle onde ed ai venti. Modelli per la misura delle onde si possono ottenere trattando la porzione dello spettro del secondo ordine. Questa porzione è dovuta alla riflessione, da parte delle onde, di tutte le frequenze diverse da quelle di Bragg.

Ci si può anche aspettare che componenti di onde non sinusoidali di lunghezza  $L = n\lambda/2$ , n essendo un intero, viaggiando radialmente verso l'antenna, possano rinforzare e quindi allargare il segnale riflesso. Allora, essendo più genericamente lo "shift Doppler"  $\Delta f = (gn / \pi \lambda)^{1/2}$  la componente di sfasamento dovuta alle onde di lunghezza  $L = \lambda \operatorname{sarà} \Delta f = (2g / \pi \lambda)^{1/2}$ 

In condizioni di calma, quando sono dominanti le onde del mare di lunghezza comparabile a quella del radar, si otterrà lo sfasamento sopra indicato. Nelle stesse condizioni, quando sono invece dominanti onde di grande lunghezza d'onda, nell'espressione precedente, n sarà più grande e si può avere uno spettro quasi continuo.



Fig. 5 - Mappa delle componenti radiali relative ai due siti remoti



Fig. 6 - Conduttività in funzione della temperatura e della salinità [6]

#### 3.1. Range di lavoro

Il range di lavoro di un radar HF dipende sostanzialmente dall'attenuazione che le onde elettromagnetiche subiscono nel percorso tra trasmettitore, target e ritorno, dalla energia di diffusione generata dalla rugosità della superficie del mare, dal rumore atmosferico e dal rumore di interferenze radio.

Il range di lavoro, essendo legato al rapporto segnale-rumore, è influenzato dai parametri propri del mare e dell'atmosfera. La costante dielettrica totale vista dal sistema è  $\varepsilon = f(\mu, c, \sigma / f)$  dove  $\mu$  è la

permeabilità assoluta, c la velocità della luce,  $\sigma$  la conduttività e f la frequenza HF [6]. L'attenuazione della propagazione delle onde radar HF è direttamente proporzionale alla frequenza ed inversamente proporzionale alla conduttività, la quale è anche funzione, proporzionale, della salinità e della temperatura (*Fig.6*).

I sistemi radar HF sono generalmente costruiti in un range di frequenze tra 5MHz e 50MHz. Il massimo range assoluto per ogni frequenza dipende dai parametri del radar come la potenza, la banda, il modello dell'antenna, ecc. La risoluzione della distanza è invece limitata dai disturbi da interferenze radio, che vengono minimizzati usando segnali di trasmissione a banda stretta. Questo problema è forte con radar HF operanti a bassa frequenza, vicina a quella delle trasmissioni radio. Non c'è interferenza, invece, con i segnali radio provenienti da lontano per frequenze VHF, più alte di 50 MHz, mentre possono invece esserci disturbi da stazioni radio molto vicine. In assenza di queste ultime, si possono utilizzare bande molto ampie e realizzare alte risoluzioni spaziali; con f = 150 MHz si può ottenere una risoluzione inferiore ai 100 m.

Concludendo, per i motivi elencati, è necessario trovare un compromesso tra range di lavoro e risoluzione spaziale: l'ottimale è lavorare tra 20 - 30 MHz.

Frequenza di	Range di	Banda di	Range di	Interferenze radio
lavoro	lavoro	Frequenza	risoluzione	
6 MHz	200 Km	20 kHz	7.5 Km	molto alte
25 MHz	60 Km	125 kHz	1.2 Km	variabile
27 MHz	50 Km	125 kHz	1.2 Km	bassa
30 MHz	40 Km	500 kHz	0.3 Km	bassa
55 MHz	15 Km	600 kHz	0.25 Km	bassa

La Tab. 1 riassume le specifiche di sistemi radar HF esistenti.

Tab. 1 - range di lavoro e range di risoluzione in funzione della frequenza di trasmissione.

# 4. MISURA DELLE CORRENTI CON RADAR COSTIERO

Le misure di corrente superficiale, ottenibili con un tipico radar HF, sono deducibili dai seguenti parametri: la distanza del "target", la direzione calcolata come angolo rispetto ad un azimuth di riferimento e lo "shift Doppler" [8].

## a) Misura della distanza.

Singolo Impulso: il metodo più semplice per determinare la distanza è quello di inviare un breve impulso di energia e misurare il tempo di ritardo t<sub>rec</sub> con cui viene ricevuto l'eco di ritorno  $x_{eco}=\frac{1}{2}$  ct<sub>rec</sub> (c essendo la velocità della luce). La lunghezza dell'impulso di trasmissione t<sub>p</sub> dà l'ampiezza spaziale del range di cella (area di mare) indagata  $\Delta x_p = \frac{1}{2}$  ct<sub>p</sub>.

La semplicità di questo metodo presenta, però, uno svantaggio: per ottenere una buona risoluzione spaziale l'impulso deve essere breve e, di conseguenza, la potenza media è piccola; ciò limita la distanza massima di copertura ottenibile. Ad esempio, con un impulso di 20µs  $\Delta x_p=3$  Km, la banda passante richiesta per inviare tale impulso è  $1/t_p = 50$  kHz. Poiché prima di ritrasmettere l'impulso bisogna attendere l'eco di ritorno dalla distanza massima desiderata spegnendo successivamente il ricevitore, la potenza media nell'intervallo è bassa e quindi diminuisce il rapporto segnale / rumore.

*FMCW*: invece di trasmettere brevi impulsi, il radar può inviare un segnale relativamente lungo in onda continua (CW), modulato in frequenza (FM). Se la frequenza trasmessa è modulata linearmente ed usata come riferimento per il segnale ricevuto, un target ad una data distanza produrrà una differenza di frequenza costante, che dipende dalla distanza: più distante è il target, più alto è tale valore. Con l'analisi spettrale del segnale ricevuto, mediante FFT (Fast-Fourier Transform) si possono rilevare target a diverse distanze, in funzione della frequenza.

Tipicamente, la frequenza può partire, ad esempio, da 13 MHz e subire una variazione lineare fino a 13 MHz + 50 kHz in  $\frac{1}{2}$  secondo (come rappresentato in *Fig.* 7). E ciò si ripete nel tempo.

Nella 4° striscia della Fig. 7 l'offset in frequenza corrisponde al ritardo del segnale ricevuto, che è proporzionale alla distanza.



Fig. 7 - Segnale FMWC nel dominio del tempo [10].

Ritornando all'esempio precedente, dove per una distanza di 3 Km il tempo di ritorno dell'eco è  $t_{rec} = 20\mu s$ , con una variazione di 50 kHz in  $\frac{1}{2}$  secondo, si ha una variazione di frequenza di 2 Hz nel tempo  $t_{rec}$ . Quindi, ogni step di risoluzione di 3 Km (cella) produce una variazione di frequenza di 2 Hz. Con 32 steps si raggiungono 96 Km di distanza con un  $t_{rec} = 640\mu s$  e una variazione di frequenza di 64 Hz. Concludendo, 32 celle per una distanza totale di 96 Km occupano una banda di frequenza 0 – 64 Hz. Quindi, in ricezione, è sufficiente campionare a 128 Hz per risolvere la  $\Delta f$  desiderata, invece che a 50 kHz come richiesto per il *singolo impulso*. In questo modo l'hardware necessario risulta molto più semplice.

Dovendo spegnere il trasmettitore in attesa di ricevere il segnale dalla cella più distante, il fattore rapporto potenza trasmessa sull'intero periodo è  $\frac{1}{2}$ ; si avranno quindi 640µs di trasmissione e 640µs di accensione ricevitore (vedi seconda riga di *Fig. 7*), minimizzando così la potenza. Con una variazione in frequenza di 150 kHz, che permette di ottenere una risoluzione di 1 Km (t<sub>rec</sub> = 20µs /3), la copertura, con 32 celle, risulterà di 32 Km e la larghezza dell'impulso sarà di 640µs / 3 = 213.33µs. *b) Misura della velocità.* 

*Misura Doppler:* la misura dello "shift Doppler" per determinare la velocità di un target, viene effettuata ripetendo la misura della distanza, con regolari intervalli di tempo, e provvedendo ad una analisi dei campioni ottenuti dall'eco di ogni singola cella durante ogni singola misura. Singole FFT processano i dati delle singole celle e questi vengono accumulati ogni ½ secondo. Alla fine si ottiene una matrice nella quale, se non ci fosse alcun movimento di onde, l'eco di ogni cella risulterebbe sempre uguale.

L'analisi spettrale fornisce lo "shift Doppler" con  $\Delta f_{cr} = 2\Delta v_{rec}/\lambda$  dove  $\lambda$  è la lunghezza d'onda del radar. Più lunga è la serie di dati, migliore è la risoluzione.

Normalmente si usa una serie di 256 secondi e quindi 512 campioni che forniscono una risoluzione  $\Delta f_{cr}$  di 1/256 = 0.004 Hz.

Per esempio, con una frequenza di 13 MHz la risoluzione della velocità della corrente risulta:  $\Delta v_{cr} = \lambda \Delta f_{cr}/2 \text{ e con } \lambda = 3 \ 10^8 / \ 13 \ 10^6 = 23 \text{ m e } \Delta f_{cr} = 0.004, \ \Delta v_{cr} = 4.6 \text{ cm/s}.$ 

c) Misura dell'angolo azimutale.

A causa delle lunghezze d'onda interessate, il radar HF non muove fisicamente l'antenna per "vedere" in differenti direzioni; vengono invece usate tecniche diverse.

*Direction finding:* i segnali di due o più antenne riceventi sottoposte precedentemente ad una precisa calibrazione, collocate vicine, spesso in un unico palo di sostegno, sono confrontati sia in fase sia in ampiezza, utilizzando particolari algoritmi matematici. Questo è fatto per ogni frequenza della banda. Vengono così separati gli echi provenienti da differenti direzioni.

Il vantaggio principale è che le antenne sono spesso di dimensioni ridotte (dipende dalla frequenza di trasmissione) e comunque occupano un'area piccola.

*Phase array:* concettualmente il sistema più semplice di antenne è il sistema lineare di eguali elementi di antenna, spaziati non più di  $\lambda / 2$ , con la linea di disposizione delle antenne perpendicolare alla direzione centrale desiderata. La direzione dell'eco considerato è determinata aggiustando ampiezza e fase dei segnali di ogni elemento e sommando i segnali coerentemente. L'aggiustamento della fase può essere fatta con strumenti fisici (cavi coassiali, reti di ritardo, ecc.) o digitalmente nell'elaborazione dei dati, dopo aver registrato separatamente i segnali di ogni singolo elemento. La risoluzione angolare che si può ottenere da una serie di antenne con ampiezza totale D è approssimativamente  $\lambda / D$  radianti. Per ottenere una risoluzione di circa 6° (0.1 radianti essendo  $x_{rad} = 2\pi\alpha^{\circ}/360$ ) è richiesta una lunghezza di 10 $\lambda$ . In pratica può succedere di non avere una spiaggia sufficientemente lunga per ottenere questa risoluzione; in particolare, per frequenze dell'ordine di 10 MHz, sono necessari 300m di spiaggia libera.

Con entrambe queste tecniche è importante conoscere perfettamente la risposta in ampiezza e fase delle antenne. Infatti, generalmente non è sufficiente utilizzare il modello teorico dell'antenna . Il piano terra dell'antenna, la conduttività del terreno, i cavi, gli ostacoli, contribuiscono a modificare il "pattern" dell'antenna. Con un particolare generatore di segnali (transponder), si misura il pattern reale, determinando il rapporto in ampiezza e fase per ogni singola direzione.

# 5. IL SISTEMA "SEA SONDE"

Nell'ambito del progetto finalizzato "Prisma 2", l'Istituto I.S.D.G.M. del C.N.R. di Venezia ha provveduto all'installazione di un sistema radar HF costiero per l'individuazione di fronti termoalini, dedotti da misure di correnti marine superficiali. L'area di interesse è quella centrale del mare Adriatico, al largo del Monte Conero, nelle Marche. Il sistema installato, denominato "Sea Sonde", è prodotto dalla ditta CODAR Ltd, acronimo di Coastal Ocean Dinamycs Applications Radar. Qui di seguito viene descritto tale sistema, quale esempio concreto di utilizzo di un radar costiero.

## 5.1 Caratteristiche del sistema Sea Sonde

Il "Sea Sonde" utilizzato è un sistema radar HF che lavora ad una frequenza attorno ai 24.7 MHz, e quindi le onde del mare che generano i picchi di Bragg sono quelle di lunghezza di circa 6 m. Il sistema è composto da due unità remote che misurano le componenti radiali delle correnti superficiali nell'area in esame, e da una unità centrale, collegata alle unità remote mediante la rete telefonica, che provvede alla composizione e creazione dei vettori della corrente superficiale e quindi alla produzione delle relative mappe.

I dati forniti dalle stazioni remote possono essere ulteriormente elaborati mediante l'applicazione di appositi algoritmi, per trarre altre informazioni sulla circolazione nell'area in esame. I sistemi remoti effettuano le seguenti misure:

- a) Misura della distanza con il metodo FMCW
- b) Misura della velocità radiale come misura shift Doppler
- c) Misura dell'angolo azimutale con il metodo "direction finding"

La frequenza base di trasmissione utilizzata è, come già detto, attorno ai 24.7 MHz (essa è leggermente diversa per le due stazioni per evitare sovrapposizione di segnali); il massimo range raggiungibile è circa 45 Km. La risoluzione delle 32 celle è di 1.5Km (si può aumentare la risoluzione fino a 500 m, a scapito della massima distanza).

# 5.2 Unità remote

Nella scelta dei siti remoti, il primo requisito da considerare è la copertura di mare che si può ottenere. Le condizioni da rispettare, come precedentemente accennato, si riassumono nei seguenti punti:

- vicinanza al mare, perché l'attenuazione del segnale sulla terra è molto elevata;
- assenza di ostacoli, quali linee elettriche, nella visuale delle antenne o semplicemente di recinti metallici in un raggio di almeno 50 m, per non distorcere profondamente il "pattern" dell'antenna ricevente che andrà, comunque, calibrata con il transponder;
- le due antenne (trasmittente e ricevente) devono distare tra loro almeno 2 lunghezze d'onda; oggetti metallici entro quest'area ne influenzano il funzionamento;
- la strumentazione deve essere alloggiata in ambiente climatizzato; la lunghezza dei cavi di collegamento tra strumentazione ed antenne non deve superare i 200 m, per non introdurre attenuazione nel segnale.

Nel caso specifico i siti scelti sono:

Palazzina sul lungomare di Senigallia e Molo Nord del porto di Ancona.

La distanza in linea d'aria tra Senigallia ed Ancona è di circa 20 km e l'area di copertura complessiva risulta essere circa 1000-1200 km<sup>2</sup>.

La strumentazione di ogni unità remota è composta da: Computer PowerPC Macintosh 7200, modem per il collegamento telefonico, stabilizzatore di alimentazione, unità di trasmissione e di ricezione, antenne di trasmissione e di ricezione.

Nella stazione di Ancona le antenne Tx ed Rx si affacciano direttamente sul mare e distano tra loro circa 30 m; si trovano quindi in condizioni ideali, mentre a Senigallia, pur essendoci condizioni

abbastanza buone, l'ambiente attorno alla palazzina è molto vario, ed è stata più difficile la calibrazione dell'antenna Rx. Ogni antenna ricevente è costituita da tre antenne, fissate sullo stesso palo di sostegno: una è del tipo omnidirezionale a stilo in verticale, le altre due, a stilo in orizzontale del tipo "crossed loop", hanno i lobi orientati nella direzione della costa.

Le Figg.8 e 9 mostrano, rispettivamente, l'antenna ricevente sul molo Nord nel porto di Ancona e l'antenna ricevente piazzata sulla terrazza della palazzina a Senigallia.



Fig. 8 - Antenna ricevente ad Ancona

Fig. 9 - Antenna ricevente a Senigallia

L'unità centrale può essere posta in qualunque luogo attrezzato con linea elettrica e telefonica. Nel nostro caso, dopo il breve periodo di installazione dei sistemi remoti che, per motivi di praticità, richiedevano la vicinanza del sistema centrale, dal giugno 97' l'unità è stata trasferita presso l'Istituto del C.N.R. a Venezia.

La strumentazione è composta da: Computer PowerPC Macintosh 7200, modem per il collegamento telefonico, stabilizzatore di alimentazione e stampanti.

Il recupero dei files radiali dai siti remoti può avvenire in modo manuale od automatico.

#### 6. ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DEI DATI

In *Fig.10a* è rappresentato lo schema a blocchi di funzionamento del radar "Sea Sonde" e dell'elaborazione del segnale di ritorno per l'estrazione delle informazioni che determinano complessivamente la misura di corrente superficiale. La sezione analogica, nella parte sinistra della *Fig.10*a, include antenne, cavi di collegamento, amplificatori, filtri e generatori di segnali.



Fig. 10a - Schema a blocchi del sistema "Sea Sonde" [10]

Fig. 10b - Sezione digitale del sistema "Sea Sonde" [10]

La sezione digitale (*Fig.10b*) inizia dal convertitore A/D che trasforma i segnali analogici in digitali per poterli processare nel computer. Si possono vedere i 3 canali ricevitori relativi alle tre antenne Rx, ed il sistema di switch Tx/Rx che spegne il ricevitore quando il trasmettitore è attivo.

Come discusso nel precedente capitolo, ci sono tre processi sequenziali che estraggono le seguenti informazioni: misura della distanza da cui proviene l'eco della cella di mare, misura della sua velocità radiale in avvicinamento o allontanamento, misura dell'angolo azimutale sotto cui è vista la cella.

Al termine di questi tre processamenti viene creata una mappa polare rappresentante la velocità radiale della corrente superficiale in verso, intensità ed angolo (in *Fig.*.5 si vedono sovrapposte le mappe polari dei due siti remoti), i cui dati vengono memorizzati sotto forma di file nel computer.

Il sistema remoto è sempre attivo; come descritto nel cap. 4, il sistema acquisisce 512 campioni in 256 secondi. I dati estratti vengono poi mediati con quelli ottenuti da altre 15 acquisizioni complete. Quindi, ad intervalli orari, il sistema rende disponibili i dati relativi alla mappa polare del sito.

Durante il funzionamento del sistema è possibile visualizzare sul monitor lo spettro delle frequenze relativo a ciascuna delle tre antenne riceventi gli echi da una determinata cella. In *Fig.11* è riportato un esempio di spettri relativo alla cella n.8, ad una distanza di 12 Km dal sito radar. In ascissa si hanno le frequenze normalizzate, mentre in ordinata sono riportate le attenuazioni dei segnali in dB; il centro di

ogni grafico è il cosiddetto zero Doppler. Si distinguono nettamente i picchi di Bragg sui grafici delle tre antenne.



Fig. 11 - Esempio dello spettro di frequenze dell'eco relativo ad una cella di mare di 1.5 km

Il recupero dei files radiali dai siti remoti può avvenire in modo manuale od automatico. Se non c'è l'esigenza di avere i dati in tempo reale, come può accadere durante le campagne di misura, è preferibile recuperare i dati del giorno precedente durante le ore notturne, per motivi di maggiore affidabilità delle linee telefoniche e per ridurre i costi.

Sono stati sviluppati alcuni programmi in linguaggi diversi (MPW o MatLab), per elaborare i dati dei vettori radiali, i cui risultati vengono qui di seguito riportati.

In *Fig.12* si ha la mappa della combinazione dei vettori radiali, ovvero la mappa delle correnti superficiali. Da notare che nell'area di copertura dei due siti remoti i vettori radiali ricavati non sono sempre associabili al medesimo punto, quindi le celle nelle quali consideriamo suddivisa l'area totale forniranno un vettore combinazione dei vettori radiali, che è la media di più vettori, in funzione dell'ampiezza dell'area su cui si vuole mediare. Si può, allora, generare anche una mappa degli errori con i valori dei vettori il cui scarto quadratico medio risulta superiore ad un dato valore (*Fig. 13*). A ciascun vettore di corrente è associato un errore, calcolato come descritto da D.E.Barrick [9].



Fig. 12 - Mappa dei vettori della corrente superficiale



Fig. 13 - Mappa degli errori inferiori a 1 cm/s relativa alla mappa dei vettori di fig.12

La mappa dei vettori di *Fig.13* fornisce una rappresentazione degli errori che deve essere interpretata in questo modo:

- a) si considera l'errore sul vettore velocità in valore assoluto, sia in direzione che in intensità;
- b) si considerano solo errori, sulla velocità, superiori a 1 cm/s (si possono impostare anche soglie di errore diverse);
- c) l'errore sulla direzione viene rappresentato come deviazione, in gradi, rispetto al Nord geografico, mentre l'errore sull'intensità è proporzionale alla lunghezza del vettore errore;
- d) errori piccoli sulla determinazione della direzione sono associati a vettori che deviano poco dal Nord geografico.

Generalmente, sugli errori si osserva quanto segue:

- l'area centrale, che è la meglio indagata dai due radar, presenta errori piccoli, inferiori a 1cm/s;
- errori superiori a 1 cm/s sono sistematici verso gli estremi dell'area di copertura, dove minore è il numero di vettori radiali disponibili, per unità di area;
- l'errore sulla direzione sembra crescere spostandosi da sud verso il nord dell'area; ciò è plausibile in quanto l'area di copertura non è simmetrica tra i due radar (l'area più a nord è meno risolta dal radar posizionato ad Ancona).

# 7. VALIDAZIONE DEI DATI

Una prima validazione del sistema radar costiero "Sea Sonde" è stata fatta mediante confronto con misure *in situ*, rilevando sul luogo le posizioni di un drifter GDP/MINIMET al largo dell'area compresa tra Senigallia ed Ancona, nel periodo 22-25 Agosto 1997. Il drifter veniva rilasciato al mattino e recuperato alla sera, dopo averne rilevata la posizione ogni ora circa, mediante sistema GPS. Anche se lo scarso numero di dati (che non vengono qui riportati per motivi di spazio) non permette di

fare un'analisi statistica, l'importanza di queste misure risiede nel fatto che esse consentono, in quanto misure orarie, di descrivere abbastanza bene la circolazione (oraria è infatti la valutazione media della corrente misurata dal sistema radar).

Le figure 14 (a e b) mostrano esempi di sovrapposizione del tracciato del drifter sulle mappe radar corrispondenti all'ora media, valutata sull'intero percorso giornaliero del drifter. La differenza massima riscontrata fra le velocità è di circa 29 cm/s, (con sottostima da parte del sistema radar) e lo scarto quadratico medio è di circa 17 cm/s. Le differenze maggiori si hanno per velocità del drifter molto basse o molto alte.

Per quanto riguarda la differenza fra le direzioni, bisogna fare alcune osservazioni: in corrispondenza di una corrente debole si hanno differenze superiori ai 100 gradi; in corrispondenza di zone con bruschi cambiamenti nella direzione, si hanno differenze fra i 60 e gli 80 gradi: ciò avviene in aree molto ristrette e caratterizzate da vortici antiorari locali (24/08/97). Quindi, escludendo questi casi particolari, le differenze nella direzione sembrano essere contenute entro i 10 gradi.

Al di là delle differenze numeriche fra le velocità, significative sono le concordanze fra il tracciato del drifter e la circolazione determinata dal radar nei seguenti tre casi:

23/08/97: il drifter ha un brusco cambiamento di direzione (di circa 10 gradi) in corrispondenza di una forte corrente diretta verso la costa (vedi Fig. 14a);

24/08/97: il drifter descrive una semirotazione antioraria, in corrispondenza di una circolazione antioraria vista dal radar (Fig. 14b);

25/08/97: il drifter non modifica la sua posizione in corrispondenza di un'area misurata dal radar come di totale assenza di corrente.



Fig. 14a - Sovrapposizione del tracciato del drifter del 23/8 sulla mappa radar dell'ora intermedia



Fig. 14b - Sovrapposizione del tracciato del drifter del 24/8 sulla mappa radar dell'ora intermedia

Le correnti superficiali misurate dal sistema "Sea Sonde" sono naturalmente affette da errore, in parte dovuto alla misura ed agli algoritmi di elaborazione del segnale radar ed in parte alla geometria del sistema (vedi interpretazione della mappa degli errori).

L'errore si manifesta prevalentemente con la presenza, nella mappa delle correnti, di aree in cui si osserva una notevole divergenza dei vettori (con una differenza anche di 180° nella direzione), e con vettori di intensità spesso notevole, non giustificata, e non confrontabile con i vettori vicini.

Le caratteristiche sopra elencate si accentuano soprattutto in presenza di correnti e venti deboli. La necessità, quindi, di "ripulire" o correggere le mappe radar da vettori spuri e divergenze non realistiche costituisce il primo passo indispensabile per una corretta verifica dell'affidabilità del sistema radar. Tuttavia si è tentato lo stesso di effettuare una prima validazione utilizzando i dati così come sono stati forniti dal sistema. Il calcolo del vettore radar medio, per il confronto con il drifter, è stato fatto utilizzando i vettori primi vicini alla posizione media del drifter, in un'area di raggio 3Km, al fine di ridurre eventuali incongruenze. Tale area risulta però troppo ampia per risolvere al meglio eventuali caratteristiche cicloniche, anticicloniche, o frontali del campo di corrente, e l'errore può a volte essere ridotto oppure intensificato.

A ciò si aggiungono le differenze esistenti fra le diverse tecniche di misura [4] [9]. Innanzitutto la misura con il drifter è di tipo Lagrangiano, mediata solo su una linea retta, mentre la misura radar è di tipo Euleriano, mediata su un'area di circa 3x3 Km (cella). Secondariamente, il radar osserva un cambiamento di velocità di fase dell'onda, dovuta a correnti comprese nei primi 50 cm circa dalla superficie media del mare, mentre il drifter, pur essendo progettato per risentire solo del trasporto dovuto alle correnti marine superficiali (e non degli effetti dovuti al vento e allo stato del mare), ha tuttavia una struttura che raggiunge il metro sotto il livello medio del mare e che determina una certa inerzia nel trasporto. Tutto ciò consente di interpretare, almeno in parte, le differenze maggiori osservate, per velocità molto alte o molto basse, fra le misure radar e del drifter. Divergenze fra le misure sono anche da imputare a differenze fra la localizzazione geografica media del drifter e la localizzazione geografica attribuita alla velocità media del radar, ed a diversi intervalli temporali di riferimento delle due misure. Infine, di non minor importanza, è il fatto che questa validazione è stata condotta utilizzando un software di elaborazione del segnale radar adatto a mari con alti fondali. Dal 25 marzo 1998, è stato installato un nuovo software specifico per aree di mare con basso fondale (inferiore ai 100m), quale è il nostro caso. Si renderà pertanto necessaria una nuova validazione del sistema.

## 8.CONCLUSIONI

La sperimentazione della tecnica radar è iniziata circa 25 anni fa, ma solo da pochi anni sono disponibili sistemi, anche commerciali, dotati di buona affidabilità e rivolti più all'utente che allo specialista. Essi permettono, rispetto alle tecniche tradizionali, di ottenere una buona risoluzione spaziale e lunghe serie di dati, a cadenza temporale oraria, consentendo quindi una analisi dei campi di corrente effettuata su molti cicli di marea, e l'individuazione di eventuali evoluzioni stagionali della circolazione costiera locale.

L'uso del sistema "Sea Sonde", infine, ha suggerito alcuni interessanti filoni di approfondimento scientifico su ulteriori possibilità del suo utilizzo, quali la ricostruzione del campo di onde dello specchio d'acqua e, soprattutto, il monitoraggio della corrente in zone nelle quali il fondale è particolarmente basso e, quindi, la corrente di superficie è fortemente influenzata dall'attrito con il fondo.

### Bibliografia

J.D.PADUAN, H.C.GRABER: Introduction to HF Radar, reality and myth. Oceanography, vol.2 n.10 1997

D.CROMBIE: Doppler Spectrum of sea echo at 13.56 Mc/s. Nature, vol.175, 1955

K.W.GURGEL, G.ANTONISCKI, T.SCHLICK: HF Radar Systems for wave and current measurement. Oceanology, 1998

D.E.BARRICK, M.W.EVANS, B.L.WEBER: Ocean Surface Currents mapped by radar. Science, vol.198, 1977

D.E.BARRICK: The role of the gravity-wave dispersion relation in HF radar measurements of the sea surface. IEEE Journal of Oceanic Engineering, vol.OE-11.n.2, 1986

K.W.GURGEL: Near-surface circulation in the Pomeranian Bay as measured by HF Radar. *Submitted* to Oceanology

K.W.GURGEL, H.H.ESSEN, S.P.KINGSLEY : Hfradars: Phisycal limitations and recent developments. *Submitted to Coastal Engineering*.

C.TEAGUE, J.F.VESECKY, D.M.FERNANDEZ: HF Radar instruments, past to present. Oceanography, vol.2 n.10, 1997

B.J.LIPA, D.E.BARRICK: Least-Squares methods for the extraction of surface currents from CODAR crossed-loop data. IEEE Journal of Oceanic Engineering, vol. OE 8, n.4, 1983

CODAR Ocean Sensors Ltd.: Sea Sonde Installation, maintenance and service manual. Edition 1996.

## LE PIATTAFORME DI VERITA' MARE DEL TELERILEVAMENTO SATELLITARE

Marco Marcelli

Stazione Zoologica Napoli

# 1. INTRODUZIONE: SCALE SPAZIALI E TEMPORALI DEI FENOMENI OCEANOGRAFICI

La variabilità, l'abbondanza e la diversità delle popolazioni degli ecosistemi oceanici sono controllate dall'interazione di processi biologici, chimici e fisici (Rothschild, 1988).

Ciascuno di questi processi e' definito da precise scale spaziali e temporali che si vanno a sovrapporre parzialmente. In altre parole il sistema di riferimento di ogni fenomeno ha quattro dimensioni: lunghezza, larghezza, altezza e tempo.

Per poter effettuare confronti efficaci si raffrontano le variabili dei fenomeni considerando solamente due grandezze alla volta. Per le caratteristiche dei fenomeni stessi non si genera un errore operando in questa maniera. E' necessario infatti ricordare che la maggior parte dei fenomeni oceanografici presentano una elevata variabilita' lungo la verticale della colonna d'acqua mentre si presentano omogenei nella dimensione orizzontale. Solamente i fenomeni a micro scala presentano una isotropia in quanto e' il livello energetico che giuoca il ruolo principale nel governo di questi processi.

I fenomeni biologici ed ecologici spesso risultano associati ai fenomeni fisici, da questi dipendono nelle loro scale spaziali e spesso a questi si associano nelle loro scale temporali.



Fig. 1 - Rappresentazione dei principali fenomeni fisici e di molti processi ecologici ad essi collegati negli oceani superiori (Dickey 1991).

Nella *Fig. 1* sono illustrate le scale di alcuni fenomeni fisici e di alcuni fenomeni biologici ad essi associati. Si puo' osservare che anche se le aree di tali fenomeni spesso non sono coincidenti, quasi sempre pero' manifestano lo stesso ordine di grandezza.

E' molto facile dimostrare che i fenomeni fisici alimentano, addirittura a volte generano, e sicuramente sempre condizionano, una serie di processi biologici. E' meno comune riscontrare osservazioni sulla reciprocita' spazio-temporale dei due comparti: biotico ed abiotico.

Il problema principale della ricerca oceanografica e' infatti dato dal fatto che molto spesso vengono effettuati studi anche molto particolareggiati, con metodi e strumentazione adeguate ma che non tengono conto delle scale spaziali e temporali dei fenomeni che si stanno studiando.

Questo porta sovente ad interpretazioni fuorvianti oppure errate dei fenomeni che si vogliono osservare. Il non considerare infatti, nella migliore maniera, le scale temporali e spaziali dei fenomeni porta a predisporre sovente piani di indagine non calzanti oppure che portano a risultati poco significativi.

Un altro aspetto fondamentale e' quindi la limitatezza intrinseca delle scale spaziali e temporali della operativita' delle piattaforme di misura.

# 2. LE PIATTAFORME DI OSSERVAZIONE E LE LORO SCALE SPAZIALI E TEMPORALI

Nell'ambito dei vari fenomeni da osservare, con particolare riferimento ai sistemi pelagici, risultano di rilevante interesse i processi ecologici che avvengono a meso oppure a macro scala.

Per comprendere questi processi si ha la necessità di poter comparare, nello stesso insieme spaziotemporale, i comparti biotico e abiotico, misurando sinotticamente le loro variabili descrittrici e, ove possibile, i descrittori dei processi in atto.

Usualmente questi processi vengono modellizzati mediante algoritmi che considerano diverse variabili facilmente misurabili e calcolano variabili che sono più rappresentative del processo stesso, ad es. la produzione primaria. La funzionalità dei modelli dipende quindi, in larga misura, dalla disponibilità di variabili in ingresso che sono limitate da molti fattori quali le caratteristiche intrinseche della variabile che si intende misurare (ad es. la produzione primaria), oppure la loro variabilità spazio-temporale (ad es. la variazione della produzione primaria indotta da processi dinamici). In questo ultimo caso, dove risulta molto importante l'osservazione simultanea dei fenomeni fisico-chimici e biologici a meso e macro scala, la risposta tecnologica alle necessità di avere misure si è evoluta, principalmente, verso la messa a punto di strumenti e tecniche in grado di fornire dati misurati sinotticamente (Dickey, 1988; Williams, 1995).
In tale ambito particolare attenzione ha suscitato il problema delle misure delle variabili che consentono stime di produzione primaria e misure di biomassa, al fine ultimo di valutare, a scala globale, lo stato di salute (Williams, 1995) e delle risorse degli oceani (Lasker, 1988).

Le tecnologie utilizzate a tale scopo sono principalmente il telerilevamento e i veicoli subacquei ondulanti trainati (underwater undulating towed vehicle).

Il telerilevamento consente la sinotticità spaziale dell'osservazione (Lohrenz *et al.*, 1988; Woods, 1988), ma è caratterizzato implicitamente da una scarsa risoluzione spazio-temporale e dall'assenza della terza dimensione spaziale: la profondità (Strass & Woods, 1988).



Fig. 2 - Copertura orizzontale spaziale e temporale di alcune piattaforme (Bidigare et al. 1992



Fig. 3 - Copertura verticale spaziale e temporale di alcune piattaforme (Bidigare et al. 1992)

Dalle figure 2 e 3 si riesce a vedere quali sono, nell'orizzontale e nella verticale, rispetto alle scale di tempo, le coperture operative delle varie piattaforme che si possono utilizzare in oceanografia.

Le metodologie di indagine oceanografica tradizionale e di monitoraggio dell'ambiente marino sono legate alle scale temporali dell'osservatore e quindi, a parte il satellite, caratterizzate dall'impossibilita' di effettuare osservazioni sinottiche.

Essendo il satellite la piattaforma che assicura la maggiore sinotticita' sulla orizzontale risulta evidente che, per riuscire a coprirne le mancanze la migliore sovrapposizione nell'orizzontale, con una sufficiente copertura nella scala verticale, e' fornita proprio dai veicoli ondulanti trainati.

Rispetto ai metodi piu' tradizionali, quali le operazioni da nave ferma in punti che usualmente vengono definite "stazioni", i veicoli subacquei ondulanti trainati consentono una migliore risoluzione spaziale ed una sufficiente sinotticità dell'osservazione, riducendo grandemente, inoltre, rispetto all'oceanografia tradizionale, i tempi operativi in mare. Negli ultimi anni tale tecnologia è stata utilizzata con buoni risultati in oceano (Fasham *et al.*, 1985; Strass & Woods, 1988, 1991; Strass, 1992).

# 3. SVILUPPO DI IN VEICOLO ONDULANTE PER OSSERVAZIONI QUASI SINOTTICHE

Per questi motivi, presso i laboratori Ismes, è stato realizzato un primo prototipo (Bruzzi & Marcelli, 1990), quindi progettato (Marcelli & Mainardi, 1990) e realizzato ('91-'94) il veicolo ondulante subacqueo trainato denominato SARAGO (*Fig. 4*).



Fig. 4 - Il SARAGO in acqua

Nel corso degli anni '94-'96 questo sistema è stato messo a punto e testato nell'ambito della convenzione tra Ismes e Università di Roma "Tor Vergata", convenzione nata con il precipuo scopo dello sviluppo e messa a punto di nuove tecnologie dedicate alla ricerca ed al monitoraggio ambientale

nel settore delle scienze marine. Il SARAGO raggiunge la configurazione attuale (Marcelli & Fresi 1997) a seguito di numerose esperienze, sviluppi ed integrazioni strumentali effettuate in una serie di crociere nel Tirreno centrale in un lavoro di mappatura a mesoscala del DCM (massimo subsuperficiale di clorofilla).

Attualmente e' in corso di sperimentazione l'integrazione di un nuovo fluorimetro a doppio impulso per la stima diretta della produzione primaria con il quale e' impiegato nel progetto CNR PRISMA II in Adriatico come strumento di monitoraggio per l'individuazione e mappatura di sistemi frontali.

La configurazione attuale puo' misurare conducibilita', temperatura, pressione, O<sub>2</sub>, pH, biomassa clorofilliana, attivita' fotosintetica del fitoplancton, irradianza (PAR) e una serie di variabili di controllo assetto e navigazione. Nella figura a lato si evidenzia o scafo esterno in vetroresina la cui forma assicura il necessario profilo idrodinamico e garantisce la stabilita' dell'assetto.

All'interno dello scafo in vetroresina (Fig. 5) vi e' un cilindro di pressione in acciaio al quale sono collegati i sensori di misura e le ali.



Fig. 5 - Disposizione della strumentazione nel SARAGO (alla voce sensors corrispondono i sensori Idronaut, alla voce SBE 19 un CTD completo, alla voce Primprod il nuovo fluorimetro a doppio impulso)

All'interno del cilindro di pressione vi sono il motore delle ali, la strumentazione di controllo assetto, l'elettronica necessaria alla trasmissione dei valori misurati ed alla gestione dei sensori di misura fissati sul cilindro di pressione. Il collegamento con la nave e' attuato tramite un cavo elettromeccanico.

In questo modo le variabili misurate e i parametri di controllo assetto vengono visualizzati e registrati per mezzo di un elaboratore elettronico, insieme alla posizione GPS della nave.Con questo sistema e' quindi possibile impostare le traiettorie del SARAGO in acqua e controllarne l'assetto.

Il carico strumentale dedicato alla misura delle variabili oceanografiche (fisiche e trofiche) ha subito un'evoluzione nel corso degli ultimi anni. La configurazione iniziale era costituita da un CTD (Idronaut 801) ed un fluorimetro (Sea Tech FL0500) e prevedeva la possibilita' di utilizzare una telecamera B/N Osprey ad alta sensibilita'.

Nel 1996 la strumentazione di misura e' stata integrata e parzialmente sostituita: Il fluorimetro e' stato sostituito nel 1996 da un fluorimetro a doppio impulso di nuova concezione denominato Primprod 1.11, derivato dall'analogo fluorimetro Primprod 1.08 sviluppato dall'istituto di Biofisica dell'Universita' di Stato di Mosca (in accordo con le teorie di Falkoskwy, 1993); il CTD Idronaut e' stato sostituito con una sonda SBE19 per ottenere una maggiore accuratezza nella misura delle variabili fisiche.

Le traiettorie del SARAGO sono controllate attraverso un trasduttore di pressione ad elevata accuratezza, asservito alle ali, che consente di controllare la profondita` indipendentemente dai sensori delle sonde, ed attraverso un sonar che funziona sia come <u>controllo della traiettoria</u>, nel caso che il SARAGO, ad esempio, venga impostato per navigare ad una distanza prefissata dal fondo sia come <u>allarme</u>, nel caso che il SARAGO si avvicini ad una distanza dal fondale minore di quella impostata. In questo caso, automaticamente, il SARAGO si muove verso la superficie.

Dal 1994 in poi e' stato impiegato in una serie di ulteriori crociere che hanno consentito di individuare e mettere a punto differenti protocolli operativi, di analisi e restituzione dell'informazione ed infine di testare e sviluppare ulteriormente protocolli e algoritmi di gestione delle traiettorie.

I risultati di queste crociere hanno quindi portato ad una integrazione nella strumentazione di misura ed alla definizione del migliore assetto per quanto riguarda la stabilita'.

La massima profondita' operativa raggiunta durante le sperimentazioni e' stata di 300 m. La massima variazione di ampiezza con traiettorie sinusoidali percorse esclusivamente mediante l'ausilio dei timoni e' stata di circa 100 m. Questo valore concorda con quello ottenuto da strumenti analoghi (Herman, Dauphinee 1980 - Bahr, Fucile 1995 - Aiken 1981).

Completamenti differenti, sia per caratteristiche (piu` lenti e con maggiore ampiezza d'oscillazione) che per obiettivi (oceanografia fisica) sono i sistemi oscillanti "yo-yo" fra due quote (Nomoto, 1986 -De Stroblel, Gualdesi 1994)

## 4. ESPERIENZE OPERATIVE

Il SARAGO dopo un periodo di oltre un anno di messa a punto e' divenuto operativo nel 1994 dove e' stato impegnato per la prima volta in una crociera scientifica nel Tirreno centrale.

In questa crociera i valori acquisiti in continuo sono stati calibrati con i risultati delle metodologie tradizionali.

A titolo di esempio nella Fig. 6 si riporta la calibrazione della Clorofilla a misurata dal Sarago con campioni analizzati mediante spettrofluorometria alla SZN Anthon Dohrn

Mediante l'uso del SARAGO, fra il 1994 ed il 1998, sono stati studiati una serie di fenomeni della meso scala con dimensione orizzontale che varia da poche miglie nautiche (10-12) sino a circa 140 miglie nautiche.

Come prima esperienza, il SARAGO, e' stato utilizzato per mappare la distribuzione spaziale del DCM (Deep Chlorophyll Maximum - massimo subsuperficiale di clorofilla).

Questo particolare tipo di studio, che necessita l'acquisizione di variabili fisiche e variabili biologiche, e` stato svolto nelle campagne Caiman ed Astraea degli anni 94, 95 e 96.

Nella crociera *Astraea '95 (Fig. 7)*, in particolare, il SARAGO e' stato trainato lungo una rotta di oltre 120 miglia nautiche fra le coste del Lazio (Gaeta) e quelle della Sardegna (La Maddalena).



Fig. 7 - Transetti effettuati nella crociera Astraea 95

L'interpolazione dei valori acquisiti lungo le traiettorie sinusoidali ha consentito di mappare il DCM nell'area pelagica del Tirreno centrale.

Questo tipo di ricerca e' stata svolta per la prima volta nel Mediterraneo mentre lavori analoghi sono gia' stati effettuati in Oceano (Strass, 92).

Dalle rappresentazioni si evidenzia la correlazione esistente fra caratteristiche trofiche e caratteristiche dinamiche: la massima concentrazione della clorofilla e' correlata alla risalita di acque levantine intermedie testimoniata da un incurvamento delle isopicne nella parte occidentale del bacino.

La foto satellitare mostrava una "gire" che definiva la dimensione orizzontale del fenomeno. Come si puo' vedere la biomassa fitoplanctonica si addensa a profondita' non rilevabili dal satellite.

Questo fenomeno a carattere stagionale e' dovuto all'affondamento delle cellule di fitoplancton nella colonna d'acqua. Quando le cellule incontrano una determinata isopicna rallentano la caduta e si determina quindi l'accumulo osservato.



Fig. 8 - Nelle illustrazioni sono riportati le rappresentazioni dei dati rilevati che consentono di confrontare variabili fisiche, rappresentate mediante isolinee (salinita`, densita`, temperatura), con la distribuzione della clorofilla "a", mediante tono di intensita' crescente, che rappresenta la distribuzione delle "patch" dei popolamenti fitoplanctonici.



Fig.9 -. Area della Crociera Astraea 2 (1996)

Ulteriore esperienza e' stata effettuata mappando ad alta risoluzione spaziale fenomeni ad elevata variabilita' spazio-temporale.

In questo caso sono state effettuate una serie di esperienze fra le quali si illustra questa effettuata nel traverso dello stretto di Bonifacio (Fig. 9.). L'elevatissima densita' di acquisizione, (grafico a dx in

basso) unito ad un intervallo di tempo molto ristretto (circa 2,5 ore) ha consentito la descrizione di una serie di fenomeni ad elevata variabilita' ed elevata dinamica.





In particolare le acque del canale di Sardegna penetrando violentemente nel Tirreno attraverso lo stretto di Bonifacio, generano una serie di vortici che producono sulle cellule fitoplanctoniche effetti di addensamento dovuti all'alta energia in giuoco.

Si puo' osservare come resti evidente la correlazione fra i fenomeni fisici e quelli biologici.

Analoghe esperienze, dal punto di vista delle scale spaziali e temporali, sono state effettuate nel canale di Sicilia (progetti Symplex e SALE) ed in Adriatico centrale e settentrionale (progetto CNR Prisma2). In tale ambito un nuovo ed importante impulso alla ricerca e' avvenuto quando e' stato possibile installare sul SARAGO un nuovo fluorimetro a doppio impulso che ha consentito di determinare la natura della biomassa individuata e mappata.

La misura della efficienza fotosintetica ha consentito la stima in continuo della produzione primaria. Il metodo si basa sull'uso di una generazione di sonde denominate rispettivamente PrimProd 1.08, (che viene utilizzata per i profili verticali) e PrimProd 1.11 (che viene utilizzata sul SARAGO).

La PRIMPROD e' una sonda che ospita sensori per la misura di temperatura, pressione, irradianza ed un fluorimetro a doppio impulso che rileva biomassa ed attività fotosintetica del fitoplancton *in situ*. Queste misure consentono di ottenere una stima della produttività primaria degli ecosistemi pelagici nella colonna d'acqua.



Fig. 11 - Uno dei transetti effettuati nell'ambito del progetto CNR Prisma 2

Il Fluorimetro utilizza il principio "*pompare e sondare (pump and probe)*" per la determinazione delle caratteristiche dei centri di reazione fotosintetica.

Ogni ciclo di misurazione consiste in una successione di tre impulsi: sondaggio - pompaggio - sondaggio. Durante il primo impulso di sondaggio viene determinata l'intensità di fluorescenza della clorofilla con i centri di reazione aperti ( $F_0$ ). Dopo un determinato intervallo si ha un forte impulso di pompaggio di intensità saturante, che trasforma tutti i centri di reazione in stato chiuso, seguito da un secondo impulso di sondaggio che consente la misura dell'intensità massima di fluorescenza ( $F_{max}$ ).

La durata dell'intervallo fra il secondo ed il terzo lampo determina la frequenza delle misure ed è determinata dall'utente. L'intervallo fra le misurazioni non può essere inferiore a un secondo (L'intervallo scelto per il lavoro della campagna ERS-SYMPLEX e' stato di 1 secondo). Il secondo impulso di sondaggio è fornito in questo regime di misurazione con l'attesa minima possibile (50  $\mu$ S), quando praticamente tutti i centri di reazione sono ancora chiusi.

In questo modo, in ogni ciclo di misurazione vengono determinati i valori  $F_0 e F_{max}$ . Dal valore di  $F_0$ , con l'aiuto dei coefficienti di calibrazione, viene determinata la concentrazione del fitoplancton, e l'efficacia della ripartizione delle cariche del centro di reazione e determinata come rapporto  $F_v/F_{max}$ , dove  $F_v = F_{max} - F_0$ . I dati di ogni ciclo appaiono sul display del computer in forma numerica o grafica.

Nella sonda Primprod 1.11 installata sul SARAGO viene effettuata anche una terza misurazione relativa alla fluorescenza indotta dall'impulso di pompaggio (denominata  $F_2$ ).

Da queste rappresentazioni si puo' osservare come la distribuzione della clorofilla a non sia in realta' sempre un parametro correlabile alla produzione primaria. Considerando l'efficienza fotosintetica e l'irradianza si giunge a definire la porzione realmente produttiva della zona dove si ha una maggiore concentrazione di clorofilla. In particolare la parte produttiva e', in questo caso, la porzione superficiale del popolamento fitoplanctonico. La parte sottostante e' scarsamente produttiva sia per un

134

fenomeno di "self shading" del popolamento stesso sia per un fenomeno di accumulo verso il basso delle cellule morte.



Fig. 12 - Nella figura vengono illustrate le distribuzioni delle variabili misurate e derivate relative al transetto di cui alla Fig. 11.

# 5. CONCLUSIONI

Le esperienze effettuate, inerenti la ricerca scientifica di base ed il monitoraggio delle acque costiere, hanno permesso di validare la significativita` del metodo che e` stato impiegato in acquisizione continua anche per molti giorni di seguito.

Per quanto attiene l'integrazione del fluorimetro, e` doveroso sottolineare che questa rappresenta una innovazione assoluta a livello mondiale.

Dal punto di vista metodologico, e per le caratteristiche del carico strumentale, il SARAGO puo' quindi essere utilizzato sia a fini di ricerca pura, con particolare riferimento all'ecologia marina, sia a fini applicativi (monitoraggio ed oceanografia applicata).

Il sistema, rispetto alle metodologie di analisi tradizionali, presenta infatti una serie di vantaggi legati prevalentemente alla rapidita` di rilevamento delle variabili descrittrici dell'ambiente marino ed alla capacita` di adattare il metodo alle differenti scale spazio-temporali dei fenomeni che si desidera osservare.

Questo e' particolarmente evidente nel caso della sperimentazione effettuata che ha dimostrato inoltre come il SARAGO possa rappresentare realmente uno strumento di verita' mare del telerilevamento satellitare (Marcelli et al 1997).

A cio' si aggiunge la possibilita' di variare in qualsiasi momento le caratteristiche del carico strumentale.

Il sistema infine ha evidenziato una serie di vantaggi metodologici consistenti nella possibilita' di rappresentazione quasi sinottica di una situazione ambientale, nella elevata risoluzione spaziale nel rilievo delle variabili che permette di individuare e descrivere l'ambiente con elevato dettaglio, nei minori tempi nave e quindi minori costi logistici non deludendo quindi le aspettative che in esso avevamo riposto.

# Bibliografia

AIKEN, J.: "The Undulating Oceanographic Recorder Mark 2'." Plankton res., 3, 551 - 560, 1981.

BAHR F. FUCILE P.: Seasoar a Flying CTD. Oceanus Vol. 38 n. 1 pp. 26-28, - 1995.

BRUZZI D., M. MARCELLI: "Sviluppo di una metodologia strumentale automatica per il monitoraggio dei fondali marini" VI Colloquio AIOM (Atti del Convegno) pp. 79-84, 1990.

DE-STROBEL-F., L. GUALDESI: "High resolution towed oscillating system" SEA-TECHNOL. 1994 vol. 35, no. 7, pp. 37-40, 1994.

FALKOWSKI P.G. AND KOLBER Z: "Estimation of phytoplankton photosynthesis by active fluorescence." ICES mar. Sci. Symp. Vol. 197pp. 92-103, 1993.

HERMAN, A.W., T.M. DAUPHINEE: "Continuous and rapid profiling of zooplankton with an electronic counter mounted on a 'Batfish' vehicle" Deep-Sea-Res., 27(1A), 79-96, 1980.

MARCELLI M. U. MAINARDI (1990): Sistema strumentale automatico per il rilievo della presenza di mucillagini e delle condizioni chimico-fisiche in prossimità del fondale. *Prog. ASP 5000, Doc. RTF-DTA-1521 288 pp. + allegati* 

MARCELLI M.: "Sistema strumentale per il rilievo della presenza di mucillagini e delle condizioni chimico-fisiche in prossimita' del fondale" Ismes Doc. RTF-DTA-01521, 1990.

MARCELLI M., E. FRESI (1997): "The SARAGO" project: new undulating towed vehicle for developing testing new technologies for marine research and environmental monitoring. Sea Technology pp 62-67 July 1997

MARCELLI M., O. CAMPANA, A. DI MAIO, O. MANGONI, M. RIBERA D'ALCALA', V. SAGGIOMO, S. TOZZI, AND E. FRESI (1997): Development of a new operative method to estimate primary production in the pelagic system with a quasi synoptic space time scale. Progress in

oceanography of the mediterranean sea - International conference, Rome november 17-19, 1997. Abstract volume pp 309-310

NOMOTO, M., Y. TSUJI, A. MISUMI, T. EMURA: "An Advanced underwater towed vehicle for oceanographic measurements" Advances in underwater technology, ocean science and offshore engineering, 1986 vol. 6, pp 70-88, 1986.

STRASS V: "On the calibration of large-scale fluorometric chlorophyll measurements from towed undulating vehicles." DEEP-SEA-RES.-A-OCEANOGR.-RES.-PAP.. vol. 37, no. 3A, pp. 525-540, 1990.

STRASS V.H.: "Chlorophyll patchiness caused by mesoscale upwelling at fronts." DEEP-SEA-RES.-A-OCEANOGR.-RES.-PAP. vol. 39, no. 1A, pp. 75-96, 1992.

STRICKLAND, PARSONS: a practical handbook of seawater analysis (2nd ed.), 1972.

UNESCO: Monographs on oceanographic methodology: Phytoplankton manual, 1978

# PIATTAFORME SATELLITARI PER IL TELERILEVAMENTO

# Aldo Argentieri SERCO c/o ESA-ESRIN, Via Galileo Galilei, 00044 Frascati E-mail: <u>aargenti@esrin.esa.it</u>

# 1. INTRODUZIONE

Fra le piattaforme utilizzate per il telerilevamento, i satelliti costituiscono una delle principali fonti di dati d'osservazione della terra grazie alla capacità di rivisitazione ed alla possibilità di una visione sinottica del territorio. Le missioni satellitari per l'osservazione della terra sono iniziate negli anni '60 con le missioni statunitensi TIROS ed oggi ci sono ormai tantissime missioni e programmi che forniscono dati di vario tipo e diverse risoluzioni spaziali, temporali e spettrali adatti ad ogni tipo di applicazione, con particolare enfasi all'ambiente marino. Il futuro ci riserverà una lunga serie di missioni interamente dedicate all'osservazione ed allo studio dei mari e degli oceani garantendo, quindi, un'ampia disponibilità di dati e soprattutto un archivio consistente che ci permetterà in futuro di poter esaminare dati acquisiti in passato conservando l'uniformità del formato per un efficace e significativo confronto ed un efficace monitoraggio dei fenomeni di interesse.

Tre sono le componenti principali di un sistema di telerilevamento satellitare: le caratteristiche orbitali, il carico utile ed i sensori ed il segmento di terra.

# 2. CARATTERISTICHE ORBITALI

Le principali caratteristiche o parametri orbitali che vanno tenuti in debita considerazione e che influiscono su tutta la geometria di acquisizione sono: il tipo di orbita, l'inclinazione, l'altitudine, il tempo di attraversamento dell'equatore, il ciclo ed il periodo orbitale. L'insieme di questi parametri, direttamente connesso alle caratteristiche (peso e volume) della piattaforma stessa, influiscono soprattutto sull'accuratezza geometrica della ripresa e dell'unità dell'immagine, o pixel.

### 2.1. Tipo di orbita

Ci sono essenzialmente due tipi di orbita: l'eliosincrona e la geo-stazionaria.

Nell'orbita eliosincrona l'angolo fra il piano orbitale e la direzione sole-terra è costante. Ciò significa, in termini pratici che il satellite passa sulla stessa zona sempre alla stessa ora locale. Il satellite, ruota intorno alla terra a circa 800-900 km di altezza, su di un piano orbitale fisso. La combinazione del

movimento del satellite sul piano orbitale e della rotazione della terra permettono di coprire l'intera superficie terrestre in un certo tempo, definito come ciclo orbitale, trattato in seguito. Tale orbita è caratteristica dei satelliti di telerilevamento.



Fig.1 - Orbita eliosincrona

L'orbita geo-stazionaria è caratterizzata dal satellite fisso rispetto ad un punto del cerchio equatoriale, ad una distanza di circa 36.000 Km., ed è caratteristica dei satelliti meteorologici (Meteosat) e di quelli per le telecomunicazioni.



Fig.2 - Satellite Meteosat

# 2.1. Inclinazione dell'orbita

L'inclinazione dell'orbita è generalmente calcolata tramite l'angolo fra il piano equatoriale ed il piano orbitale. Per quanto riguarda i satelliti ad orbita eliosincrona, tale angolo è compreso fra i 50 ed i 100 gradi (oltre quindi l'angolo retto corrispondente al piano polare). Per quanto riguarda i satelliti ad orbita geo-stazionaria l'inclinazione è per definizione di zero gradi rispetto al piano equatoriale, visto che il piano orbitale di tali satelliti coincide con quest'ultimo.

#### 2.2. Altitudine dell'orbita

L'altitudine dell'orbita, quindi la distanza dalla superficie terrestre, è compresa fra i 550 ed i 2000 Km. per i satelliti eliosincroni ad orbita polare o quasi-polare mentre, come già accennato, tale distanza si spinge fino a circa 36.000 Km per i satelliti geostazionari equatoriali.

#### 2.3. Ciclo orbitale

Il ciclo orbitale rappresenta il tempo in cui un satellite eliosincrono polare ritorna sullo stesso punto geografico nelle stesse condizioni orbitali, nella stessa geometria e ripercorre, quindi, la stessa traccia sulla superficie terrestre. Per "traccia" s'intende la proiezione della traiettoria orbitale sulla superficie terrestre. Tale ciclo varia, ovviamente con le caratteristiche di ogni satellite essendo influenzato dalla massa del veicolo stesso e quindi, di conseguenza, dalla sua altezza orbitale, dall'inclinazione dell'orbita e dalla sua velocità. Ogni satellite, dedicato all'osservazione della terra ha un ciclo assegnato ben preciso definito al fine di ottimizzare l'utilizzo dei sensori stessi e delle applicazioni cui è dedicato. Tale ciclo rappresenta anche la risoluzione temporale di un sistema satellite/sensore, potendo definire il tempo di rivisitazione del satellite. Un ciclo orbitale completo, può avvenire in 12 ore (NOAA) o in 16 giorni (Landsat) fino ad arrivare ai 35 di ERS, o ai 44 di JERS passando per i 26 giorni di Spot. Per esigenze particolari o per particolari esigenze operative legate ad uno o più sensori, tale ciclo può essere cambiato: ad esempio ERS-1 (prima missione di osservazione della terra dell'Agenzia Spaziale Europea) è passato da un ciclo orbitale a tre giorni, ad uno di 35, per arrivare ad uno di 168 per poi essere riposizionato stabilmente in un'orbita tale da mantenere un ciclo orbitale completo di 35 giorni.

#### 2.4. Periodo orbitale

Il periodo orbitale della maggior parte dei satelliti polari eliosincroni di telerilevamento è prossimo ai 100 minuti. Tale periodo comprende la durata di un'orbita, o meglio il tempo intercorso fra due successivi passaggi sul Polo Nord. La velocità al suolo corrispondente è di circa 24.000 Km/h. Tale velocità permette di acquisire un'intera immagine (di circa 100x100 Km) in un tempo prossimo ai 15 secondi. Visto che nello spazio temporale di 15 secondi non ci possono essere grandi cambiamenti

sulla superficie terrestre, a meno di eventi meteorologici o geofisici di brevissima durata, si può definire quasi sinottica l'acquisizione del dato da satellite.

Sono di seguito riportati i parametri orbitali caratteristici per alcuni tra i più noti sistemi satellitari di osservazione della terra:

	Landsat 5	ERS-1	JERS-1	SPOT 3	IRS-1C
Tipo di orbita			Eliosincrona		
Altitudine (Km)	705	785	568	830	817
Ora (locale) di passaggio all'equatore		10:30 (orbita discendente)			
Ciclo orbitale (giorni)	16	3, 35, 168	44	26	24
Periodo orbitale (min)	98.8	100	96	101	101.35
Inclinazione dell'orbita (gradi)	98.2	98.52	97.67	98.7	<b>98.7</b>

#### **3. CARICO UTILE E SENSORI**

Un satellite comprende in genere un cosiddetto "modulo di servizio" ed un "modulo di carico utile". Il telaio o "bus" della struttura è strutturato in modo tale da tenere I due moduli ben separati fra di loro. Il "modulo di servizio" comprende tutti gli apparati di alimentazione della struttura fra cui il pannello solare, il generatore di energia, gli accumulatori e la rete elettrica di distribuzione a tutti gli strumenti caricati a bordo. Fanno parte di questo modulo tutti gli apparati di controllo dell'attitudine del satellite stesso, e i sistemi di controllo orbitale che servono ad avere tutte le informazioni necessarie per un'esatta localizzazione e posizione del satellite stesso; tali sistemi, inizialmente si basavano su coordinate stellari, attualmente vengono in alcuni casi rimpiazzati dal GPS (Global Positioning System) e coadiuvati da sistemi di posizionamento laser. Anche gli apparati di telecomunicazione fanno parte di questo modulo e si sistemi di ricezione dei dati da terra (aggiustamenti dell'orbita, manovre, pianificazione dell'utilizzo dei sensori, controlli vari, ecc.) sia di trasmissione dei dati verso terra (dati acquisiti ed informazioni sull'effettiva posizione orbitale. Infine di tale modulo fa parte anche la struttura si supporto e l'interfaccia con il lanciatore, o altro tipo di veicolo spaziale che ha il compito di posizionare il satellite in un'orbita di riferimento iniziale.

Del modulo di carico utile fanno parte innanzi tutto gli strumenti di acquisizione dati, o sensori, e gli apparati di gestione dei dati (convertitori A/D, registratori, ecc.).I vari tipi di sensori saranno trattati in seguito. Altri apparati, inclusi in questo modulo sono di nuovo i sistemi di comunicazione, generalmente dei dati verso terra, gli apparati di distribuzione dell'energia elettrica e, ovviamente, la struttura di supporto.



Fig. 3 - Landsat 5

La Fig. 3 mostra il satellite Landsat 5. Si distinguono nella parte sinistra, il modulo di servizio comprendente modulo di controllo di attitudine, l'interfaccia di propulsione e gli apparati di alimentazione; nella parte centrale inferiore lo strumento Thematic Mapper e l'antenna di trasmissione dati; nella parte centrale-superiore si trova l'antenna di trasmissione verso satelliti di telecomunicazione e a destra I pannelli solari per l'acquisizione dell'energia solare e la sua conversione in forma sfruttabile dagli apparati di bordo.

La Fig. 4 mostra il satellite ERS-2. Si distinguono, da sinistra, I pannelli solari, il modulo di servizio con l'antenna di trasmissione dati e, a destra, la parte dedicata al carico utile con l'antenna circolare del Radar Altimetro, l'ATSR, L'antenna più grande del SAR (Synthetic Aperture Radar) e le tre piccole antenne dello Scatterometro.



Fig. 4 - ERS-2

#### 3.1. Sensori passivi

Fanno parte di questo gruppo tutti quei sensori che non sono dotati di una sorgente propria di energia e che misurano l'intensità di energia proveniente dal sole e riflessa dalla superficie terrestre (Visibile, Infrarosso, Infrarosso termico) o quella emessa dalla terra stessa in funzione della propria temperatura (Infrarosso termico, microonde). A questo gruppo appartengono: Camere fotografiche, Telecamere, Scanner, Radiometri e CCD.

# 3.1.1. Camere fotografiche

Sono sistemi di ripresa analogica che derivano dalle tecniche aerofotogrammetriche trasferite a sistemi satellitari. Possono acquisire dati nel parte del visibile e del vicino infrarosso dello spettro elettromagnetico ed, in alcuni casi, anche nell'ultravioletto. Sono tuttora presenti a bordo di alcune piattaforme satellitari russe con delle risoluzioni spaziali che a tutt'oggi, rappresentano le migliori presenti in un sistema di telerilevamento satellitare, arrivando ad 1 metro con un'ampia copertura spettrale, definita come immagine spettrozonale. Tali sistemi saranno in futuro destinati a sistemi aerei o a quali che sono attualmente definiti come sistemi di telerilevamento a bassa orbita basati su aerei che volano ad alta quota. Tali sistemi, ancora in fase sperimentale, garantiscono delle risoluzioni spaziali intorno alla decina di centimetri.

# 3.1.2. Telecamere

Le telecamere sono sistemi a scansione elettronica che acquisiscono dati, come i precedenti sistemi, nel visibile e nel vicino infrarosso. Di tale tipo erano I sensori montati a bordo della prima serie Landsat, chiamata al tempo ERTS, che venne lanciata nel 1972.I primi due satelliti Landsat trasportavano a bordo il sistema RBV (Return Beam Vidicon) dotato di tre telecamere che inquadravano la stessa scena di 185 x 185 Km nelle lunghezze d'onda comprese fra i 0.47 ed i 0.83 micron con una risoluzione spaziale di 80 metri. Nel Landsat-3, lanciato nel Marzo del 1984 tale sistema venne modificato e trasformato in due telecamere con un'ampiezza di ripresa di 98 Km, con una banda di acquisizione compresa fra i 0.50 ed i 0.75 micron ed una risoluzione di 40 metri, migliorata rispetto alla precedente.



Schema di ripresa delle tre teleprere RBV (Landsat 1,2) e delle 2 (solo Landsat 3).

Fig. 5 - Telecamere RBV

#### 3.1.3. Scanner

Gli scanner, o dispositivi a scansione sono dei sistemi ottico-meccanico-elettronici di cui si è fatto largo uso per i sensori di telerilevamento. Consistono, come risulta nella figura seguente, in uno specchio rotante che indirizza l'energia verso uno specchio primario che, a sua volta, fa convergere l'energia verso uno specchio secondario e da questo verso il sistema di sensori veri e propri davanti al qual è sempre presente un sistema di filtri per dividere l'energia radiante in varie frequenze pari al numero dei canali del sensore stesso.



Fig. 6 - Schema di scansione

Come appare in *Fig. 6*, accoppiando l'oscillazione dello specchio rotante al moto del veicolo (aereo, come rappresentato in figura) o satellitare, è possibile effettuare la scansione di una traccia al suolo di larghezza costante e caratteristica di ciascun sensore. Il sistema ottico del sensore, insieme ai parametri orbitali, influenza la risoluzione geometrica del sistema stesso.

Esistono diversi sistemi di scansione. Il più "classico" è senz'altro quello presente sul MSS e sul TM della serie Landsat, noto come "whiskbroom scanning" costituito, come evidenziato in figura da un sensore in cui è presente un unico elemento o un elemento lineare longitudinale dello stesso.

"Whiskbroom" Scanning Landsat Single Delector or Small linear CCD

Fig. 7 - whiskbroom scanning

Il sensore HRV montato a bordo della serie Spot e del LISS a bordo della serie IRS rappresenta una netta evoluzione del precedente, in quanto si tratta di un "pushbroom" dove il singolo sensore viene sostituito da un elemento lineare trasversale, come indicato in *Fig. 8*.



Fig. 8 - Pushbroom scannino

Tale sistema ha il vantaggio di eliminare tutta la parte meccanica dello specchio rotante, eliminando così gli errori di scansione dovuti al meccanismo di rotazione dello specchio stesso, pur mantenendo costante la larghezza della traccia a terra.

Oltre a questi esistono altri due sistemi di scansione: lo "staring array" ed il "conical scanning". Nel primo (*Fig. 9*) l'elemento lineare dei sensori viene sostituito da una matrice, generalmente quadrata.



Fig. 9 - Staring Array

Tale sistema è stato proposto su un satellite ad alta risoluzione americano, Early Bird, il cui lancio è purtroppo fallito nel 1998.

Altro sistema, presente nei sensori del RESURS MSU-SK, dell'ERS ATSR e del SeaStar SeaWiFS è il "conical scanning" il cui sistema di scansione è conico ed è stato progettato per sensori con un'ampia traccia a terra (pari o superiore a 1000 Km) per meglio correggere gli effetti di distorsione geometrica dovuti alla curvatura terrestre.



Fig.10 - Conical scanning

Di seguito vengono riportati gli schemi del sensore MSS (Multi-Spectral Scanner) e del sensore TM (Thematic Mapper) presenti sulla serie Landsat.



Fig. 11 - Schema del MSS (Brivio, Lechi, Zilioli 1992)

#### 3.1.4. Radiometri

Come i precedenti sistemi a scansione, di cui sono dotati, tali sensori sono forniscono misure di energia radiante nel visibile e nell'infrarosso oltre a misure di emissività nella regione delle microonde passive. Sono in genere sensori con bassa risoluzione spaziale (circa 1 km) con un largo angolo di vista e, di conseguenza, una larga traccia a terra.



Fig. 12 - Schema del TM (Brivio, Lechi, Zilioli 1992)

#### 3.2. Sensori attivi

Appartengono invece a questa categoria tutti gli strumenti dotati di una propria sorgente di energia emittente quali:

- SLARSide Looking Aperture Radar Sistema Radar di acquisizione rappresentato in Fig. 13.
- SARSynthetic Aperture Radar Radar ad apertura sintetica
- LIDARLaser a immagini

Tra questi sistemi, il più noto ed il più utilizzato è senz'altro il SAR, o Radar ad Apertura Sintetica. Tale sensore, presente a bordo dei satelliti della serie ERS e dello JERS, e' in grado di fornire immagini della superficie terrestre a media risoluzione (circa 20-25 metri) tramite la simulazione di un'antenna molto grande ottenuta con multipli dell'antenna reale. Quest'accorgimento fa sì che pur disponendo di un'antenna di ridotte dimensioni, che fornirebbe immagini a bassissima risoluzione, è possibile comunque ottenere immagini di ottima qualità di risoluzione media paragonabile ai sensori "ottici". Tali sensori, forniti di una propria fonte di energia, sono inoltre indipendenti dall'illuminazione solare e possono quindi acquisire immagini anche di notte. Utilizzando, inoltre, una lunghezza d'onda superiore

al centimetro sono in grado di "perforare" la coltre delle nuvole ed acquisire dati in qualsiasi condizione meteorologica.



Fig. 13 - schema di Radar ad apertura laterale (da G. Lechi - Dispense del corso di telerilevamento, POLIMI, Facoltà di Ingegneria)

# 4. ACQUISIZIONE DEI DATI

Il primo passaggio nel meccanismo di acquisizione dei dati è la conversione del segnale analogico (radianza, riflettanza, ecc.) in segnale digitale. Tale conversione è caratteristica per ogni sensore per quanto riguarda il numero di bit di conversione (6 per il MSS, 8 per il TM, HRV e la maggio parte dei sensori di osservazione della terra, 12 per l'AVHRR, 16 per il SAR di ERS). Il segnale acquisito nel tempo viene ricampionato ad intervalli temporali regolari e quindi convertito in una scala di valori dipendente dal numero di bit usati per la codifica del segnale stesso (64 in 6 bit, 256 in 8 bit, ecc.) tipica per ogni sensore. Tale processo si svolge a bordo del satellite e quindi il segnale che viene trasmesso a terra è già in formato digitale ed esente da forme di errore o interferenza proprie del segnale analogico. La trasmissione del segnale digitale può avvenire in tre modalità distinte.

La prima, e maggiormente utilizzata, è la trasmissione diretta ad una stazione ricevente a terra. La stazione ricevente, dotata di un antenna parabolica di ricezione dati, ha la possibilità di "vedere" il satellite e di entrare, quindi, in comunicazione diretta con lo stesso, entro un campo di azione di alcune migliaia di chilometri di raggio. Il satellite che entra in questo campo di azione acquisisce il dato sulla traccia a terra e ritrasmette il dato alla stazione immediatamente dopo l'acquisizione del dato stesso. Tale

sistema permette quindi di ricevere dati solo in aree in cui il satellite sia nel campo di visibilità della stazione ricevente con il vantaggio di acquisirli praticamente in tempo reale.

La seconda si avvale di un sistema di trasmissione indiretta tramite satelliti di telecomunicazioni verso una stazione a terra non in visibilità del satellite stesso. Ciò offre quindi la possibilità di acquisire dati anche in aree dove non sia presente una stazione di ricezione dati con la capacità di usufruire dei moderni sistemi di telecomunicazione satellitare.

Nel terzo ed ultimo sistema, i dati vengono registrati a bordo e successivamente trasmessi a terra verso una stazione di ricezione definita. Ciò permette di archiviare tutti i dati di una missione in un unico centro e di poter usufruire di dati in zone in cui non esiste la possibilità di un'acquisizione diretta.

La maggior parte dei moderni sensori di telerilevamento è dotata di sistemi di trasmissione misti: hanno la strumentazione per ritrasmettere i dati direttamente alla stazione ricevente o di immagazzinare tali dati in un registratore di bordo, per poi inviarli ad altra stazione ricevente in un secondo tempo. Il dato può quindi essere trasmesso direttamente alla stazione nell'area di interesse e, contemporaneamente, essere inviato, in un secondo tempo, ad un centro di archiviazione.

# 5. SISTEMI DI COMUNICAZIONE

Generalmente i satelliti per l'osservazione della terra sono equipaggiati con almeno due sistemi di comunicazione per separare il canale di trasmissione dei dati con il canale di controllo del satellite stesso. Il canale di trasmissione dei dati acquisiti dal sensore trasportato a bordo, insieme ai dati orbitali, di posizionamento della piattaforma ed ai dati di calibrazione, corrisponde alla bada X (10 GHz) o alla banda K (30 GHz). Il canale in banda S (3 GHz) viene invece riservato ai comandi da terra per le manovre di bordo, per gli aggiustamenti dei parametri orbitali, per inviare il piano di acquisizione e per controllare l'accensione e lo spegnimento dei vari sensori trasportati.

#### LE PIATTAFORME PER IL TELERILEVAMENTO

Prof. Carlo Marino Dipartimento di Scienze dell'Ambiente e del Territorio Università degli Studi di Milano-Bicocca <u>Carlo.marino@unimib.it</u>

#### 1. INTRODUZIONE

Per il telerilevamento della superficie terrestre vengono usati oggi svariati tipi di piattaforme come ad esempio palloni liberi e frenati, aerei e veicoli orbitali. La capacità funzionale di queste piattaforme, valutata sia nell'ambito di esperimenti scientifici sia nel campo di servizi a livello operativo, viene determinata dalla quota alla quale possono pervenire e/o operare, dal grado di "manovrabilità" degli strumenti sia nella fase di ricezione sia in quella di raccolta e registrazione dei dati, dalla maggiore o minore difficoltà di gestione della piattaforma, dai fattori più generali di spesa e di integrazione del sistema sensore-piattaforma nella previsione economica (costo/ricavi) del progetto. Volendo rimanere più specificatamente nel settore applicativo, solo aerei e veicoli spaziali possiedono attualmente un'utilità pratica operando anche in modo complementare.

I veicoli spaziali adatti a compiti di telerilevamento orbitale sono i satelliti artificiali senza equipaggio a bordo, i laboratori spaziali permanenti o semi-permanenti con equipaggio, e infine i razzi da alta quota. In genere satelliti automatici e laboratori spaziali vengono impiegati nel caso di lunghe permanenze in orbita (mesi o anni),mentre navicelle e razzi sono utilizzati per missioni di durata molto più brevi.

A questa divisione fa una marcata eccezione l'impiego del traghetto spaziale Shuttle. Lo Shuttle (é l'appellativo impiegato per identificare questo particolare veicolo spaziale) è in grado di raggiungere altezze orbitali e successivamente rientrare alla base sulla Terra per essere successivamente riutilizzato. Ciò rende possibile sia l'osservazione diretta dall'alto di fenomeni alla superficie terrestre, riportando poi a terra le registrazioni effettuate, sia mettere in orbita con un apposito braccio satelliti automatici dedicati allo studio di particolari fenomeni, garantendone poi la periodica manutenzione. In questo modo si combinano al meglio le caratteristiche delle piattaforme automatiche e di quelle con equipaggio.

Infatti se da una parte una delle caratteristiche peculiari dei satelliti senza equipaggio è una maggiore scelta in termini di orbita, in quanto la massa al lancio é relativamente ridotta, d'altra parte vi sono inconvenienti dovuti alle limitazioni a cui sono soggette, in termini di dimensioni, peso ed energia disponibile, le apparecchiature di bordo. Queste ultime poi, dovendo operare esclusivamente in modo automatico, debbono essere sottoposte a collaudi severissimi che ne garantiscano il perfetto funzionamento nello spazio. Tutto ciò tende a far lievitare in modo considerevole i costi di progetto e di

153

realizzazione che nel caso di laboratori spaziali permanenti o semipermanenti o sono minori o, a parità di investimenti, consentono l'impiego di un maggior numero di apparecchiature, anche più sofisticate e complesse. I laboratori spaziali con equipaggio hanno infatti una maggiore versatilità: le apparecchiature di telerilevamento non devono essere necessariamente automatiche e i requisiti della loro ubicazione e integrazione con il resto degli strumenti del veicolo spaziale non devono essere così rigorosi come a bordo di un satellite senza equipaggio.

Meno pubblicizzata o, almeno, meno carica del fascino della novità è la piattaforma aerea che, dai piccoli elicotteri e dagli aerei monomotori ai più sofisticati jet della classe executive, ai laboratori installati in bimotori o quadrimotori ad elica e turboelica e in jet bimotori del tipo commerciale, viene oggi impiegata ad ogni latitudine sulla superficie terrestre, da quote relative di poche decine di metri sino ai 20.000 metri degli U2 della Nasa. Come nel caso delle piattaforme spaziali, la scelta del tipo di aereo é condizionata, oltre che dall'ubicazione geografica dell'area da riprendere, dal tipo di apparecchiature da installare a bordo (e quindi anche dal numero di botole necessarie) e dalla quantità di energia da impiegare per il funzionamento delle apparecchiature stesse. E' facilmente intuibile come i sistemi attivi abbiano delle necessità di spazio e di consumi energetici molto più vincolanti rispetto a quelli passivi. Riguardo al problema più generale della scelta tra piattaforma aerea e spaziale esse, nel quadro di un utilizzo a livello operativo, presentano più aspetti di complementarità che di antagonismo. I satelliti offrono solitamente una serie di riprese ripetute nel tempo con una risoluzione che in alcuni casi si presta ad affrontare temi di livello regionale, con produzione di carte tematiche fino a scale dell'ordine del 1:100.000-1:50.000.

La simultaneità della ripresa su aeree dell'ordine di 30.000 km<sup>2</sup> (limite inferiore) unita al carattere multitemporale e multispettrale delle riprese stesse, rende le immagini ottenibili particolarmente idonee a fornire visioni anche di fenomeni che osservati in differenti condizioni climatiche e di illuminazione forniscono un panorama ben più completo di quello offerto da una ripresa singola. E' possibile affermare perciò che una ripresa da satellite, indipendentemente dalla banda usata, presenta, a scala regionale, un potere di sintesi e di correlabilità tra vari oggetti e fenomeni impossibile da ottenere per altra via.

La piattaforma aerea ha principalmente problemi di costo e di limitato abbracciamento dell'area che è possibile riprendere in un ristretto lasso di tempo. La flessibilità rispetto al satellite è molto più ampia relativamente alla scelta del numero e dell'ampiezza delle bande (o canali) da dedicare al particolare oggetto dello studio. E' inoltre disponibile un ventaglio continuo di quote relative (e quindi di scale e risoluzioni) e di ore in cui effettuare le riprese che sono ottimizzabili caso per caso. Le informazioni ricavabili dalla piattaforma spaziale, direttamente o dopo opportune elaborazioni, possono essere alla base e alla guida di riprese aeree, limitando il loro impiego solo alle aree ritenute di particolare interesse nelle quali il telerilevamento aereo può fornire dettagli atti al completamento delle indagini. Viceversa, partendo da riprese aeree é possibile estrapolare i risultati ottenuti da zone vicine verificando

154

l'attendibilità delle ipotesi tramite ripetuti controlli sulle immagini ottenute dai satelliti. La complementarietà delle due piattaforme risulta valorizzata completamente solo quando le riprese di entrambe coprono all'incirca la stessa area, in modo da rendere possibili continui "zoom" sui fenomeni dello stesso tipo correlabili all'interno della medesima scena.

# 2. UN ESEMPIO DI TELERILEVAMENTO ELETTRONICO AVANZATO DA PIATTAFORMA AEREA

# 2.1.Lo scanner iperspettrale MIVIS

Al fine di offrire alla comunità scientifica un'attività di supporto alla ricerca ambientale il CNR, nell'ambito del Progetto Strategico "Clima, ambiente e territorio nel Mezzogiorno", ha istituito il progetto LARA (Laboratorio Aereo per Ricerche Ambientali) per l'acquisizione di dati telerilevati da piattaforma aerea. Il Progetto possiede e gestisce il sistema a scansione MIVIS (Deadalus AA5000), capostipite di una nuova generazione di apparati sensoriali iperspettrali, che opera con un'elevata risoluzione spaziale e spettrale (*Tab. 1*).

Il MIVIS *(Multispectral Infrared and Visible Imaging Spectrometer)* è uno strumento modulare costituito da quattro spettrometri, questi riprendono simultaneamente la radiazione proveniente dalla superficie terrestre nel visibile, nell'infrarosso vicino e termico. Il sensore è dotato di 102 canali di cui 20 (spettrometro 1) riprendono nel visibile e vicino IR (0,43-0,83  $\mu$ m), 8 (spettrometro 2) nell'infrarosso vicino (1,15-1,55  $\mu$ m), 64 (spett. 3) nell'infrarosso medio (2,0-2,5  $\mu$ m) e 10 (spett. 4) nell'infrarosso termico (8,2-12,7  $\mu$ m).

- copertura spettrale compresa tra 0,43 e 12,7 μm;
- 2 corpi neri selezionati a meno di 15°C e più di 45°C rispetto la temperatura ambiente;
- registrazione spaziale delle bande con un Field Stop ottico (IFOV) di 2.0 mrad;
- Field Of View digitalizzato 71.1°;
- velocità rotazionali di scansione: 25, 16.7, 12.5, 8.3 e 6.25 scan/sec.;
- scena ripresa per linea di scansione pari a 755 pixel;
- controllo computerizzato in tempo reale della qualità dei dati;
- digitalizzazione dei dati in 12 bit per pixel;
- ampio range dinamico: massima temperatura della scena 1200°C;
- sistema PAS (Position and Attitude Sensor): GPS, giroscopio, flux gate compass;
- interfaccia operatore attraverso un Touch Screen display con menù operativi;



<sup>- 102</sup> bande spettrali;

La scelta dei canali e delle bande è stata fatta per soddisfare le esigenze della ricerca per applicazioni in discipline scientifiche che utilizzano il telerilevamento, come la botanica, l'agronomia, la geologia, la pedologia, l'idrologia, l'oceanografia ed altre.

Nella tabella vengono riportati per ciascuno dei quattro spettrometri le bande spettrali, gli intervalli di frequenza (espressi in  $\mu$ m) e le possibili applicazioni in cui le diverse bande possono dare un contributo informativo.

La risoluzione spaziale del sensore e' di 2 millirad: essa varia quindi in funzione all'altezza della piattaforma: a 12.000 m la risoluzione del pixel al suolo è pari a 24 x 24 m, la risoluzione aumenta progressivamente al diminuire della quota di ripresa, fino ad essere pari a 2 x 2 m per un'altezza di 1.000 m.

Il MIVIS è costituto da cinque componenti distinte chiamate sottosistemi, questi sono:

<u>Testa di scansione</u>: è costituita da elementi ottici, da motore che controlla la scansione, da due corpi neri di riferimento. Lo <u>Spettrometro</u> riceve l'energia dalla testa di scansione e la suddivide nei 4 spettrometri singoli.

Digitalizzatore: converte i 102 segnali analogici in forma digitale sincronizzandoli con il sist. PAS.

Distributore di alimentazione: svolge funzioni di conversione.

Moving Window Display e Monitor: riceve verifica due immagini video dal Digitalizzatore.

CARATTERISTICHE SPETTRALI DEI CANALI MIVIS ED INDICAZIONE SUL TIPO DI UTILIZZO (INDICATIVO)				
Spettrometro 1 (µm)				
ch 1	0,433-0,453	- clorofilla in acqua		
ch2	0,453-0,473	- sostanza gialla in acqua		
ch3	0,473-0,493	- controllo inquinamento in acqua		
ch4	0,493-0,513	studi geologici		
ch5	0,513-0,533	- sedimenti sospesi in acqua e controlli		
ch6	0,533-0,553	sulle coste		
ch7	0,553-0,573	- sostanza organica nel terreno; inventario		
ch8	0,573-0,593	forestale; studi sul fitoplancton		
ch 9	0,593-0,613	- uso del suolo; presenza di clorofilla in		
ch 10	0,613-0,633	acqua; studi di mineralogia		
ch 11	0,633-0,653	- mappe geologiche		
ch 12	0,653-0,673	- mappe geologiche		
ch 13	0,673-0,693	- tettonica; produttività del suolo; studi		
ch 14	0,693-0,713	- sulle piogge acide		
ch 15	0,713-0,733	- erosione		
ch 16	0,733-0,753	- sedimenti sospesi in acqua		
ch 17	0,753-0,773	- mappe geologiche		
ch 18	0,773-0,793	- inventario forestale		
ch 19	0,793-0,813	- struttura della vegetazione		

Spettrom	etro 2 <sup>°</sup> (µm)	
ch 21	1,150-1,200	- contenuto ferroso del terreno
ch 22	1,200-1,250	- contenuto ferroso del terreno
ch 23	1,250-1,300	- caratteristichelegate all'assorbimento di ossigeno da
		parte del terreno
ch 24	1,300-1,350	- umidità dei suoli
ch 25	1,350-1,400	- umidità dei suoli
ch 26	1,400-1,450	- umidità dei suoli
ch 27	1,450-1,500	- umidità dei suoli
ch 28	1,500-1,550	- umidità dei suoli
Spettrome	etro 3 (µm)	
ch 29	2,000-2,500	- mappe geologiche, studi di mineralogia,
(64 canali con ampiezza		- litologia; studi sull'umidità del terreno,
pari a 0.00	08 μm)ecc.	
Spettrome	etro 4 (μm)	
ch 93	8,200-8,600	- controllo inquinamento termico
ch 94	8,600-9,000	- clorofilla in acqua
ch 95	9,000-9,400	- mappe degli incendi
ch 96	9,400-9,800	- mappe geologiche
ch 97	9,800-10,20	- umidità del terreno
ch 98	10,20-10,70	- sedimenti sospesi in acqua; vapore acque;
ch 99	10,70-11,20	- temperatura dell'acqua
ch 100	11,20-11,70	- ricerche sullo spandimento di olio
ch 101	11,70-12,20	- litologia
ch 102	12,20-12,70	- studi sulle piogge acide

Tab. 2 - Bande spettrali dello scanner MIVIS e relativi campi di applicazione (sintesi generale).

Registratore VLDS (Very Large Data Store): E' un registratore digitale per diverse velocità di scansione. I dati sono poi elaborati, archiviati e distribuiti dal sistema MIDAS (Multispectral Interactive Data Analysis System).

# Bibliografia

BIANCHI R., CAVALLI R.M., FIUMI L., MARINO C.M., PIGNATTI S., "Il Telerilevamento avanzato da piattaforma aerea: integrazioni di dati iperspettrali, radar, fotograficic, nell'ambito del Progetto LARA" V Workshop, Progetto Strategico Clima Ambiente e Territorio nel Mezzogiorno, Amalfi 28-30 Aprile 1993.

BIANCHI R., MARINO C.M., "Environmental airborne remote sensing in the mediterranean area: CNR-LARA Project", 13th EARSeL Symposium on Remote SensinFrom Research to Operational Application in the New Europe, Dundee, Scotland (UK) - 29 June - 1 July 1993, pp. 110-112.

BIANCHI R., MARINO C.M., PIGNATTI S."Airborne hyperspectral remote sensing in Italy" Proceedings EUROPTO Series Recent Advances in Remote Sensing and Hyperspectral Remote Sensing, Rome, Italy, 27-29 September 1994. SPIE Vol 2318 pp. 29 -37.

BIANCHI R., MARINO C.M., "CNR LARA Project, Italy: MIVIS/MIDAS Environmental Airborne Hyperspectral Remote Sensing System", Proceedings of the Italian-Egyptian Study-Days On the Environment (IESDE), Cairo, Egypt, 09-20 Ottobre 1994. pp. 229-306.

BIANCHI R., CAVALLI R.M., FIUMI L., MARINO C.M., PIGNATTI S., "CNR LARA project, Italy airborne laboratory for environmental research" Summaries of The Fifth JPL Airborne Earth Science Workshop, Pasadena, CA, USA, 23-26 January 1995. Vol. I pp. 15-18

BIANCHI R., CAVALLI R.M., FIUMI L., MARINO C.M., PANUNZI S., PIGNATTI S. - "Airborne Remote Sensing in urban areas: examples and considerations on the applicability of hyperspectral survey over industrial residential and historical environmets" Proceeding of the "Second International Airborne Remote Sensing Conference and Exhibition" Technology, Measurement & Analysis San Francisco, California USA 24-27 June 1996 -Vol. I -pp.439/444;

#### **TRATTAMENTO IMMAGINI: CORREZIONI GEOMETRICHE**

Aldo Argentieri SERCO c/o ESA-ESRIN, Via Galileo Galilei, 00044 Frascati E-mail: <u>aargenti@esrin.esa.it</u>

# 1. INTRODUZIONE

Le correzioni geometriche che sono effettuate sulle immagini da satellite sono fondamentalmente di due tipi: correzioni di sistema o pre-processamento e correzioni di precisione o post-processamento.Le principali correzioni di sistema o pre-processamento sono effettuate immediatamente dopo l'acquisizione del dato stesso presso i centri di processamento adibiti allo scopo in tutto il mondo che, nella maggior parte dei casi, corrisponde alla stessa stazione d'acquisizione. La fase successiva delle correzioni geometriche può essere effettuate dall'utente finale, tramite programmi d'elaborazione immagine, e comprende il ricampionamento del dato, la sua geocodifica secondo un sistema cartografico di riferimento e l'eventuale ortorettificazione.

Nell'ultima parte del capitolo sarà trattato il livello di processamento standard dei prodotti disponibili sul mercato. Tale classificazione è accettata a livello internazionale e dovrebbe rappresentare una sorta di linguaggio comune nel mondo dei prodotti del telerilevamento.

# 2. CORREZIONI DI SISTEMA

La procedura di pre-processamento dei dati, comune a qualsiasi dato proveniente da un satellite d'osservazione della terra, comprende una serie di procedure che hanno come obiettivo finale, la correzione d'alcune correzioni geometriche dovute alla meccanica d'acquisizione del dato stesso. Tale pre-processamento comprende la correzione delle distorsioni geometriche, nonché radiometriche, degli effetti legati a: rotazione della terra, velocità e altitudine del satellite, attitudine del satellite (rollio, beccheggio e imbardata), velocità dello specchio di scansione, distorsioni panoramiche e proiezione geografica.



Fig. 1 - angolo di correzione per l'effetto di rotazione della terra (Brivio, Lechi, Zilioli 1992)

#### 2.1. Rotazione della terra

Durante il processo d'acquisizione del dato, il sensore montato a bordo della piattaforma satellitare registra dati corrispondenti ad una traccia al suolo di una certa ampiezza. Allo stesso tempo, la terra continua nel suo moto di rotazione e tale rotazione corrisponde ad uno spostamento delle linee di scansione dell'immagine, come indicato in Fig. 1.

Il riallineamento delle linee di scansione, corrispondente a  $\Delta x$  della figura, si calcola applicando la seguente formula:

 $\Delta x = V * \cos \alpha * t$ 

dove V rappresenta la velocità di rotazione della terra,  $\alpha$  la latitudine e t il tempo di scansione della singola scena.

Ad esempio, per il Landsat TM, a 45 gradi di latitudine si avrà:

 $\Delta x = 463,82 \text{ m/sec} * 0,707 * 25 \text{ sec} = 8200 \text{ m}$ 

#### 2.2. Velocità del satellite

Per quanto riguarda gli errori introdotti dalla velocità del satellite, benché rari e di scarsa entità, questi potrebbero influire sul corretto dimensionamento della scena acquisita. Un abbassamento della velocità produrrà una scena più corta dei valori nominali e, al contrario, un aumento della velocità produrrà una scena più lunga della nominale. La variazione riguarda l'ampiezza della linea di scansione e non il numero delle scansioni stesse.

#### 2.3. Altitudine del satellite

Anche l'altitudine della piattaforma satellitare influisce sulla geometria del dato acquisito. In questo caso la variazione influenza non tanto l'ampiezza della linea di scansione, quanto la porzione di superficie terrestre acquisita in una singola scansione. Un aumento dell'altitudine dell'orbita si tradurrà in un aumento dell'ampiezza della traccia a terra, con conseguente diminuzione della risoluzione spaziale del sistema e, al contrario, un abbassamento dell'orbita della piattaforma produrrà una diminuzione della traccia a terra ed il conseguente incremento della risoluzione spaziale.

#### 2.4. Movimenti della piattaforma

Un ulteriore errore nella geometria d'acquisizione del dato può essere dovuto al movimento della piattaforma lungo i due assi perpendicolari alla direzione di volo (beccheggio e imbardata) o alla rotazione sullo stesso (rollio). Tali effetti sono evidenziati in *Fig. 2*.



Fig.2 - Rollio, beccheggio e imbardata

Tali movimenti sono in genere propri e particolarmente evidenti a bordo di piattaforme aeree ma sono presenti, in forma minima ma lo stesso importante, a bordo delle piattaforme satellitari. Gli effetti provocati da questi spostamenti anomali della piattaforma possono essere riassunti e visualizzati nella *Fig. 3.* 



Fig. 3 - Effetti di rollio, beccheggio e imbardata

#### 2.5. Distorsione panoramica

La distorsione panoramica è un effetto geometrico piuttosto evidente in sensori a bassa risoluzione spaziale con un angolo di ripresa molto ampio come, ad esempio, il sensore AVHRR trasportato a bordo dei satelliti della serie NOAA che hanno un'ampiezza di ripresa intorno ai 2500 Km ed un angolo di vista vicino ai 60 gradi ed oltre. Come indicato in *Fig. 4*, una zona acquisita con lo stesso angolo di ripresa ma con diversa inclinazione rispetto alla verticale, o nadir, del sensore provoca un effetto di compressione dei bordi dell'immagine. Nel caso dell'AVHRR, il pixel al nadir corrisponde a circa 1,1 Km a terra, mentre ai bordi dell'immagine lo stesso pixel corrisponde a 2.5 Km al suolo. L'effetto è ulteriormente accentuato anche dalla curvatura terrestre e quindi le correzioni apportate alla geometria dell'immagine sono doppie e piuttosto laboriose.



Fig. 4 - Distorsione panoramica (Brivio, Lechi, Zilioli 1992)
#### 2.6. Velocità di scansione

Tipica dei sistemi a scansione ottico-meccanica (MSS e TM del Landsat) è la correzione della distorsione geometrica dell'immagine provocata dalla non costante velocità di rotazione dello specchio di scansione.

Com'evidenziato nello schema in figura 5, nel caso del sensore MSS del Landsat, la velocità di rotazione dello specchio di scansione non è costante nel tempo con due fasi (1 e 3) a velocità più lenta della nominale ed una (2) più veloce. Per ovviare a questa anomalia meccanica si assegnano un numero di pixel acquisiti nel tempo ad ogni fase sopperendo così alle diverse fasi con velocità leggermente diverse. Meno pixel (805 invece di 810) sono assegnati alle fasi 1 e 3 e più pixel (1630 invece di 1620) alla fase con maggior velocità di rotazione.



Fig. 5 - Velocità dello specchio di scansione (Brivio, Lechi, Zilioli 1992)

#### 2.7. Proiezione geografica ed ellissoide di riferimento

Per completare il processo di correzione sistematica del dato acquisito, ogni dato è riferito ad una nota e documentata proiezione geografica ed ad uno specifico ellissoide terrestre. Le coordinate d'alcuni punti (angoli o centro immagine) fornite con il dato stesso potranno quindi essere utilizzate per localizzare il dato in una proiezione geografica nota con una precisione di localizzazione a terra che può variare tra i 50 ed i 150 metri.

Le Fig. 6 e 7 contengono un elenco delle principali proiezioni cartografiche e degli ellissoidi terrestri supportati dalla catena di processamento del Landsat TM. Nel caso del Landsat l'utente del dato può richiedere un prodotto in una delle proiezioni cartografiche elencate. Per altri tipi di missioni e sensori il dato è fornito in una specifica proiezione stabilita a priori.

1.	UTM	13.	Gnomonic
2.	State Plane	14.	Orthographic
З.	Albers Conical Equal Area	15.	General Vertical Near-Side Perspective
4.	Lambert Conformal Conic	16.	Sinusoidal
5.	Mercator	17.	Equirectangular
6.	Polar Stereographic	18.	Miller Cylindrical
7.	Polyconic	19.	Van der Grinten I
8.	Equidistant Conic	20.	Oblique Mercator
9.	Transverse Mercator	21.	Swedish National Grid
10.	Stereographic	22.	New Brunswick Stereographic
11.	Lambert Azimuthal Equal Area	23.	New Zealand Map Grid
12.	Azimuthal Equidistant		

LANDSAT Map Projections

Fig. 7 - Ellissoidi disponibili per i prodotti Landsat

#### **3. CORREZIONI DI PRECISIONE**

Si tratta di correzioni geometriche di secondo livello che possono essere richieste al fornitore del dato stesso oppure possono essere effettuatè direttamente dall'utente stesso utilizzando i vari sistemi software per il trattamento dei dati da satellite disponibili sul mercato, anche a costi contenuti. Le correzioni di precisione comprendono: il ricampionamento, la geocodifica e l'ortorettificazione.

#### 3.1. Ricampionamento

Il ricampionamento, o equalizzazione della dimensione del pixel, si applica a dati dove la dimensione del pixel non è la stessa in tutta l'immagine, oppure in casi, come il MSS del Landsat, in cui il pixel non è quadrato, come generalmente avviene. Il pixel originale del MSS è 56 per 79 metri e tutta l'immagine viene ridimensionata e ricampionata in base alla dimensione minore del pixel, in questo caso, 56 metri, creando un'immagine totalmente nuova con un diverso numero di righe e colonne, rispetto all'originale. Tale procedimento viene anche usato per unificare differenti dati con risoluzioni geometriche e dimensioni di pixel differenti; in questo caso tutti i dati vengono ricampionati o ricondotti alla dimensione del pixel più piccola di tutti e, quindi, alla miglio risoluzione spaziale. Ad

esempio volendo fondere un dato Landsat TM a 30 metri con un dato Spot pancromatico a 10 metri, la dimensione di pixel cui verrà ricampionato l'intero set di dati sarà quella minore e cioè i 10 metri del dato Spot.

Attenzione particolare merita il metodo d'assegnazione del valore digitale al pixel ricampionato. A questo proposito vengono usati tre tipi algoritmi che permettono di trasformare una matrice numerica in input (1) in una matrice numerica di output (2) assegnando ad ogni pixel della matrice di output un valore numerico digitale diversamente calcolato.

In Fig. 8 è schematizzato il metodo di massima verosimiglianza nel quale al pixel di output viene assegnato il valore del pixel maggiormente rappresentativo.



Fig. 8 - Algoritmo di ricampionamento di massima verosimiglianza (Brivio, Lechi, Zilioli 1992)

Tale algoritmo ha il vantaggio di mantenere inalterato il valore originale del dato ma di non essere geometricamente accurato

Negli algoritmi di interpolazione bi-lineare e di convoluzione cubica, schematizzati nelle Fig. 9 e 10, il valore del pixel assegnato alla matrice in uscita viene ottenuto da una media di, rispettivamente, 4 o 16 pixel. Entrambi gli algoritmi danno un piacevole effetto di allisciamento nella visualizzazione dell'immagine, ne mantengono inalterate le caratteristiche geometriche ma alterano irreversibilmente il valore originale del dato.



Fig. 9 Algoritmo di ricampionamento di interpolazione bi-lineare (Brivio, Lechi, Zilioli 1992)



Fig. 10 - Algoritmo di ricampionamento di convoluzione cubica (Brivio, Lechi, Zilioli 1992)

# 3.2. Geocodifica o georeferenziazione

La georeferenziazione rappresenta l'insieme di processi di rettifica geometrica per orientare il dato in una proiezione cartografica di riferimento. Mentre, come in precedenza trattato, solo le coordinate geografiche di alcuni pixel di riferimento venivano associati ad una proiezione cartografica, il dato geocodificato diventa sovrapponibile ad una mappa in scala, pixel per pixel.

Come nel caso precedente, anche per questo procedimento un utente si può rivolgere al produttore del dato oppure effettuare la georeferenziazione per proprio conto avvalendosi di programmi già disponibili sul mercato.

Ci sono due metodi per effettuare tale procedimento: senza o con l'utilizzo di punti di controllo. Utilizzando cioè punti in comune fra la mappa di riferimento e l'immagine satellitare da far combaciare geometricamente, o meno.

Essendo i parametri orbitali e di posizionamento di una piattaforma estremamente precisi, si può utilizzare direttamente l'informazione proveniente dai sistemi di posizionamento del satellite per orientare un dato. Tali procedure si avvalgono di modelli orbitali di riferimento estremamente accurati che permettono di posizionare il dato con un'accuratezza di frazioni di pixel, generalmente con un ordine di grandezza di 0.2-0.3 rispetto alla dimensione del pixel del dato.

Altri sistemi, meno sofisticati ma altrettanto precisi, si avvalgono della scelta di punti di controllo tra l'immagine e la cartografia di riferimento o un dato fotogrammetrico o un rilievo GPS. Si usano quindi degli algoritmi basati sulla distorsione del piano di riferimento in base ai punti di controllo di diverso grado polinomiale secondo la morfologia del territorio o dell'accuratezza richiesta nel dato in uscita. La precisione di questa procedura è ovviamente legata alla scelta dei punti di controllo ed alla corretta dispersione sulla superficie degli stessi. Anche in questo caso il livello di accuratezza raggiungibile è dell'ordine di decimi di pixel.

#### 3.3. Ortorettificazione

Un successivo passo di correzione geometrica del dato satellitare, è l'ortorettificazione in cui si aggiunge al dato l'informazione della morfologia del territorio, in altre parole l'informazione in altezza fornita dal modello digitale del terreno. In questo caso il dato viene corretto pixel per pixel in funzione degli errori locali di localizzazione sul terreno. Anche in questo caso un utente si può rivolgere al produttore del dato oppure effettuare l'ortorettificazione per proprio conto avvalendosi di programmi già disponibili sul mercato.

Si possono inoltre ottenere MDT (modelli digitali del terreno) estremamente precisi (5-8 metri in altezza) da sensori per l'osservazione della terra applicando le tecniche stereoscopiche note in aerofotogrammetria, utilizzando quindi riprese della stessa area con diverso angolo di acquisizione, o la tecnica interferometrica propria del dato SAR (radar ad apertura sintetica). Lo stesso dato, utilizzabile quindi per visualizzare le caratteristiche del terreno o della superficie terrestre, può essere utilizzato allo stesso tempo per fornire immagini tridimensionali.

168

.

#### IMAGING OF SNOW AND ICE SURFACES BY ERS

Juerg Lichtenegger European Space Agency/ESRIN, Frascati, Italy juerg.lichtenegger@esrin.esa.it

#### 1. INTRODUCTION

Ice surfaces are of vital interest to mankind not only because they represent an important quantity of world's fresh water reservoir but also because of a sea level rise in case of a warming of the climate. The need to quantify and predict global climate change is an ever-pervasive need for mankind. Current estimates predict mean surface global temperature to rise by 1-3.5 centigrade by 2100. The resulting changing climate will have potentially significant effects on glaciers and ice caps and may lead to substantial increase in runoff regimes in glaciated catchment areas. The modeling of the related global rise in the sea-level is already an important issue in research. In the short time frame water supply from such areas for commercial and industrial needs to be monitored. In Norway there are over 1600 glaciers many of which important for hydroelectric power plants which need to be surveyed. Thus there is a requirement to know accurately snow and ice conditions from year to year in order to manage water supplies efficiently and eventually give input to climate change studies, either in well-known and inhabited regions or in remote cold areas on Earth.

With regards to the most important freshwater sources in the world, the ERS series of satellites launched and operated by the European Space Agency have delivered spatial observations since 1992 over 80% of Antarctic ice sheet and on the whole of Greenland ice sheet. These data allow to point out characteristic features, to describe principal structures in its static but also as time series, and to test or constrain models for long-term predictions.

#### 2. OPTICAL VERSUS MICROWAVE DATA

Data from satellite systems imaging the Earth in visible wave-bands have also been used in Antarctica for, among other purposes, identification and interpretation of topographic-glaciologic features and monitoring their changes. Data from NOAA, LANDSAT, KOSMOS and SPOT satellites have become the most important data source for the mapping. However for monitoring purposes we need a regularly repeated coverage of the same area. Due to weather conditions and because of the polar night it is not possible to guarantee this coverage. Microwave based imaging systems can provide uninterrupted information,

because they do not depend on daylight and furthermore they penetrates perfectly through clouds. In the case of Antarctica, where about 97% of the continent is covered by snow and ice, we have to consider the very different imaging mechanism between optical and microwave sensors. In the optical/IR spectrum electromagnetic energy is only reflected (or emitted) at the top of the snow surface. For microwaves this accounts only in the case of a humid surface. In the case of temperatures below freezing point they excel in volume scattering by penetrating snow and ice to a varying depth depending on the density, structure, grain size, humidity, temperature and layering of the material (*Fig.1*). This means that not only the surface itself is imaged by Radar sensors but an unknown layer inside the snow and ice coverage. These differences make it sometimes difficult to understand what we see, especially in such areas with little ground truth. In this case occasional coverage with optical sensors may help in the interpretation.



Fig.1 - Volume scattering: Radar signal scattered at discontinuities inside the medium (O.M Johannessen, 1997)

### 3. OBSERVATION USING SYNTHETIC APERTURE RADAR

Then analysing radar images of ice and snow areas the following can be summarized: Differences in type and age of the ice, surface roughness and snow cover modifies the backscatter intensity of the incident microwaves and produce images of different gray levels of the same area in time. Movements of glaciers or sea ice result in crevasses or open leads which significantly alter the roughness of the surface.



Fig.2 - ERS SAR backscatter values for different ice types and water obtained from several validation experiments (Sandven et al. 1994)

Therefore the sigma zero of first-year ice is dominated by surface scattering, and the surface roughness will to a large extend determine the strength of the return signal. From the average surface roughness found in the interior of the ice pack, multi-year ice will produce higher backscattering than first-year ice. This difference can be used to classify the two types of ice by simple histogram segmentation. The difference in backscatter between the two types of ice will depend on incidence angle, frequency and polarisation. The dependency of sigma zero on incidence is illustrated in Fig 3. It is noticeable that the difference between first-year and multi-year sigma zero is much less in summer than in winter at all incidence angles.



Fig.3 - Backscatter coefficient versus incidence angle for different ice types and for calm water (Onstott, 1992), FY is first-year ice, MY is multi-year ice.

In the marginal ice zone, where the ice is often broken into many small floes with sharp edges, the average backscatter from large areas of such first-year ice can be similar or higher than from multi-year ice. In contrary newly formed ice, such as grease ice and fazil ice dampen the short surface waves and produce low backscatter values. As the ice grows thicker (nilas and gray ice) the backscatter stays low as long as the ice is leveled. However as soon as frost flowers built up and pancake ice with characteristic edges starts to form, the sigma zero increases rapidly.

The temperature of the ice and snow cover is an important parameter that influences the backscatter. Especially in the melt season, changes of the ice and the snow is significant. Dry and wet snow have different di-electrical properties. Dry snow on multi-year ice has little effect on backscatter, while dry snow on first-year ice can have an important effect in some cases, depending on the SAR parameters and the snow characteristics. A wet snow cover on multi-year ice lowers the backscatter to a level similar to that of the first-year ice, which makes discrimination between the two types of ice difficult in the melting season. Also, ponds of melt-water on top of the ice have strong effect on the backscatter because they act as mirror (calm water) and they appear very dark in a Radar images.

The time evolution of the backscatter for different stages in the ice growth are shown in *Fig.4*. It has to be noted that more research is needed before the relationship between the backscatter and the various types of ice can be fully understood.



Fig.4 - Time evolution of radar backscatter from sea ice (Onstott, 1992)

#### 4. SNOW PROPERTIES SEEN BY SAR

As a example to demonstrate the behavior of snow in radar imagery an investigation on the Hardangerjökulen in Norway is presented (Kelly Richard E.J. et al, 1997) The Fig.5 shows four ERS-1 and ERS 2 SAR PRI subsets for Hardangerjökulen ice cap that have been speckle reduced and calibrated. The four images were acquired towards the end of the summer melt seasons (late August and September) of 1992, 1994, 1995 and 1996 and were acquired to coincide as closely as possible with TM and SPOT scenes for this area. Records show that 1992 had a large positive mass balance at the end of the year suggesting that the altitude of the equilibrium line was relatively low (perhaps as low as 1400 above m.s.l.). This accounts for the relatively low backscatter returns from the ice cap (-5 dB to -15 dB) as the ice will have been covered by a layer of wet snow (*Fig.5a*).

The 1994 image, Fig.5b, is even darker suggesting that either the surface was covered in wet snow or bare ice undergoing significant melting. Meteorological records reveal that the summer temperatures at the index station rose above freezing point in mid to late August. Mass balance data show that the net mass balance was approximately zero suggesting that the low sigma zero values encountered are the result of forward scattering away from the antenna or the absorption of the emitted signal by a very wet snow/ice layer. Since the surface is uniformly dark, we suggest that the cause is a very wet snowpack throughout most of the region. This explanation agrees with the fact that there were large snow accumulations in 1992 and 1993 (2.5-3.7 m water equivalent) suggesting that the snowpack was still thick at the start of the 1994 summer melt season.

In 1995 and 1996 (Fig.5 c and d), the sigma zero values (gray level in the images) are greater (lighter) than those in 1992 and 1994 suggesting either there was less moisture in the snowpack and the snow was much thinner than in previous years (resulting in a stronger return signal from underlying glacier ice surface), or there were ice layers and lenses within the snow producing multiple backscatter. Comparison of the August 1995 image with data acquired earlier in the year (5.3.1995) suggests that moisture within the snow pack is responsible for the decreased backscatter signal. Fig.6 shows the March 1995 pass (a) and the August 1995 pass (b) and demonstrates the difference in ice cap backscatter between the start and end of the melt season. The increased backscatter response from the March scene is the result of complex snowpack stratigraphy (lenses and crustal zones) which act as backscatter surfaces within the vertical profile of the snowpack. In addition, in areas where the snowpack is relatively homogeneous (small ice crystals and no layering), the values are strongly determined by the glacier ice surface below. Field work carried out by a team, agree with this explanation of differences between end of winter and end of summer season values. However, what does emerge is that the idea of a transient snow line or snow line zone is not as well defined as initially expected. It is possible that at the end of the season, the Equilibrium line altitude can be identified by location of wet snowpacks, but the traditional concept of a slowly rising transient snow line will be further investigated.



b)

Fig.6. - SAR PRI scenes acquired over Hardangerjökulen (frame 2385) on: (a) 5.3.1995, ERS-1 orbit 19019 and (b) 25.8.1995, ERS-1 orbit 21496. The difference in 0 is significant



b)

d)

Fig.5.- SAR PRI scenes acquired over Hardangerjökulen (frame 2385) on: (a) 16.9.1992, ERS-1 orbit 6122; (b) 29.8.1994, ERS-1 orbit 16321; (c) 25.8.1995, ERS-1 orbit 21496 and (d) 14.9.1996, ERS-2 orbit 7334.

# 5. ERS IMAGING THE ANTARCTIC

A series of images from the Antarctic continent has been selected to demonstrate the capacity of spaceborne radar to imagine ice phenomena. The images were acquired by the German Portable Station at the Chilean military base O'Higgins on the Antarctic Peninsula (63° 19' S, 57° 54' W)



Fig.7 - Queen Maud Land

This ERS-1 SAR image, acquired on 16-1-1992 is centered on 74.15S, 11.04E. The right part shows peaks of the Heimefront Range in Queen Maud Land of Antarctica, about 300 km inland from the coast of the Weddell Sea. The escarpment of the Heimefront Range separates the plateau of the Amundsen Ice, situated south of the mountains, from the ice stream Veststraumen which moves from the upper right to the lower left part of the image.

The highest peaks of the mountain group Sivorgfjella, visible near the lower right corner of the image, rise to 2700 m above sea level, about 2000 m higher than the ice surface in the lower left corner. Veststraumen

transports ice from the Heimefront Range and from Amundsen Ice towards Rijser-Larsen Ice Shelf at the Weddell Coast. The streamlines, visible as linear features, indicate the direction of ice motion.

Gentle undulations of the ice surface, related to subsurface topography, result in large-scale wave-like structures with orientation of the ridges approximately perpendicular to the flow direction. Along the edge of the mountains the flowlines change from south-westerly to westerly direction.

Near the central right margin of the image a major ice stream, called Aubertisen, collects ice from two tributaries coming down from the plateau. Thin parallel lines, approximately perpendicular to the low lines, correspond to crevasses. Major crevasse zones can be seen near the confluence of the two ice streams and along the margin of the mountain slopes.

Another major crevasse zone in the lower left part of the image is related to disturbances of ice motion due to bedrock elevations. North of Veststraumen, in the upper left part of the image, lies the ice plateau Ritscherflya where the ice shows only little motion.

Again, variations of image brightness in this region are related to subtle variations of surface topography and snow morphology. The highest parts of the mountain groups Sivorgfjella and Milorgfjella along the right margin of the image terminate with steep cliffs of rock and ice facing towards north-west (left). These cliffs appear elongated because they are facing away from the radar. Rough, partly wind eroded ice surfaces below the cliffs, covered with blocks of ice avalanches and crevasses, appear as zones of remarkably bright radar return.



Fig.8. - Thwaites Glacier

This ERS-1 SAR image, received on 2-3-1992 and centered on 74.53S, 105.44W, shows part of the tongue of Thwaites Glacier which extends far into Amundsen Sea. The ice moves about 3 km per year, transporting ice from a drainage area of about 120.000 km2 size with comparatively high accumulation, located in Marie Byrd Land, West Antarctica.

The rapid motion of the glacier is reflected in the complex crevasse pattern. Small icebergs, broken off from the icefront, are floating in the sea. The thickness of the glacier tongue close to the icefront is about 300 m.



a)

b)

Fig.9. Wilkins Ice Shelf

The ERS-1 SAR images centered on 69.57S, 73.7W show the ice front of Wilkins Ice Shelf at the southwestern edge of the Antarctic Peninsula.Wilkins Ice Shelf is located in a region of high snow accumulation and is also nourished by ice coming down from Alexander Island, the summits of which reach almost 3000 m. Grounded ice is found in the upper part of the image, at Rothschild Island. At the sickle-shaped ice front small icebergs are calving into Bellinghausen Sea.

The striking difference of the radar return between a) 3-10-1991 and b) 12-1-1992 is due to melting conditions. The frozen firm in October is an effective volume scattering medium, whereas wet snow in January results in strongly decreased reflectivity.



Fig. 10. Grounded icebergs

The high backscatter targets with backscatter values of -2.3 dB to +0.9 dB describe grounded icebergs. ERS-1 SAR images of the same area (70.50S 58.17W) from October 1991 show that the location and sizes of the icebergs almost have not varied between October 1991 and 13 July 1992 (Fig.10).Tracks in the lee (north) of the icebergs can clearly be seen in this enlargement.

The mechanism which causes the bands of high backscatter values north of the icebergs is opposite of that of an iceberg drifting through a closed ice cover: because of the different velocity of the iceberg (stationary) and the surrounding sea ice cover, the icebergs create a track of open water/brash ice. The icebergs act as a barrier.

# 6. ICE MOVEMENT IN THE ANTARCTICA (STEREO VIEWING)

The SAR images are located 71.25S, 53.6 W in the Weddel Sea of Antarctica, about 400 km east of the Antarctic Peninsula, and were acquired on 11 respectively on 14 March 1992.



Fig.11. Ice mouvements in the Antartica (Stereo viewing)

The North is in direction of the upper right corner with respect to the image centre, SAR illumination is from the left. The scenes are acquired entirely over sea area and therefore consist of smaller and bigger ice floes. The dark linear features are leads. Leads are narrow ice free zones created as a result of the ice movements. The slightly darker area to the right is supposed to be ice of different origin, probably recently affected by a warmer air-mass. Melting the ice surface and reducing the penetration of microwaves.



Fig.12. a) By comparing both images the trend of the movement can be assessed. In 72 hours the larger ice floes have moved 22 km northwards, hence the average speed was 300m/hour. b) Pseudo-stereo image, see text.

A fascinating experiment can be made by looking at the relative movements using simple 3-D techniques. For this reason the two images are superimposed, compensating only for the general (translation) movement and displayed in red, 11 March and cyan, 14 March (Fig.12b).

Looking at the combined image through blue (left eye) and red (right eye) glasses, a pseudo-stereo effect is evident. One needs to observe the ice displacement in the image by viewing it parallel to the axis of the main ice movement. In this way a stepwise gradient can be noticed, extending from a high diagonal ridge in the center to a much deeper area towards the upper left corner, etc. In order to appreciate the parallaxes in the east-west direction, the image needs to be inspected over the bottom left corner. In fact few cliffs can also be found, suggesting a slight rotational movement of the ice. Another feature showing the relative movements are the open leads (red arrows) that have changed drastically within 3 days.

#### 7. THE USE OF SAR INTERFEROMETRY (JOUGHIN I. ED AL, 1997)

Interferometric estimation of ice sheet motion and topography is already an well established application. Interferograms collected along a single track can be used not only to assess the surface topography but also to detect motions in the radar line-of-sight direction. Pairs of interferograms can be differenced to cancel the effect of motion, which typically does not vary with time on the ice sheets, particularly in the winter. Such double-differenced interferograms can be used to derive maps of surface topography. The derived DEMs can be used to cancel the effect of topography in either of the original interferograms to obtain a map of line-of-sight displacement. By making a surface-parallel flow assumption and by using the interferometrically determined surface slopes, it is possible to cancel some of the effect of vertical displacement caused by flow over bumps. The remaining vertical displacement can be ignored to estimate the horizontal velocity in the across track direction. The magnitude of the error resulting from uncompensated vertical displacement is typically a few percent of the along-track (i.e., unknown) component of velocity.

The ice velocity measurements are limited as they yield only a single component of motion, whereas we would like to measure the full three-component vector. Ideally, this requires observations from tracks with three different orientations. For ice, however, we can assume that flow is parallel to surface. This allows us to combine data from ascending and descending passes with our interferometrically determined knowledge of surface slope to measure the full velocity vector. An example of the application of this technique to the Ryder Glacier, Northern Greenland is shown in Fig.13. There are striking differences between the September and October observations over the fast-moving portion of the glacier. In areas where we could unwrap the phase, we measured differences of up to 150 m/yr representing a speed up of

more than 50 percent. For a large part of the area where we could not unwrap the phase, the fringe density appears to have at least tripled, indicating increases in speed by a factor of three or more.



Fig.13 Interferograms from the fast moving area of the Ryder Glacier/Northern Greenland (a) before (21-22 September 1995) and (b) during (26-27 October 1995) a mini surge. Each fringe is equivalent to 7.2 cm of horizontal displacement in the across track direction or 3.0 cm of vertical displacement. Both interferograms were acquired from data collected along the same descending track.

#### 8. ALTIMETER

The Altimeter onboard of ERS-1 and ERS-2 has been largely used also for mapping not only the oceans but also the land. The 98.5 degrees inclination orbit significantly extended the altimeter coverage of Greenland and Antartica to 81.5 degrees maxium latitudes compared to 72 degrees from Seasat (US SAR missions of 3 months in 1978). For Greenland the coverage increased from 40 to 99% and for the Antarctica from 24 to 80%. In addition to topographic mapping, the altimeter data are of special interest for studies of ice sheet elevation changes. The geodetic phase of ERS-1 has provided unprecedented coverage of the whole of the Greenland ice sheet by radar altimetry. This is due to both the high density of tracks (4 km across track spacing at 60° latitude) and the use of the ice mode over land surfaces during

this phase. The full 336 days of the geodetic phase data have been processed to produce a 2.5 km resolution digital elevation model (DEM) of the Greenland ice sheet.(Bamber Jonathan, 1997). A shaded planimetric view of the DEM is shown in Fig.14. The shading is a function of elevation and slope, such that higher, flatter regions appear lighter than lower, steeper areas. This highlights the general morphology of the ice sheet but also delineates areas of relative surface roughness such as the drainage basin in the north east, where a long (300km), linear ice stream has been identified. It can be seen that the flow in much of this basin is

affected by the ice stream and that short wavelength undulations "dominate" the local topography, especially south of the ice stream.

The errors present in the altimeter data, after data filtering, waveform retracking and slope induced error correction, have been investigated via a comparison with airborne laser altimeter measurements obtained for the southern half of Greenland during the period 1991-1993. The absolute accuracy of the airborne data was typically in the range 2-10 cm +/- 10 cm. Comparison with the satellite data at cross-overs showed a strong correlation with surface slope (as has been demonstrated before and would be expected). The bias between the two data sets ranged from 84 cm +/- 79 cm for slopes below 0.1 degrees increasing to a bias of 10.3 m +/- 8.4 m for a slope of 0.7 degrees (the half power beamwidth of the ERS-1 radar altimeter). An explanation for the behavior of the bias as a function of surface slope is given in terms of the pattern of surface roughness on the ice sheet.



Fig. 14 A shaded, planimetric view of the 2.5 km resolution DEM of the ice sheet of Greenland.

# 8. SCATTEROMETER

The active microwave instrument [AMI] on the ERS satellites operates at 5.3 GHz in the C-band with VV polarisation. In the Wind Scatterometer Mode, backscatter measurements of a surface are obtained with

three antennae pointing to the right of the space-craft in three directions: abeam,  $45^{\circ}$  forward, and  $45^{\circ}$  aft. The incidence angle varies across the swath from a minimum of about 18° to a maximum of about 56°. On each pass the three antennas of the instrument provide three independent observations of the surface for three different look directions at 19 regularly spaced points across the swath. Each measurement is the spatial integral of the backscatter from within the footprint of the antenna beam, an approximately circular area with a nominal diameter of 50 km. The ERS-1 satellite has been operated in three different orbit repeat cycles: 3-day (43 tracks or orbits per cycle), 35-day (501 tracks), and 168-day (2411 tracks).

The maximum spacing between neighbouring ground tracks over Antarctica at latitude 65°S is about 27 km for the 35-day cycle, and about 5 km for the 168-day cycle. The ERS-2 satellite has only been operated in the 35-day repeat cycle.

In our example (Young, Neal W and Hyland Glenn, 1997) the almost continuous sequence of backscatter measurements commencing in August 1991 from ERS-1 with a changeover to ERS-2 in June 1996, to the most recently available data in December 1996. By combining data from both ascending and descending passes we obtain multiple observations with different incidence angle and antenna look direction for any particular location within the instrument's swath. The inclination of the satellite orbit and the geometry of the scatterometer antenna system limits the backscatter observations to areas of less than 79° latitude. The 500 km wide swath of the scatterometer together with the orbit geometry allows measurement of the microwave backscatter of all the Antarctic region between latitudes 55°S and 79°S every three days.

It has been observed that microwave backscatter is stable with time over large parts of the Antarctic continent. However the presence of liquid water has a pronouced effect on the dielectric properties of snow and hence its absorption and scattering properties of microwave radiation. For dry polar snow the penetration depth at 5.3 ghz is between several meters and 20 m depending the crystal structure of the snow and firn. With a liquid water content of 1% the penetration depth reduced to 138cm and with 5% to 31mm (Rott and Nagler 1993). Over several years of observations significant reduction in the value of the normalised backscatter coefficient during the summer months of December to February, compared to the long-term mean background value has been observed. There is considerable inter-annual variability in the time of onset, duration and magnitude of this effect. 3-hourly records for Davis station (68.6 S 78 E) with periods of daily mean temperature above 1 degrees coincide well with the intervals when there is a noticeable depression in backscatter value. This suggests that the reduction in the backsatter is indeed indicating the effect of surface thermal conditions on melting and snow wetness.

A further application of long term monitoring with this very low spatial resolution instrument is the observation of motions of very large icebergs with is influenced primarily by the ocean currents. Tracking their motion in the image sequence will give an indication of mean current speed and direction averged over the draft of the iceberg, typically 250-300m for a iceberg study. Two conditions cause their detection in the images to be difficult. When surrounded by open ocean, the typically high backscatter from the ocean (high wind speed) reduces the contrast. Surface melting can reduce the backscatter from the iceberg surface to a point where it matches the surrounding surface or to an even lower value (low wind speed over the ocean or similar wet conditions of surrounding ice)



Fig.15 - Sequence of images of normalised backscatter, each separated by ten days, for the region about the West Ice Shelf East Antarctica, depicting the calving of two immense icebergs from the east end of the shelf in May 1994. The second iceberg of the pair becomes grounded a short distance from the ice shelf while the first drifts with the ocean current to the west around the Antarctic coastline.

#### **10. CONCLUSION**

The picture drawn in this short paper on some of the potentials of remote sensing techniques is merely an illustrated overview and is far from being complete. The instruments for monitoring remote ice covered regions of the World include also a variety of other passive sensors, especially beyond the optical and infrared spectrum. The great importance of ground measurements either attended or automatic has also to be stressed. It is only the combined analysis that enables us to increase our knowledge of the large could regions and to appreciate their importance as factor of the world climatological system.

#### REFERENCES

Bamber Jonathan L A high resolution digital elevation model of the Greenland ice sheet and validation with airborne laser altimetry, Proceedings of the Third ERS Symposium, ESA SP-414 Vol. II, 1997

Johannessen O.M. et al., ERS-1 SAR Sea ice Catalogue, ESA SP-1193, 1997

Joughin Ian ed al., Interferometric Estimation of Ice Sheet Motion and Topography Proceedings of the Third ERS Symposium, ESA SP-414 Vol II, 1997

Kelly Richard E.J. Characteristic Snow and Ice Properties of a Norwegian Ice Cap determined from complex ERS SAR, Proceedings of the Third ERS Symposium, ESA SP-414 Vol II, 1997

Onstott R.G. SAR and Scatterometer Signatures of Sea Ice, in Microwave Remote Sensing of Sea Ice (Ed.F.Carsey), AGU Geophysical Monography 68 pp.73-104, 1992

Rott Nagler Snow and Glacier Investigations by ERS-1 SAR - First results Symposium Cannes

Bennat, et al p141, proceedings of the Second ERS-1 Symposium ESA SP 361 Vol I, 1993

Sandven S. et al. SIZEX'92 ERS-1 SAR Ice Validation Experiment EARSeL Advances in Remote Sensing,3 (2-XII):50-56, 1994

Young, Neal W and Hyland Glenn, Applications of Time Series of Microwave Backscatter over the Antarctic Region, Proceedings of the Third ERS Symposium, ESA SP-414 Vol II, 1997

### TRATTAMENTO DI IMMAGINI TELERILEVATE: IL PROBLEMA DELLE CORREZIONI ATMOSFERICHE

# G. Ferro Milone

# ISDGM-CNR

#### 1. INTRODUZIONE

Limitazioni connesse con l'utilizzo di immagini multispettrali telerilevate della superficie terrestre.

I sensori per telerilevamento passivo misurano la radiazione solare riflessa ed emessa dal sistema atmosfera-superficie terrestre, illuminato dal Sole. Tale misura (ed in particolare quelle relative alla superficie marina) è influenzata da alcuni fattori [Robinson, 1966]:

- 1. Astronomici e astrofisici: variazioni intrinseche della costante solare, variazioni della distanza Sole-Terra, variazioni della declinazione solare, variazioni dell'angolo orario;
- 2. Geografici: variazioni di latitudine e/o longitudine della scena, dipendenza dall'altezza della scena (praticamente assente nel caso della superficie marina);
- Geometrici: dipendenza dall'altezza del Sole, dipendenza dall'azimuth del Sole, variazioni con l'angolo tra la normale alla scena e l'azimuth (praticamente assenti per la superficie marina), variazioni di posizione e orientazione del dispositivo di acquisizione;
- 4. Metereologici: riflessione da parte delle nubi atmosferiche, effetto dell'albedo superficiale;
- 5. Fisici: assorbimento atmosferico, diffusione atmosferica.

Scopo di questa lezione è illustrare più in dettaglio le fenomenologie coinvolte nel punto 5) e i relativi effetti sulle immagini telerilevate, nonché proporre alcune tecniche di rimozione-riduzione di tali effetti. Limitandoci dunque a considerare solo l'influenza dei fenomeni atmosferici possiamo schematizzare il percorso della radiazione solare prima di essere misurata da un sensore per telerilevamento come in *Fig. 1.* Nel caso in cui i fenomeni oggetto di indagine siano relativi alla superficie terrestre, ciò che interessa del segnale osservato è la componente dovuta alla riflessione o allo scattering superficiale. La componente atmosferica del segnale è dunque, in questi casi, indesiderata. Per trattare in modo analitico il problema dell'interazione radiazione-atmosfera risulta utile analizzare prima di tutto le caratteristiche di entrambi, ciò verrà fatto nei due paragrafi seguenti. Nel paragrafo 3 ci occuperemo di una descrizione qualitativa degli effetti atmosferici su immagini telerilevate. Nei paragrafi 4 e 5 descriveremo una tecnica di correzione atmosferica per immagini Landsat TM, mentre nel paragrafo 6 viene illustrato operativamente input e output di un codice di simulazione del segnale telerilevato.

# 2. LA RADIAZIONE SOLARE E QUELLA TERRESTRE: PRINCIPALI CARATTERISTICHE

La quantità di radiazione solare incidente sulla superficie terrestre dipende dalle caratteristiche radiative del Sole (considerato qui come un corpo nero) e dalla distanza Sole-Terra. Presentiamo di seguito alcune tabelle e grafici riassuntivi delle caratteristiche radiative del Sole e dei parametri orbitali della Terra.



Fig.1 - Percorso compiuto dalla radiazione solare prima di essere misurata da un sensore remoto.

# Principali grandezze caratteristiche per il Sole.

Raggio medio	0.7·10 <sup>9</sup> m	
Superficie	6.15.1018 m <sup>2</sup>	
Temperature media	5800 °K	
Emittanza totale media	6.416·107 W/m <sup>2</sup>	
Potenza totale emessa dalla superficie	3.9·1026 W	
Lunghezza d'onda del massimo di emittanza	496 nm	

#### Parametri orbitali terrestri.

Semiasse maggiore	1.521·10 <sup>11</sup> m
Semiasse minore	1.471·10 <sup>11</sup> m
Distanza media dal Sole	1.496·10 <sup>11</sup> m

#### Valori di irradianza solare media incidente sulla superficie terrestre.

Irradianza alla distanza massima (perielio)	1341 W/m <sup>2</sup>
Irradianza alla distanza minima (afelio)	1431 W/m <sup>2</sup>
Irradianza alla distanza media	1386 W/m <sup>2</sup>

Circa il 99% della potenza totale emessa dal Sole si trova nell'intervallo spettrale: [0.28 µm,4.96 µm]. Più in particolare le quantità percentuali di potenza irradiata nelle varie bande sono date da:

- Ultravioletto (λ<0.400 μm) 8.73 %</li>
- Visibile (0.400<λ<0.700) 38.15 %</li>
- Infrarosso e microonde (λ>0.700) 53.12 %

La curva di corpo nero per il Sole è illustrata in *Fig. 2*. Oltre alla radiazione solare il telerilevamento (come già illustrato in *Fig. 1*) può misurare la componente radiativa emessa dalla superficie terrestre (anche in questo caso considerata come corpo nero).

#### Principali grandezze caratteristiche della Terra.

Raggio medio	6.378·106 m
Superficie (ottenuta dal raggio medio)	5.112·1014 m <sup>2</sup>
Temperatura media (corpo nero)	255 °K
Emittanza totale media (corpo nero)	$2.397 \cdot 10^2 \text{ w/m}^2$
Potenza totale emessa (corpo nero)	$1.225 \cdot 10^{17} \text{ w}$
Lunghezza d'onda del massimo di emittanza (c.n.)	11.2 μm

Più del 95% dell'energia irraggiata dalla Terra è compreso tra 1 µm e 71 µm.



Fig. 2 - Curva di emissività per il Sole.

# 3. L'ATMOSFERA TERRESTRE: PRINCIPALI CARATTERISTICHE.

L'atmosfera terrestre è un miscuglio di gas che avvolge l'intera superficie del pianeta. I principali costituenti di tale miscuglio sono riportati nelle tabelle seguenti.

Gas	% in volume
Azoto (N <sub>2</sub> )	78.08
Ossigeno (O <sub>2</sub> )	20.95
Argon (Ar)	0.93
Vapore acqueo (H <sub>2</sub> O)	Variabile (<1%)
Biossido di carbonio (CO <sub>2</sub> )	0.03

Gas	% in volume
H <sub>2</sub> O	0.1÷2.8
CH <sub>4</sub>	1.5.10-4
СО	6·10-6÷1·10-4
SO <sub>2</sub>	10-4
N <sub>2</sub> O	5-10-5
O <sub>3</sub>	10-6÷10-5
NO <sub>2</sub>	5·10-8÷2·10-6
Rn	6-10-18
NO	tracce

Valori medi di concentrazione di gas variabili in atmosfera.

A livello microscopico ciascun costituente atmosferico contribuisce in modo selettivo all'assorbimento della radiazione incidente mediante l'eccitazione di elettroni che si trovano in bande energetiche caratteristiche degli atomi o delle molecole. I principali costituenti atmosferici responsabili dell'assorbimento di radiazione elettromagnetica nello spettro solare sono:

Vapore acqueo (H<sub>2</sub>O);

- Biossido di carbonio (CO<sub>2</sub>);
- Ozono (O<sub>3</sub>);
- Ossigeno (O<sub>2</sub>).
- •

Per tutti i gas atmosferici l'assorbimento di radiazione dipende dalla concentrazione, dalla pressione e dalla temperatura del gas.  $O_2$  e  $CO_2$  sono uniformemente mescolati in atmosfera e possono essere ritenuti a concentrazione costante.

Le concentrazioni di  $H_2O$  e  $O_3$ , invece, dipendono da tempo e spazio. L'effetto combinato dell'assorbimento da parte di questi composti è illustrato in *Fig. 3*.



Fig. 3 - Spettro di assorbimento dell'atmosfera terrestre, in ordinata e riportata la trasmittanza percentuale.

Se ora consideriamo l'effetto dell'assorbimento atmosferico sulla radiazione solare, otteniamo la curva di radiazione incidente sulla superficie terrestre (Fig. 4).



Fig. 4 - Effetto complessivo dell'assorbimento atmosferico terrestre sulla radiazione solare incidente, le diverse curve corrispondono a diverse concentrazioni di sostanze assorbenti in atmosfera.

# 4. EFFETTI DI ASSORBIMENTO E DIFFUSIONE ATMOSFERICA SULLA QUALITÀ DI UNA IMMAGINE TELERILEVATA.

L'atmosfera terrestre influisce negativamente sulla qualità di una immagine in diversi modi, ne elenchiamo i principali [Gordon 1981], [Tanré 1979]:

- Aumento uniforme del segnale proveniente da ogni singolo elemento della scena osservata;
- Alterazione della quantità di radiazione incidente su un determinato pixel e introduzione di un contributo proveniente dai pixel circostanti;

- Diminuzione del contrasto bidimensionale dell'immagine.
- Alterazione, per effetto della diffusione e dell'assorbimento, dei rapporti tra valori di radianza osservati in diverse bande spettrali.

Per quanto riguarda gli effetti di cui ai primi due punti illustriamo di seguito i risultati di un'analisi quantitativa compiuta sulla base di simulazioni del segnale ossevato dal sensore Thematic Mapper su due tipologie di suolo terrestre. I valori relativi ad un pixel nero corrispondono al segnale "puramente atmosferico".

Banda TM	Pixel di acqua (wm <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> m <sup>-1</sup> )	Pixel nero
1	45	35 (78%)
2	32	19 (59 %)
3	20	10 (50 %)
4	3	3 (100 %)
Banda TM	Pixel di vegetazione (wm <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> m <sup>-1</sup> )	Pixel nero
1	60	35 (58 %)
2	46	18 (41 %)
3	42	10 (23 %)
4	100	4 (4 %)

Differenza tra valori di radianza misurati su diverse tipologie di pixel per le prime bande TM.

# 5. FENOMENI D'INTERAZIONE RADIAZIONE-ATMOSFERA: DESCRIZIONE QUANTITATIVA.

Come già evidenziato in precedenza, i principali fenomeni di interazione tra la radiazione elettromangetica e il mezzo atmosferico sono due:

- Assorbimento: I fotoni di radiazione incidente vengono assorbiti da atomi o molecole atmosferiche.
- Diffusione ('scattering'): Si verifica quando la radiazione elettromagnetica attraversa un mezzo non omogeneo, venendo deviata dalla sua direzione di incidenza. In generale la fase e la polarizzazione della radiazione diffusa differiscono da quelle della radiazione

incidente ma non ci sono variazioni di lunghezza d'onda nel processo di diffusione. Le disomogeneità che causano la diffusione nell'atmosfera sono costituite da particelle (centri diffondenti) di dimensioni variabili da quelle di atomi e molecole d'aria (Ångstrom) a quelle degli aerosol e gocce d'acqua (millimetri).

Per esprimere quantitativamente l'assorbimento della radiazione da parte dell'atmosfera è necessario introdurre alcune ipotesi che riportiamo di seguito:

- Spessore atmosferico << raggio terrestre;</li>
- Atmosfera costituita da strati piani di spessore finito;
- Coefficiente di assorbimento  $\kappa$  funzione dell'altezza z sul livello del mare, della lunghezza d'onda  $\lambda$  e del numero Nx di molecoledi gas assorbente per unita' di volume;
  - Radiazione incidente costituita da onde piane (raggi paralleli).

D'ora in poi si fara riferimento ad alcune grandezze radiometriche, la cui definizione è data in appendice. Si consideri un'onda elettromagnetica monocromatica (lunghezza d'onda  $\lambda$ ) che attraversa uno strato atmosferico situato ad altezza z e di spessore dz (fig. 5). La radianza sottratta all'onda dallo strato atmosferico dz è espressa complessivamente dalla *equazione del trasporto radiativo* [Sobolev, 1975]:

$$\frac{dL}{dz} = -\alpha L + \omega_0 \alpha \int_0^{4\pi} L \Phi(\gamma) \frac{d\omega}{4\pi} + \varepsilon_0$$

Per spiegare il significato dei singoli termini presenti in questa equazione considereremo di seguito separatamente i due casi di puro assorbimento e di pura diffusione.



Fig. 5 - Geometria dell'attenuazione della radiazione incidente su uno strato atmosferico di spessore dz.

# 5.1. Caso di puro assorbimento

Consideriamo ancora il caso di luce incidente sullo strato atmosferico dz secondo la geometria illustrata in *Fig. 5*. La quantià di radiazione assorbita viene espressa dalla variazione in radianza tramite la relazione:

$$dL(z,\lambda) = -\kappa(z,\lambda)L(z,\lambda)dz = -\kappa(z,\lambda)L(z,\lambda)ds\cos\theta$$

con  $\kappa(z,\lambda)$  coefficiente di puro assorbimento. Da cui, integrando su uno spessore finito con estremi  $z_1, z_2$  otteniamo la Legge di Lambert-Beer per lo strato  $(z_1, z_2)$ :

$$L(z_2,\lambda) = L(z_1,\lambda) \exp(\frac{-1}{\cos\theta} \int_{z_1}^{z_2} \kappa(z,\lambda) dz)$$

in cui la quantità:

$$\tau(z_1, z_2, \lambda) = \int_{z_1}^{z_2} \kappa(z, \lambda) dz$$

è detta Spessore ottico di puro assorbimento dello strato (z1,z2), e la quantità

$$T(z_1, z_2, \theta, \lambda) = \exp(\frac{-\tau(z_1, z_2, \lambda)}{\cos \theta})$$

è la Trasmittanza dello strato  $(z_1, z_2)$ .

Le corrispondenti quantita', integrate da zero a infinito sono detti spessore ottico atmosferico e trasmittanza atmosferica.

$$\tau_{tot}(\Theta, \lambda) = \tau_{H_2O}(\lambda) + \tau_{CO_2}(\lambda) + \tau_{O_3}(\lambda) + \tau_{O_2}(\lambda)$$
$$T_{tot}(\Theta, \lambda) = T_{H_2O}(\lambda)T_{CO_2}(\lambda) + T_{O_3}(\lambda) + T_{O_2}(\lambda)$$

#### 5.2. Caso di pura diffusione

Per trattare il fenomeno della diffusione definiamo Centro diffondente ogni singola particella atmosferica di raggio r responsabile della diffusione. Sono da considerarsi centri diffondenti:

- molecole gassose;
- molecole di un composto;
- agglomerati di piu' molecole.

La diffusione della luce, dal punto di vista classico, può essere considerata come una successione di rifrazioni e riflessioni in ordine casuale da parte dei centri diffondenti (Fig. 6).

E' possibile distinguere tra due differenti meccanismi di diffusione a seconda del diametro dei centri diffondenti e della lunghezza d'onda della luce incidente:

- Diffusione di Rayleigh:  $r \leq \lambda$ .
- Diffusione di Mie: r>>λ.

In modo analogo al caso dell'assorbimento possiamo definire un coefficiente di diffusione (scattering coefficients) per ciascun tipo di fenomeno (diffusione molecolare e di aerosol):

 $\sigma_{R}(z,\lambda,N_{R}), \sigma_{A}(z,\lambda,N_{A});$ 

la somma di questi e denominata coefficiente di scattering:

 $\beta(z,\lambda,N_R,N_A) = \sigma_R(z,\lambda,N_R) + \sigma_A(z,\lambda,N_A)$


Fig. 6 - Schematizzazione del fenomeno di diffusione della luce in atmosfera.

A livello microscopico la diffusione può essere considerata come una deviazione della luce rispetto alla direzione di incidenza. L'effetto complessivo della diffusione a livello microscopico da parte del mezzo atmosferico contenuto in un volume infinitesimo dv è quello di "sparpagliare" la luce incidente in tutte le direzioni. Di conseguenza l'intensità della luce diffusa in una data direzione formante un angolo  $\gamma$  con quella di incidenza dipenderà quest'ultimo. La funzione normalizzata che esprime tale dipendenza è detta *Funzione di fase* ( $\Phi_R(\gamma)$  per la diffusione di molecolare,  $\Phi_A(\gamma)$  per la diffusione di Mie), ed è una caratteristica intrinseca del mezzo atmosferico. Per la diffusione di Rayleigh tale funzione è esprimibile in modo analitico tramite la relazione:

$$\Phi_{R}(\gamma) = \frac{3}{4}(1 + \cos^{2}\gamma)$$

per la diffusione di Mie vengono spesso utilizzate relazioni empiriche, tra le più comuni vi è la *funzione* di Henyey-Greenstein:

$$\Phi_{\mathcal{A}}(\gamma) = \frac{1-g^2}{1+g^2-2g\cos\gamma}$$

 $con -1 \le g \le 1$  dipendente dal tipo di aerosol.

Se consideriamo l'elemento di volume dv su cui incide la radiazione, come già detto l'effetto della diffusione è quello di deviare fuori dal volume parte di tale radiazione. Tuttavia parte della radiazione diffusa dagli elementi circostanti dv verrà deviata all'interno del volume stesso costituendo in tal modo un aumento della radiazione incidente. Ciò viene quantificato tramite un coefficiente di emissione (caso di pura diffusione)  $\varepsilon(z,\lambda,N_R,N_A)$  definito da:

$$\varepsilon = \beta \int_{0}^{4\pi} L \Phi(\gamma) \frac{d\omega}{4\pi}$$

per cui, con queste definizioni l'equazione del trasporto radiativo prende la forma:

$$\frac{dL}{dz} = -\beta L + \varepsilon$$

# 5.3. Caso misto

Per ottenere la formulazione più generale dell'equazione del trasporto radiattivo è necessario sommare i contributi relativi ai due casi di cui sopra. Sommando il coefficiente di diffusione e quello di assorbimento si ottiene il coefficiente di attenuazione:

α=β+κ

Inoltre per semplificare la relazione si introduce anche l'albedo di diffusione singola:

$$\omega_0 = \frac{\kappa}{\kappa + \beta}$$

con queste definizioni il coefficiente di emisione prende la forma:

$$\varepsilon = \alpha \omega_0 \int_{0}^{4\pi} L \Phi(\gamma) \frac{d\omega}{4\pi} + \varepsilon_0$$

dove  $\varepsilon_0$  è un coefficiente che tiene conto del caso in cui il mezzo atmosferico emetta radiazione. Dunque con le definizioni date possiamo scrivere la forma generale della equazione del trasporto radiativo [Sobolev, 1975]:

$$\frac{dL}{dz} = -\alpha L + \omega_0 \alpha \int_0^{4\pi} L \Phi(\gamma) \frac{d\omega}{4\pi} + \varepsilon_0$$

# 6. PROCEDURA DI CORREZIONE DEGLI EFFETTI ATMOSFERICI SU UNA IMMAGINE.

La correzione atmosferica ci consente di estrarre da una immagine le caratteristiche spettrali delle aree riprese. L'informazione contenuta nell'immagine di output riguarda solo la superficie terrestre [Tanré, 1995]. Ipotesi:

- Gli effetti di puro assorbimento e di diffusione sono considerati separatamente,
- La superficie d'acqua viene considerata Lambertiana, per quanto riguarda le proprietà di riflessione e diffusione.
- L'atmosfera terrestre viene considerata orizzontalmente omogenea.



Fig. 7 - Geometria di acquisizione di una immgine telerilevata

Grandezze geometriche coinvolte (Fig. 7):

- $\theta_s$ : angolo zenitale solare (e in corrispondenza  $\mu_s = \cos\theta_s$ )
- $\theta_v$ : angolo zenitale di vista del sensore (e in corrispondenza  $\mu_v = \cos\theta_v$ )
- $\varphi_v$ : angolo azimutale di vista del sensore.

Descrizione della procedura [Tanré, 1995]:

- Calibrazione radiometrica dell'immagine, si passa da una immagine di livelli di grigio ad una immagine di radianza: L=Offset+Gain\*DN
- Calcolo della riflettanza apparente, dalla immagine di radianza si passa ad una immagine adimensionale:

$$\rho^* = \frac{\pi L}{\mu_s E_s}$$

3) Separazione dei diversi contributi che compongono la riflettanza apparente:

$$\rho^{*}(\mu_{s},\mu_{v},\phi_{v}) = T_{a}(\mu_{s},\mu_{v})[\rho_{a}(\mu_{s},\mu_{v},\phi_{v}) + \frac{\rho}{1-\rho s}T(\mu_{s})T(\mu_{v})]$$

I singoli elementi che compongono tale relazione sono dovuti a:

• Contributo puramente atmosferico, dovuto esclusivamente a diffusione del'irradianza solare da parte dell'atmosfera, esprimibile tramite una riflettanza intrinseca.



 $\rho_a(\mu_s,\mu_v,\phi_v)$ 

 Un termine contenente l'informazione risultante dalla radiazione diretta riflessa dall'oggetto osservato.



 Un termine risultante dalla radianza solare diffusa verso il basso e riflessa dall'oggetto osservato nell'IFOV del sensore.



$$t_d(\mu_s)\rho \exp(\frac{-\tau}{\mu_v})$$

Un termine dovuto alla radiazione riflessa dall'ambiente circostante l'oggetto osservato:



• Una serie geometrica corrispondente a interazioni di ordine superiore tra la radianza solare diffusa ed il sistema superficie-atmosfera:



- 4) Calcolo delle quantita' incognite:  $T_a$ ,  $\rho_a$ , s,  $T(\mu_s)$ ,  $T(\mu_v)$
- 5) Inversione della relazione che esprime  $\rho_{a}$  in funzione di  $\rho$ .
- 6) Il risultato e' una immagine di riflettanza al suolo.

## 7. PROGRAMMI DI SIMULAZIONE

Il computo delle quantita' elencate al punto 4 del paragrafo precedente è, in generale, complicato e lungo, operativamente tale compito viene svolto da programmi di simulazione del comportamento radiativo dell'atmosfera.

Lowtran, Modtran;

6S Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum.

Di seguito ci occuperemo brevemente del funzionamento del codice 6D. Il sorgente e' scritto in linguaggio FORTRAN ed e' reperibile via ftp presso il sito web del *Laboratoire d'optique atmosferique* dell'universita' di Lille: <u>http://loasys.univ-lille1.fr/</u>.

Nel seguente riquadro sono mostrati i parametri di input necessari per una simulazione del segnale telerilevato tramite il codice 6S [Tanré, 1995]:



Presentiamo di seguito un esempio di file di input del programma per una simulazione del segnale osservato dal Thematic Mapper con le seguenti condizioni:

Satellite: Landsat

Band spettrale: blu

Condizioni geometriche: 14 luglio, ore 09 15, Longitudine 10.61 Latitudine 45.5

Modello di atmosfera: estivo

Modello di aerosol: definito dall'utente

Concentrazione di aerosol: ricavata da una visibilità orizzontale di 14 km

Pixel al livello del suolo

Superficie di tipo uniforme

Riflettanza al suolo: acqua di lago.

7 (Landsat Satellite)

```
7 14 9.25 10.61 45.5(mm dd hh long lat)
2(Midlatitude Summer)
4(AEROSOLS MODEL)
0.33 0.33 0.00 0.33(% of DUST-LIKE, WATER-SOL., OCEANIC, SOOT)
14 (Visibility)
1(Target at sea level)
-1000(Sensor Aboard a Satellite)
25(Landsat band 1)
0(Ground type, i.e. uniform surface)
0(Next value is surface ref.)
4(Lake water reflectance)
-0.082(ATMOSPHERIC CORRECTION OF RAPP=-0.10)
```

In generale l'output del programma è molto dettagliato, ne mostriamo di seguito alcuni valori significativi generati con l'input mostrato sopra:

geometrical conditions identity

----

t.m. observation month: 7 day : 14 universal time: 9.25 (hh.dd) latitude: 45.50 deg longitude: 10.61 deg solar zenith angle: 35.39 deg solar azimuthal angle: 121.53 deg view zenith angle: .00 deg view azimuthal angle: .00 deg scattering angle: 144.61 deg azimuthal angle difference: 121.53 deg

TM Band	App. Rad	App. Ref	Sol. Irr(w/m2)	Func. filt(µm)	Atm. Ref.
1	51.358	0.1045	114.536	0.06048	0.071
2	37.794	0.0823	133.902	0.07568	0.04
3	25.332	0.0648	97.819	0.06493	0.025
4	7.729	0.0292	122.065	0.11986	0.013
5	0.106	0.0019	45.079	0.2147	0.002
7	0.016	0.0008	18.697	0.239	0.001

# Appendice. Definizione delle principali grandezze e relazioni radiometriche

Per ottenere informazioni qualitative e quantitative circa la radiazione emessa da una scena è necessario definire una serie di grandezze fisiche associate all'energia trasportata dalle onde elettromagnetiche, le unità di misura riportate sono quelle che verranno utilizzate nel resto di questo lavoro [Jerlov, 1968].

- 1)<u>Intensità radiante di una sorgente puntiforme, in una data direzione</u>. Flusso emesso da una sorgente puntiforme in un angolo solido infinitesimo dw attorno alla direzione data, diviso per l'angolo solido.
- <u>Radianza</u>. Flusso per unità di angolo solido e unità di superficie proiettata nella direzione di propagazione dell'onda.
- <u>Irradianza</u>. Flusso incidente su un elemento infinitesimo di superficie, diviso per l'area di tale elemento di superficie.
- <u>Irradianza scalare</u>. E' l'integrale della distribuzione di radianza incidente in un punto su tutte la direzioni "viste" da quel punto.
- 5) <u>Irradianza sferica</u>. E' il limite del rapporto tra flusso incidente su una superficie sferica e l'area di tale superficie, al tendere a zero del raggio di tale sfera.

Nella seguente tabella sono riassunte le quantità definite sopra:

Nome	Simbolo	Relazione	Unità di misura Wsr <sup>-1</sup>		
Intensità radiante	Ī	$\frac{d\phi}{d\omega}$			
Radianza	L	$\frac{d^2\phi}{d\omega dS\cos\theta}$	Wsr <sup>-1</sup> m <sup>-2</sup>		
Irradianza	E	$\frac{d^2\phi}{d\omega dS}$	Wm <sup>-2</sup>		
Irradianza scalare	E <sub>o</sub>	$\int_{A_{\pi}} Ld\omega$	Wm <sup>-2</sup>		
Irradianza sferica	E <sub>s</sub>	$\lim_{r\to 0}\frac{E_0}{4\pi r^2}$	Wm <sup>-2</sup>		

Tab. 1 - Principali grandezze radiometriche e rispettive unità di misura

# Bibliografia

GORDON H. R., 1978: Removal of atmospheric effects from satellite imagery of the ocean, Applied Optics, Vol. 17, 1631-1636.

JERLOV N.G., 1968: Optical Oceanography, Elsevier publishing company.

KONDRATYEV K.Y., 1969: Radiation in the atmosphere, New York Academic Press.

ROBINSON N., 1966: Solar radiation, Elsevier Publishing Company.

TANRÉ D. ET ALII, 1979: Atmospheric modeling for space measurements of ground reflectances, including bidirectional properties, Applied Optics, Vol 18, 3587-3594.

TANRÉ D. ET ALII, 1995: Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, manuale d'uso.

SOBOLEV V.V., 1975: Light scattering in Planetary Atmospheres, New York: Pergamon Press.

# STUDIO E VALUTAZIONE DELLA BIOMASSA: Materia Particolata Totale (TPM)

Giovanni M. Ferrari SAI Institute, ME Unit, JRC Ispra 21020 Ispra (Va) Italy

### **1. INTRODUZIONE**

Dopo 20 anni di studi indirizzati alla quantificazione dei costituenti dell'acqua usando tecniche di osservazione remota, si potrebbe pensare di parlare di biomassa stimata con tecniche di telerilevamento. Purtroppo, nonostante i notevoli miglioramenti apportati ai sensori e l'affinamento degli algoritmi di interpretazione, le cose non stanno cosi'. Non siamo ancora in grado di stimare con sufficiente accuratezza e in modo automatico la biomassa oceanica (acque di Classe I dove i costituenti in grado di intercettare la luce solare: pigmenti, sostanza sospesa e disciolta, sono tra loro intercorrelati). Gli algoritmi usati per la elaborazione dei dati provenienti dai satelliti (ci riferiamo ai sensori "marini"attivi e pregressi (CZCS che ha operato fino al 1986, SeaWiFS, MOS e OCTS) determinano un valore di clorofilla in superficie con una stima, variabile a seconda della concentrazione, tra il 30% e il 70%. Questi riSultati non sono, come possono apparire, negativi o di poco conto; al contrario rappresentano un valido aiuto nello studio e nella interpretazione di strutture legate alla circolazione oceanica, di aree di produttivita' dovute a correnti di risalita (upwelling) di estese fioriture algali etc. La conversione della clorofilla superficiale in biomassa lungo lo spessore eufotico, in produzione primaria oppure in ossigeno prodotto e CO2 consumata rappresenta un'operazione ardua che deve essere supportata da una rilevante quantita' di dati "in situ" storici e recenti e dall' impiego di complicati modelli semi-analitici ad applicazione relativamente limitata nello spazio: le cosiddette province di produttività (Longhurst et al 1995, Sathyendranath et al. 1989). Questi modelli usufruiscono di equazioni empiriche basate su rilevamenti statistici. Nelle acque costiere, a causa degli apporti continentali e della risospensione dei sedimenti del fondo, gli algoritmi interpretativi devono tenere conto del fatto che i parametri ottici non sono tra loro correlati (acque di Classe II) e quindi la loro formulazione deve avvalersi di intense campagne di misurazioni "in situ" per ottenere dati in relazione alla specificita' dei siti costieri visitati. Al momento attuale, sono in corso di predisposizione presso l'Istituto SAI del JRC Ispra algoritmi in grado di separare il contenuto ottico dei tre componenti a seguito dei notevoli miglioramenti apportati alle tecniche di misura sia discrete, che continue-strumentali, della sequenza temporale dei dati prodotti e della accresciuta capacita' di calcolo e di trasmissione delle informazioni.

La tele-osservazione del colore del mare richiede chiavi interpretative che permettano di tradurre in concentrazione di parametri ambientali i segnali provenienti dai sensori aviotrasportati o satellitari. L'interpretazione non e' una operazione semplice.

Occorre premettere sinteticamente che, nel telerilevamento, per algoritmo si intende una serie di equazioni empiriche o semianalitiche ricavate da modelli fisici e soprattutto da misure bio-geo-ottiche effettuate "in situ"in aree dove maggiore e' la variabilita' parametrica: le "verita' a mare". L'algoritmo puo' avere una applicazione spaziale estesa a livello oceanico oppure deve essere predisposto per una ristretta area geografica con, a volte, degli adeguamenti stagionali, allorquando le condizioni bio-fisiche dell'area sono talmente variabili nello spazio e nel tempo da non permetterne una applicazione generalizzata.

Sorge anche la necessita' di estendere il campo di indagine a misure apparentemente accessorie ma utili per la interpretazione e la valorizzazione delle immagini telerilevate.

Per esempio, se si dispone di una sequenza temporale di immagini di sedimento sospeso e di clorofilla in una zona deltizia o di estuario, queste immagini possono essere utilizzate per studiare 1) la struttura della 'plume' fluviale, 2) la distribuzione delle aree di produttivita', 3) le aree di sedimentazione e di accumulo di sostanza sospesa con tutto il suo possibile carico di sostanze piu' o meno inquinanti. Per questo ci si e' preoccupati di raccogliere il maggiore numero possibile di informazioni (sulla natura mineralogica della particella, sul suo contenuto in metalli pesanti per esempio) che possono aiutare l'utilizzatore di immagini a impiegarle nel migliore modo possibile.

Le misure di "verita' a mare" sono pertanto rivolte alla caratterizzazione ottica della bio-geo-massa e consistono nella misura dell'assorbimento della luce visibile e della fluorescenza del particellato totale (TPM), dei pigmenti fotosintetici, dell a sostanza disciolta colorata (CDOM), come pure alle misure di concentrazione di parametri con contenuto ottico rilevante ( pigmenti e particolato), variabile ( carbonio organico disciolto DOC) e trascurabile (metalli pesanti).

La teleosservazione passiva per via satellitare della TPM implica che la stessa abbia un contenuto ottico apprezzabile in termini di assorbimento, diffusione e riflessione della luce visibile.

La TPM (Total Particulate Matter ) detta anche TSS o TSM si suddivide in:

- Detrito (Organico e Inorganico)
- Fitoplancton

La TPM viene misurata con metodi ottici derivandone il coefficiente di assorbimento nello spettro UV-Visibile come: sostanza sospesa totale, come pigmenti clorofilliani e come detrito organico e inorganico dopo depigmentazione. Questo metodo di misura sara' oggetto di una estesa trattazione in questo capitolo. Sulla TPM si effettuano normalmente analisi chimico-fisiche e biologiche come: il peso secco innanzitutto, il contenuto di azoto, di carbonio organico e inorganico, di metalli "leggeri" (Si, Al, K, Ca, etc.) e talvolta, per obiettivi specifici, di metalli pesanti (Cu, Cd, Pb, Zn). Le analisi fisico-biologiche che si effettuano permettono di ottenere: il contenuto di clorofilla e di pigmenti accessori con metodo di cromatografia liquida ad alta pressione (HPLC), la classificazione algale e la distribuzione dimensionale delle particelle effettuata con un Coulter Counter.

Queste metodologie si trovano ampiamente descritte in testi classici e in pubblicazioni piu<sup>1</sup> recenti: Strickland, J.D.K. and Parson, T.R. 1972. A Practical Handbook of Seawater Analysis 2 ed. Bull. Fish. Res. Board Can. 167, 310 pp.

JGOFS, Protocols for Join Global Ocean Flux study core measurements. 1994. UNESCO Intergovernmental Oceanographic Commission.

Jeffrey S.W., Mantoura R.F.C. and Wright S.W. Eds. 1997. Phytoplankton pigments in oceanography. SCOR UNESCO ed.

### 2. CENNO SUGLI ALGORITMI

In una massa d'acqua, il colore apparente e' determinato dalla interazione della luce solare con tutti I componenti sospesi e disciolti nell'acqua stessa. Nel telerilevamento marino, la determinazione dei parametri ambientali avviene attraverso degli algoritmi e dei modelli in grado di mettere in relazione, per quanto e' possibile, il segnale che arriva dal sensore remoto con un dato di concentrazione.

Si considerano PARAMETRI APPARENTI (macrofisici) quelli direttamente misurabili e che dipendono strettamente dalle condizioni ambientali come: la struttura idrografica della colonna d'acqua, la posizione del sole etc. Es: la radianza e la riflettanza spettrale, il coefficiente c di attenuazione diffusa.

Si considerano PARAMETRI INERENTI (microfisici) quelli la cui misura non dipende dalle condizioni ambientali ma dalle caratteristiche del corpo d'acqua. Essi non sono facilmente misurabili "in situ", come per esempio: i coefficienti di assorbimento spettrale, il coefficiente di diffusione della luce e le concentrazioni relative ai costituenti della sostanza sospesa e disciolta.

I parametri apparenti e inerenti sono legati tra loro in modelli analitici o semi-analitici che permettono, per esempio, di trasformare il segnale satellitare, un numero proporzionale alla radianza misurata dal sensore, in radianza emergente dalla superficie dell'acqua (Lw, water leaving radiance) o in riflettanza (R). Esistono anche modelli che consentono, sulla base di dati di ingresso veri o simulati, di ricostruire il dato radiometrico alla superficie dell'acqua e quindi di verificare il dato satellitare (procedimento di inversione). Esempi:

#### modello semi-analitico

 $R^{0-}(\lambda) = f x b_{btot}(\lambda) / \{a_{tot}(\lambda) + b_{tot}(\lambda)\}$  Gordon et al. 1975

Dove  $R^{0-}$  e' la riflettanza misurata alla superficie dell'acqua, b<sub>btot</sub> e' il coefficiente di retrodiffusione totale, a<sub>tot</sub> il coefficiente di assobimento totale mentre f e' un fattore di proporzionalita' variante da 0.25 a 0.5 a seconda del tipo di acqua. Morel and Prieur (1977) hanno stimato f=0.33 per le acque di Classe I. L'assorbimento totale

 $A_{tot} = a_{ph} + a_{det} + a_{CDOM} + a_{w}$ 

risulta ripartito nei vari contributi relativi ai componenti dell'acqua:  $a_{ph}$  (pigmenti planctonici),  $a_{det}$  (detrito organico e inorganico),  $a_{CDOM}$  (sostanza organica disciolta) e  $a_w$  (acqua pura).

La retrodiffusione totale risulta suddivisa in  $b_{par}$  (coefficiente relativo al particellato) e in  $b_{bw}$  (coefficiente dell'acqua pura).

 $B_{btot} = b_{bpar} + b_{bw}$ 

I coefficienti di assorbimento, che ora si possono misurare in laboratorio con una buona accuratezza, sono parametrizzati nel modo seguente:

 $a_{det}(\lambda) = a_{det}(400 \text{ nm}) \times \exp\{-S_{det}(\lambda - 400 \text{ nm})\}$ 

 $a_{CDOM} = a_{CDOM}(400 \text{ nm}) \times \exp\{-S_{CDOM}(\lambda - 400 \text{ nm})\}$ 

Il valore della pendenza  $S_{det}$  e' stato misurato in ~0.012 nm<sup>-1</sup> mentre quello della  $S_{CDOM}$  e' molto più variabile: 0.013 – 0.03 nm<sup>-1</sup>.

Posto che i coefficienti dell'acqua pura siano conosciuti (Smith and Baker 1981), risulta praticamente impossibile misurare direttamente e con sufficiente accuratezza il coefficiente di diffusione b e di retrodiffusione  $b_b$  in un sistema polidisperso come l'acqua di mare. Per il calcolo di b e  $b_b$  occorrerebbe

conoscere l'indice di rifrazione delle particelle e la loro curva di distribuzione dimensionale, grandezze difficilmente misurabili, e poi affrontare dei calcoli di Mie (Gordon 1974). Generalmente si ricorre ad espressioni di letteratura oppure, conoscendo il coefficiente di assorbimento, si puo' misurare "in situ" il coefficiente di attenuazione diffusa c = a+b e ricavare empiricamente b.

Per la stima dei parametri bio-geologici sulla base delle grandezze ottiche apparenti o inerenti si possono usare efficacemente anche delle equazioni empiriche del tipo:

# aph = fC, usando I valori di assorbimento,

come pure:

 $C = 0.415 \text{ x } \{Lw(440\text{nm})/Lw(520\text{nm})\}^{-1.795}$ Clark et al., 1978  $C = 0.505 \text{ x } \{Lw(440\text{nm})/Lw(550\text{nm})\}^{-1.269}$ Clark et al., 1978  $C = 1.5 \text{ x } \{R(440\text{nm})/R(560\text{nm})\}^{-2}$ Morel et Prieur, 1978

dove C rappresenta la concentrazione in clorofilla e altri pigmenti, Lw la radianza emergente dall'acqua e R la riflettanza spettrale alla superficie dell'acqua. Queste espressioni erano e sono valide per acque di classe I (oceaniche).

#### 3. MISURE DI VERITA' A MARE (TPM)

Si distinguono in:

#### Misure bio-ottiche strumentali

Si effettuano: A) con spettroradiometri in grado di descrivere il comportamento dell' acqua nei confronti della penetrazione della luce solare diretta e diffusa. Si usano degli strumenti che vengono calati in acqua per ottenere un profilo verticale della luce discendente (downwelling) e ascendente (upwelling). B) con trasmissometri in grado di misurare il coefficiente di attenuazione diffusa. I trasmissometri piu' recenti possono anche misurare in 9 canali (EC-9) il coefficiente a dell'espressione c = a+b, riducendo al massimo il contributo di b, supponendo trascurabile o poco variabile la bb cioe' la luce retrodiffusa, facendo passare la luce in un tubo con la parete interna speculare in grado, cioe', di "recuperare al sensore" la luce deviata dalle particelle dalla sua traiettoria originale. C) con contatori di particelle

(Coulter Counter) che producono una curva dimensionale delle particelle. Dato che buona parte delle particelle, in acque naturali, con diametro medio  $<3\mu$ , non vengono conteggiate, l'uso del dato necessita di assunzioni o estrapolazioni rendendo la misura strumentale solo indicativa.

Durante queste misure, per una completa caratterizzazione della massa d'acqua, si ricorre a sonde multiparametriche del tipo CTD (salinita', temperatura e profondita') con associato un sensore che rivela la fluorescenza della clorofilla (a 680 nm). Con queste multisonde si ha la possibilita' di determinare la struttura termoalina e trofica della massa d'acqua investigata.

## Misure bio-ottiche discrete

Si misurano in laboratorio su campioni di sostanza particellata le proprieta' ottiche inerenti:  $atot(\lambda) = aph(\lambda) + adet(\lambda)$  dimensionate in m<sup>-1</sup>.

Procedura. Si filtra su filtro di fibra di vetro GFF (porosita' media = 0.7 u) un volume di acqua rappresentativo di un certo sito. Il residuo di filtrazione, unitamente al filtro, viene immediatamente inscatolato e posto in azoto liquido alla temperatura di -170 °C. In questo modo si conservano le strutture cellulari e le proprieta' ottiche rimangono inalterate. Il filtro viene ripreso in laboratorio e misurato umido a temperatura ambiente con uno spettrofotometro munito di sfera integratrice secondo la metodologia messa a punto nel laboratorio del JRC Ispra dal 1993 (Tassan e Ferrari 1995).

In breve, la misura del sistema filtro-particelle sfrutta l'effetto diffondente del filtro bianco amplificando il segnale di assorbanza. Inoltre, la misura viene corretta per la luce retrodiffusa, che produrrebbe una sovrastima della assorbanza, sottraendo la linea di base a 750 nm assumendo la retrodiffusione indipendente dalla  $\lambda$ , oppure, piu' correttamente operando una correzione con una misura di riflettanza con la sfera integratrice. La densita' ottica ottenuta sul filtro viene trasformata nella sua equivalente in sospensione (la condizione reale) introducendo una espressione sperimentale: il fattore  $\beta$ . Infine la densita' ottica e' convertita in coefficiente di assorbimento. Il metodo prevede anche la suddivisione dell'assorbimento della TPM ( $a_{tot}$ ) in assorbimento del detrito ( $a_{det}$ ) e per differenza l'assorbimento dei pigmenti ( $a_{ph}$ ). Questi dati sono fondamentali per lo studio degli algoritmi e per la validazione dei modelli bio-ottici. L'operazione consiste nella depigmentazione delle particelle con alcol metilico (estrazione pigmentaria) o con ipoclorito (ossidazione pigmentaria). La figura 1 mostra lo schema dell'apparecchiatura di misura messa a punto e utilizzata al SAI-JRC di Ispra che prevede l'uso di uno spettrofotometro Perkin-Elmer Lambda 19 con sfera integratrice da 60 mm di diametro.

La Fig. 1 mostra la sfera integratrice dello spettrofotometro con lo schema di misura. Il filtro con il residuo di filtrazione mantenuto umido a saturazione con acqua di mare filtrata, viene collocato in

verticale aderente ad una placchetta di quarzo come supporto. Nell'apertura di referenza viene collocato un filtro bianco anch'esso umidificato. Operando con doppio raggio, il contributo del bianco risulta automaticamente sottratto.

Il modello di interpretazione si basa sul principio che la frazione di luce trasmessa (=TR) + la frazione retrodiffusa (=BK) + la frazione assorbita dal filtro (=AF) + la frazione assorbita dal campione (=AS) sia uguale a 1. L'espressione finale risulta:

$$As = \log 1/\{(1-as)\}$$

dove As e' l'assorbanza (densita' ottica) del campione eas e' la frazione di flusso incidente assorbita dalle particelle sul filtro (adimensionale). As viene allora convertita in assorbanza della sospensione Asus mediante una espressione empirica (β factor) come:

$$Asus(\lambda) = 0.423 As(\lambda) + 0.479 As^{2}(\lambda)$$

Asus viene poi convertito in coefficiente di assorbimento (dimensionato in m<sup>-1</sup>) tramite

$$a(\lambda) = 2.3 (Asus/X)$$

dove X = volume fitrato/superfice di fitrazione

La trattazione dei passaggi analitici intermedi, nonche' i dettagli della misura si possono trovare nella pubblicazione originale (Tassan and Ferrari , 1995).

Come e' stato detto in precedenza, il filtro, una volta misurato, puo' essere depigmentato mediante metanolo o meglio perche' di generale applicazione, con ipoclorito quindi rimisurato. In questo modo si ottiene il coefficiente di assorbimento del detrito organico e inorganico. Sottraendo questa misura dalla precedente si ottiene uno spettro di assorbimento con evidenti i singoli contributi dei pigmenti contenuti nella cellula. La *Fig. 2* mostra una serie di spettri (totale, detrito e pigmenti) relativi a misure in Alto Adriatico (piattaforma Acqua Alta del CNR) effettuate nell'ambito del progetto COLORS finanziato dalla Commissione della Comunita' Europea.



Fig. 1 - Schema della misura di assorbimeto "in vivo" con il metodo Trasmissione/Riflessione





Fig. 2 - Serie di spettri di particellato totale, detrito e pigmenti ottenuti con il metodo Trasmissione/Riflessione e ipoclorito.

# Misure bio-chimiche sulla TPM

La sostanza particellata viene separata dalla frazione liquida tramite filtrazione con filtri a diversa porosita' e struttura secondo il seguente schema generale:

	Parametro da misurare			
1) Filtrazione su filtro di fibra di vetro (GFF)	Clorofille e pigmenti accessori			
2) Filtrazione su filtro GFF	Assorbimento "in vivo"			
3) Filtrazione su filtro GFF prepesato	TPM ponderale (mg/l)			
4) Filtrazione su filtro GFF	Carbonio totale particellato			
	Azoto organico particellato			
5) Filtrazione su filtro GFF	Carbonio organico			
6) Filtrazione su filtro di cellulosa Millipore 0.22 $\mu$	Metalli leggeri			
	(Si, Al, Ca, Fe, K, Ti, S, Mg)			
	Metalli pesanti (Cd,Cu,Pb,Zn)			
	(solo in casi specifici)			

Di tutte queste filtrazioni, si conserva solo la frazione liquida proveniente dal filtro di cellulosa millipore 0.22 u, sulla quale si eseguono le misure di assobimento, fluorescenza e DOC che verranno descritte nel prossimo capitolo.

# 4. ANALISI DELL TPM

 Misura ponderale (mg/l). Si tratta di un parametro vettore di molte proprieta' della massa d'acqua. Esso e' fonte di informazioni per studi di sedimentologia, della struttura del pennachio fluviale, del trasporto e della sedimentazione dei detriti e del le sostanze inquinanti. La misura si esegue pesando un filtro prepesato sul quale e' depositato del materiale particellato accuratamente lavato con acqua distillata per rimuovere ogni traccia di sale. Esperimenti e test statistici riguardanti I filtri e le modalita' di campionamento hanno dato come risultato che la maggior parte dell'errore della stima risiede nel campionamento (6-13%). Inoltre e' da considerare che la ACS (Committee on Environmental Improvement 1980) suggerisce che sono da considerarsi attendibili solo quei valori che superano di 10 volte la deviazione standard del bianco, indicativi quelli compresi tra 3 e 10 e sospetti o non attendibili quelli <3.

- 2) Analisi elementare C,N. Usando i residui delle fitrazioni 4 e 5, si eseguono rispettivamente le analisi del carbonio toltale e dell'azoto organico particellati e del carbonio organico dopo aver trattato il filtro 5 con HCl in modo da rimuovere il carbonio inorganico (carbonati). Come strumentazione si usa un analizzatore CHN Carlo Erba. Il campione si ricava da una frazione di filtro (1 cm<sup>2</sup>) e posto in una capsula di stagno.
- 3) Analisi delle clorofille e pigmenti accessori.

Si impiegano diversi metodi a seconda della precisione con la quale si vuole ottenere il dato e della necessita di avere una stima in tempi rapidi.

- a) misura fluorimetrica; si basa sulla rilevazione del segnale di fluorescenza della clorofilla a 685 nm (Lorenzen 1966). Si effettua con fluorimetri (Turner) dopo estrazione acetonica. E' la tecnica piu' impiegata in controlli ambientali sistematici.
- b) misura spettrofotometrica su estratti acetonici (Strickland and Parson 1972). Si basa su misure di assorbimento di estratti acetonici della clorofilla la cui concentrazione si ottiene con con formule empiriche. Il metodo e' poco accurato a causa del debole segnale ottico che, in caso di bassa concentrazione, si rileva nella misura spettrofotometrica.
- c) Misura cromatografica con HPLC (High Pressure Liquid Chromatography). La misura di pigmenti del fitoplancton con HPLC risulta ora quella piu' efficace e attendibile (Jeffrey et al. 1997). Essa si basa sul differente tempo di ritenzione dei diversi pigmenti estratti con i solventi: acetato di etile, aceto-nitrile, metanolo+acetato di ammonio, metanolo. I pigmenti sono analizzati singolarmente in assorbanza o in fluorescenza con curve di calibrazione ottenute con standard puri. Non possono essere analizzati i pigmenti idrosolubili (ficoeritrine e ficocianine) per i quali e' consigliabile la tecnica di assorbimento "in vivo" con decomposizione degli spettri. La clorofilla puo' anche essere analizzata (generalmente "in situ" e non in laboratorio su un campione) con un sistema Lidar fluorosensore che impiega come eccitazione un laser pulsato a 532 nm, che produce una emissione di fluorescenza a 675-695 nm in grado anche di "risolvere" le ficoeritrine.

#### Misure accessorie di caratterizzazione geochimica.

Consistono nell'analisi per fluorescenza indotta da raggi X degli elementi: Si, Al, Fe, Ti, Ca, S, K, e Mg. Queste misure sono state fatte con lo scopo di caratterizzare rapidamente il sedimento sospeso per le sue

### 5. UN ESEMPIO DI INTERPRETAZIONE DEI DATI:

Le argille più comuni presenti in rocce, suoli e sedimenti fluviali sono:

SiO <sub>2</sub>	Silice	
KalSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	Feldspato di potassio	Si/Al = 2.8
KAl <sub>3</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	Mica	Si/Al = 1.04
Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (OH) <sub>4</sub>	Caolinite	Si/Al = 1.04
Al <sub>4</sub> Si <sub>8</sub> O <sub>20</sub> (OH) <sub>4</sub>	Montmorillonite	Si/Al = 2.07

Nell'ambiente marino il materiale argilloso piu' comune nelle rocce sedimentarie marine e' l'Illite e la sua forma allotropica la Smectite, il che può far pensare ad una lenta conversione della Montmorillonite in Illite a causa della relativa abbondanza di ioni K+ nell'acqua di mare (Krauskopf, 1979).

 $K_{0-2}Al_4(Si_{8-6}Al_{0-2})O_{20}(OH)$  Illite (Struttura a due strati) Si/Al = 0.93-1.9 "Smectite(Struttura a tre strati) Si/Al = 1.3 (media)

Si considera come elemento leggero tracciante delle argille l'Al come pure il suo rapporto con il Si. Dato che l'argilla più comune in mare e' l'Illite con un Si/Al = 1.4, i rapporti maggiori che si misurano sono dovuti alla presenza di altri allumino-silicati come i feldspati e la silice. Visto che i feldspati come la silice sono di provenienza continentale oppure, come la silice, messi in relazione a fioriture algali di alghe silicee (diatomee), la misura del rapporto Si/Al, in aggiunta a quello Si/Ca (per la presenza di carbonato di Ca), rappresentano degli indicatori del tipo e della origine della TPM presente in mare. Questo approccio, che puo' apparire semplicistico, rappresenta una forma di indagine preliminare i cui risultati possono avvalorare dati di altra provenienza e rappresentare un valido aiuto nello studio e nella comprensione di fenomeni geochimici costieri. La *Fig. 3* mostra come il rapporto Si/Al possa essere significativo nell'individuare zone a differenti caratteristiche geochimiche (Toussaint et al. 1985).

Nel tentativo di suggerire un impiego efficace delle immagini di torbidita' telerilevate di zone costiere e deltizie, e' stata studiata, come ricerca mirata all'area del Delta de Po, la correlazione tra sedimento sospeso e alcuni metalli pesanti Cu, Cd, Pb considerati come elementi inquinanti. In questo casi la TPM avrebbe la funzione di "carrier" di elementi traccianti di inquinamento per studi di sedimentazione, di accumulo e di dispersione di materiale inquinante nelle zone a rischio considerate.

componenti geologiche. Il campione e' rappresentato dal residuo depositato su filtro Millipore 0.22  $\mu$  proveniente dalla filtrazione 6. La determinazione viene effettuata con l'impiego di uno spettrometro sequenziale Siemens SRS 300 (Toussaint et al. 1985). Un esempio di dati e' rappresentato nella *Tab. 1* in cui gli elementi sono rappresentati in ug/cm2.

Samole	Volume	14	Si	5	Fe	TI	Ca	K
- Colan I New York	m	10000	unicm2	un/em2	100/0002	uniom2	110/007	un/cm2
		- agreene	Vy CH IL	- Carcina -	Openia	- duronite		
C6-001	500	1.90	4 80	3.05	1.05	0.05	5.45	4.75
C8-002	500	4.70	10.90	3.25	1.75	0.25	S.70	5.10
C8-003	500	1.65	4.25	5.25	0.70	0.10	9.70	6.00
C5-004	500	2 70	7.20	3.00	1 10	0.10	5.60	4.85
C6-005	350	3 70	9.45	4.30	1.35	0.15	9.85	6.15
C5-006	250	2.75	7.30	2.25	1.10	0.15	4.15	3.65
C6-007	500	6.10	15.25	2.45	2.50	0.25	9.75	5.45
C6-008	500	0.80	2.60	3.95	0.40	0.05	5.80	5.20
C6-009	500	0.65	1.95	3.50	0.15	<0.05	5.05	4.35
C6-D13	500	5.30	3.20	3.75	0.50	0.05	6.20	5.85
C6-017	500	3.60	1.00	4.65	0.05	<0.05	4.50	3.65
C6-023	250	0.80	1.90	2.70	0.40	0.05	4.90	4.50
C8-026	500	1.40	3.45	2.80	0.60	0.05	4.40	3.45
C8-028	500	3.75	8.80	2.75	2.00	0.25	6.40	4.75
C8-030	500	5.80	13.50	3.20	3.10	0.35	8.35	5.35
C6-033	450	1.10	2.95	4.40	0.45	0.05	6.05	5.35
C6-034	500	0.95	2.55	3.35	0.15	0.05	5.75	4.70
C6-039	500	1.05	2.20	3.00	0.45	0.05	7.25	5.90
C6-042	250	1.15	2.30	. 5.25	0.35	<0.05	7.10	5.75
C6-048	250	4.45	2.15	1.60	0.40	0.05	5.35	4.80
C6-054	250	.2.20	5.30	3.45	4.90	0.50	23.15	7.95
C6-055	250	7.65	25.45	2.85	4.15	0.45	19.95	7.00
CG-056	250	7.55	25.30	2.65	3.90	0.45	19.85	7.30
C6-057	250	5.85	19.60	3.40	2.00	0.30	.17.10	7.10
C6-058	250	0.60	· 3.65	3.15	0.55	0.05	4.90	3.90
C6-059	250	1.10	5.50	3:80	0.80	0.05	7.60	5,30
C6-060	250	13.30	44.45	4.50	9,45	1.00	40.50	12.00
C6-061	250	21.45	74.05	4,45	20.15	2.20	68.30	1B.25
C6-062	250	10.00	34.00	· 3.66	6.50	0.70	24,30	8.70
C6-083	250	6.60	23.95	- 6.65	4.45	0.45	24.10	8.55
C6-064	250	4.40	18.95	6.10	2.85	0.40	20.20	8.45
C6-065	250	3.30	14.75	5.70	2.15	0.25	16.05	6.90
C6-068	250	1:65	8,10	5.35	0.60	0.10	10.00	5.65
C6-067	250	1.00	4.90	6.60	0.50	0.05	9.15	7.00
C6-069	250	1.70	5.95	4.70	0.70	0.05	10.95	6.45
C6-070	250	5.90	21.40	4.30	3.70	0.40	15.00	7.20
C6-071	250	18.20	60.25	1.50	13.90	1.55	53.95	12.85
C6-072	250	9,30	33.15	2.05	6.70	0.80	29.70	8.20
C6-073	250	16.15	52.70	2.35	12.15	1.35	45.40	11.55
C6-074	250	9.40	1.65	2.30	1.65	0.20	10.30	4.35
C6-075	250	1.70	8.15	3.55	0.75	0.15	8.75	5.30
CG-076	250	1.00.	4.95	4.15	0.40	0.05	6.95	5.05
C5-079	180	32.35	100.95	3.40	33.80	3.40	104.35	24.65
C6-080	200	7.35	24.45	1.85	4.15	0.45	18.60	5.85
C5-081	250	5.75	21.25	2.45	3.50	0.40	17.15	5.75
C6-082	250	2.10	9.05	4.35	0.95	0.10	9.40	6.05

Tab. 1 - Valori relativi a determinazioni analitiche di fluorescenza indotta da raggi X su particolato marino depositato su filtro di cellulosa Millipore 0.22  $\mu$ . Le concentrazioni si ottengono moltiplicando il dato per la superfice del filtro (~ 10 cm2) e dividendo per il volume di acqua filtrata. Campagna COASTLOOC 1998; coste di Plymouth (Cornovaglia, GB)



Fig. 3 - Correlazione tra concentrazioni di Si e Al in fase particellata. I dati sono relativi alle prime campagne di calibrazione di dati satellitari CZCS effettuate dal JRC Ispra in collaborazione con il CNR di Venezia in alto Adriatico nel 1982.

La Fig. 4 mostra la dipendenza statistica tra la concentrazione nella fase solida di Cu, Cd, e Pb con la TPM (nella figura TSS). I dati sono relativi a una serie di misure effettuate nel delta del Po e nell'area di sedimentazione in mare (stazioni da 2 a 7) seguendo un transetto di 10 miglia lungo l'asse del Po di Maestra. Ai dati del Po e del mare sono stati aggiunti valori di rilevamenti effettuati nello stesso periodo nei fiumi Brenta, Adige, Piave, Livenza, Tagliamento e Isonzo. I risultati sono tali da indurci a pensare di utilizzare mappe telerilevate di TPM come supporto per studi di trasporto, sedimentazione e risospensione dal fondo di sostanze inquinanti (in questo caso metalli pesanti) in ambienti con delicato equilibrio ecologico come le aree deltizie e di estuario.



Fig. 4 - Correlazione tra il logaritmo delle concentrazioni in fase particellata di Cd (Cd-S), Pb (Pb-S) e Cu (Cu-S) e il logaritmo della concentrazione della TPM (TSS). Le figure mostrano I valori delle stazioni marine dal 2 al 7 e delle stazioni fluviali: Po (ottobre 1985) (•); B = Brenta; A = Adige; Po = Po; Pi = Piave; L = Livenza; T = Tagliamento; I = Isonzo. Il campionamento nei fiumi e' stato effettuato nel maggio 1985 (Ferrari e Ferrario, 1989).

### BIBLIOGRAFIA

ACS Committee on Environmental improvement and subCommittee on environmental analytical chemistry. 1980. Guidelines for data acquisition and data quality evaluation in environmental chemistry. Anal. Chem. 52: 2242-2249.

CLARK D. K., BAKER E.J., STRONG A.E. ,1978. Uwelling spectral radiance distribution and its relation to total seston in marine water. IURCM Colloq. Poss. Radiom. of Oceans, Sidney, Canada, June 14-21.

FERRARI G. M. AND FERRARIO P. 1989. Behavior of Cd, Pb, and Cu in the marine deltaic area of the Po river (North Adriatic Sea). Water Soil and Air Pollution 43:323-343.

GORDON H.R. 1974. "Mie theory models of light scattering by ocean particulates," in Suspended Solids in Water. Gibbs R.J. (Ed.) Plenum New York, pp. 73-86.

GORDON H.R., BROWN O.B., AND JACOPS M.M. 1975. Computed relationship between the inherent and apparent optical properties of flat homogeneous ocean. Applied Optics 14 (2):417-427.

JEFFREY S.W., MANTOURA R.F.C. AND WRIGHT S.W. EDS.1997. Phytoplankton pigments in oceanography. SCOR UNESCO ed.

JGOFS, Protocols for Join Global Ocean Flux study core measurements. 1994. UNESCO Intergovernmental Oceanographyc Commission.

KRAUSKOPF K.B. 1979. Introduction to Geochemistry. Sec. Ed. McGraw-Hill International Student Edition.

LONGHURST A.R., SATHYENDRANATH S., PLATT T., AND CAVERHILL C.M. 1995. An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data. Journal of Plankton Research 17: 1245-1271.

LORENZEN C.J. 1966. A method of continuous measurements of "in vivo" chlorophill concentration. Deep Sea Res. 13: 223-227.

MOREL A. AND PRIEUR L. 1978. Mesures par teledetection de la teneur de la mer en chlorophillepossibilites et limites des methodes. Pubbl. CNEXO, France, actes de colloq.

SATHYENDRANATH S., PLATT T., CAVERHILL C.M., WARNOCK, R.E., AND LEWIS M.R. 1989. Remote sensing of oceanic primary production: computation using a spectral model. Deep-Sea Research 36: 431-453. SMITH R.C., AND BAKER K.S. 1981. Optical properties of clearest natural waters. Appl. Optics 20: 177-184.

STRICKLAND J.D.K. AND PARSON T.R. 1972. A practical Handbook of Sea water Analysis 2 ed. Bull. Fish. Res. Board Can. 167. 310 pp.

TASSAN S. AND FERRARI G.M. 1995. An alternative approach to absorption measurements of aquatic particles retained on filters. Limnol. Oceanogr. 40(8), 1358-1368.

TOUSSAINT C.J. BO F. AND FERRARI G.M. 1985. Application of Non-Destructive X-Ray Fluorescence Spectrometry to the Analysis of Suspended Matter in Sea Water. Intern. J. Environ. Anal. Chem. 20: 55-67

226

.

### STUDIO E VALUTAZIONE DELLA BIOMASSA: SOSTANZA ORGANICA DISCIOLTA (CDOM, DOC)

Giovanni M. Ferrari SAI Institute, ME Unit, JRC Ispra 21020 Ispra (Va) Italy

# **1. INTRODUZIONE**

La sostanza organica disciolta (DOM) si intende per convenzione l'insieme delle molecole organiche di dimensioni tali da attraversare un filtro di porosita 0.2 um. Essa rappresenta una importante componente del ciclo del carbonio (Jackson 1993, Yananaka and Tajika 1997); essa influenza fortemente la qualita' delle acque costiere o deltizie (Klemas et al. 1990) e il suo apporto annuale di carbonio agli oceani da parte dei fiumi e' stato stimato in 2.15 X 10<sup>14</sup> g di C per anno (Meybek, 1982). Nel telerilevamento la CDOM e' la parte della DOM in grado di assorbire la luce visibile (da 350 a 750 nm). Puo' apparire sorprendente ma la CDOM rappresenta il componente dell'acqua che assorbe maggiormente la luce nella parte blu dello spettro. Alcuni esempi: In Alto Adriatico l'assorbimento della CDOM (aCDOM) risulta mediamente piu' di 6 volte quello del detrito e dei pigmenti (Grossi et al. 1998), in Mar Baltico (Golfo di Danzica) aCDOM rappresenta piu' dell' 80% dell' assorbimento totale (Ferrari and Dowell, 1998, Fig. 1). Questi valori danno la misura di quanto la aCDOM possa influenzare, in acque non oceniche, la determinazione per telerilevamento della clorofilla che assorbe la luce nella stessa zona spettrale (Tassan, 1988, Ferrari and Tassan, 1992, Carder et al. 1989). Fortunatamente la clorofilla presenta un picco di assorbimento nel rosso laddove la aCDOM e' nulla o trascurabile. Questo ha permesso, con l'impiego dei sensori della nuova generazione (SeaWiFS, OCTS, MOS, MODIS e MERIS) e con campagne di misura "in situ" accurate, di studiare e predisporre nuovi algoritmi in grado di separare il contributo della CDOM da quello dei pigmenti planctonici.

#### 2. ORIGINE E NATURA CHIMICA DELLA DOM

La DOM (e naturalmente la CDOM della quale rappresenta la parte cromoforica) e' formata da una miscela di molecole organiche polimerizzate che si sono formate da prodotti di degradazione di piante e animali e come pure da prodotti secreti da alghe durante le fasi del loro ciclo biologico. I processi di formazione sono controllati da una piu' o meno intensa attivita' microbica. La sostanza organica presente in un corpo idrico puo' quindi essere di natura alloctona, quando la sua formazione avviene a

terra con l'intervento del suolo e poi trasportata dai fiumi in mare, oppure di origine autoctona quando avviene "in situ" attraverso la trasformazione delle sostanze presenti in acqua e con l'intervento batterico. Le *Figure 2 e 3* rappresentano due possibili percorsi di formazione della DOM. Questi modelli prevedono reazioni complesse tra composti di natura biochimica (precursori) con formazione finale di acidi fulvici e umici (Geopolimeri).



Fig. 1 - Contributo percentuale dell'assorbimento della luce vsibile da parte dei componenti ottici attivi dell'acqua: acqua pura, CDOM, pigmenti planctonici (CIPIG) e detrito (NCP). Valori relativi al Mar Baltico meridionale (aprile 1994).



Fig. 2 - Modello di formazione della sostanza organica disciolta secondo Rashid, 1985.



Fig. 3 - Un modello piu' complesso di formazione della sostanza organica disciolta.

### **3. ORIGINE ALLOCTONA**

Esistono diverse ipotesi sull'origine degli acidi umici e fulvici. Secondo Spitry and Ittekot (1986) la maggior parte delle frazioni ad alto peso molecolare viene trasportata in mare in forma particellata. Esse hanno tutte le caratteristiche degli acidi umici: alto peso molecolare, idrofobia, struttura chimica complessa con forti componebti aromatiche, poca solubilita' in ambiente acido. La parte solubile che viene trasportata in mare, anche da acque sotterranee, contiene prevalentemente acidi fulvici con le seguenti caratteristiche: basso peso molecolare, catene prevalentemente alifatiche, idrofilia e solubilita' in acidi e basi. Un'altra suggestiva ipotesi e' quella formulata da Larson and Rockwell,

1980. Alcuni prodotti di degradazione della lignina, trasportati dai fiumi in mare (i catecoli) subiscono un processo di foto-ossidazione a cumarine. La reazione e' fortemente favorita dall'aumento di pH che si ha passando dal fiume al mare. Questa reazione e' stata verificata in laboratorio con misure si efficienza di fluorescenza, al variare del pH, del guaiacilglicerolo (un catecolo) e inoltre misurando per confronto la fluorescenza dei prodotti della fotoreazione cioe': l'intermedio (acido caffeico) e il finale (esculetina per le cumarime). E stato trovato che la fluorescenza aumentava con il progredire della reazione come conseguenza della trasformazione di prodotti semplici (catecoli) in prodotti strutturalmente piu' complessi (cumarine) (Vodacek 1992). Tutti questi prodotti non rappresentano altro che i gruppi funzionali fotoreattivi (cromofori) della DOM. Questo modello appena descritto potrebbe essere uno dei modelli di trasformazione in senso strutturale e quindi reattivo dalla DOM dall'ambiente continentale a quello acquatico.

## 4. ORIGINE AUTOCTONA

Le sostanze rilasciate dalla cellula degli organismi acquatici, come essudati durante la loro fase di crescita e i prodotti di decomposizione dopo la loro morte, giocano un ruolo fondamentale nella formazione "in situ" della DOM. I composti terminali sono gli acidi fulvici che si formano in seguito a una lunga serie di reazioni che coinvolgono sostanze di natura biochimica come carboidrati. amminoacidi e peptidi. Il prodotto finale e' una sostanza polimerizzata con peso molecolare di ~100000. Una ipotesi di formazione di origine autoctona degna di considerazione e' quella secondo cui grassi poliinsaturi sotto l'azione di raggi ultravioletti subiscono un processo di polimerizzazione con ciclizzazioni e successive aromatizazioni (del tipo Diels-Alder) con formazione finale del cosiddetto acido umico marino, cosi' come illustrato nella *Fig. 4*.



Fig. 4 - Modello di umificazione mediato da radiazioni UV e metalli di transizione di grassi poliinsaturi attraverso ossidazioni e formazione di legami trasversali (Harvey et al, 1983).

# 5. PROPRIETA' OTTICHE DELLA CDOM

## 5.1. Assorbimento

Le proprieta' ottiche della CDOM sono state studiate gia' dal 1938 da Kalle (Kalle, 1949) il quale per primo concluse che la deviazione dal colore blu dell'acqua pura verso lunghezze d'onda piu' lunghe dello spettro visibile era dovuta alla presenza di sostanze organiche disciolte o colloidali. La CDOM e' caratterizzata da un assorbimento della radiazione con un andamento quasi-esponenziale (Jerlov 1976, Bricaud et al. 1981)

### $aCDOM(\lambda) = aCDOM(\lambda o) \exp \{-S(\lambda - \lambda o)\}$

dove S e' dipendente dalla reattivita' dei cromofori dei differenti tipi di materia organica che costituiscono l'insieme della CDOM. Generalmente S presenta dei valori bassi nelle zone costiere e in prossimita' degli sbocchi fluviali (0.013-0.118) e piu' alti nelle zone di mare aperto (fino a 0.025 e oltre). La curva tende a 0 nel vicino infrarosso (650-750 nm) poiche' le molecole degli acidi umici e fulvici non assorbono praticamente in questa zona dello spettro; inoltre avendo dimensioni da 1 a 10 nm, molto al di sotto di quelle della lunghezza d'onda della luce visibile, hanno proprieta' disperdenti della luce simili a quelle dell' acqua pura (Rayleigh "scattering"). A causa della sua natura composita, risulta arduo identificare gruppi di cromofori sulla base delle pendenze S che e' il parametro della CDOM con il maggiore contenuto qualitativo. Si possono, tuttalpiu' distinguere gruppi di sostanze o identificarne la loro origine.



Fig. 5 - Curve semilogaritmiche (ln) di aCDOM  $(m^{-1})$  con la lunghezza d'onda. Dati relativi alla Oyster Bay, Golfo del Messico (Green and Blough 1994).

La Fig. 5 rappresenta una serie di curve semilogaritmiche della aCDOM con la lunghezza d'onda di acque raccolte nella Oyster Bay (Golfo del Messico). La differenza di pendenza e' messa in relazione con l'origine della CDOM presente. Es: i valori bassi e le alte pendenze si riferiscono a valori di mare aperto.

Generalmente, per evitare eventuali alterazioni chemio-batteriche del campione, si preferisce effettuare le misure di aCDOM con spettrofotometro "in situ". La misura, a volte puo' essere difficoltosa a causa dello scarso segnale, della bassa accuratezza fotometrica e della limitazione nella scelta del cammino ottico (max 10 cm). Si e' cercato allora di sfruttare un'altra proprieta' ottica della CDOM cioe' la sua fluorescenza indotta da radiazioni UV che presenta un segnale piu' forte e misurabile. Ebbene e' ormai riconosciuto, sulla base di numerose evidenze sperimentali, che il segnale di fluorescenza e' ben correlato con la aCDOM (Ferrari and Tassan 1991, Hoge et al. 1993, Green and Blough 1994) nonostante la diversa efficienza quantica dei cromofori delle CDOM. La fluorescenza puo' quindi essere usata per ricavare indirettamente l'assorbimento usando opportune espressioni empiriche.

### 5.2. Fluorescenza e efficienza quantica.

L'emissione di fluorescenza e' stata usata per la identificazione della CDOM da Nyquist (1978), Gienapp (1977), Bristow et al. (1981), Vodacek and Philpot (1987) e altri. Le misure possono effettuarsi con spettroflorimetri usando lunghezze d'onda di eccitazione variabili da 250 a 355 nm, oppure con sorgenti di eccitazione laser (355 nm ) usando opportune apparecchiature LIDAR (Light Detection And Ranging).

Prima di addentrarci nelle metodologie di fluorescenza, occorre richiamare brevemente il lettore su alcuni concetti fondamentali della fluorescenza.

# 5.3 Fluorescenza molecolare

La fluorescenza molecolare rappresenta la perdita di energia radiante di una molecola dal primo stato eccitato  $(S_1)$  a seguito dell'assorbimento di luce con sufficiente energia tale da eccitare lo stato elettronico fondamentale  $(S_0)$ . La molecola permane in uno stato da  $10^{-9}$  a  $10^{-6}$  secondi, un tempo sufficiente per perdere energia accumulata in eccesso nei livelli elettronici piu' alti per collisione (conversione interna) e cadere al livello vibrazionale del primo stato eccitato. La fluorescenza rappresenta l'energia in transito dal piu' basso livello vibrazionale del primo stato eccitato ai possibili livelli vibrazionali e rotazionali dello stato fondamentale (*Fig. 6*). Lo spettro di assorbimento rappresenta la spaziatura dei livelli vibrazionali e rotazionali e rotazional

l'intensita' di flurescenza è' proporzionale alla concentrazione della singola sostanza fluorescente. Quando la soluzione e' composita, le fluorescenze dei singoli composti o cromofori, nel caso delle macromolecole della CDOM, possono interferire sovrapponendosi tra loro dando luogo ad un segnale spettrale risultante frutto, a volte, di alterazioni reciproche della struttura vibrazionale e rotazionale dei singoli composti. Questo fenomeno presumibilmente accade misurando la fluorescenza di campioni acquatici di ambienti naturali.



Fig. 6 - Diagramma semplificato dell'assorbimento e della fuorescenza molecolare attraverso il primo ed il secondo stato eccitato.

# 6. MISURA DELLA FLUORESCENZA DELLA CDOM

La misura di fluorescenza si effettua con uno spettrofluorimetro e consente di ottenere, a seconda delle esigenze, spettri di eccitazione, di emissione o sincroni. Si ottiene uno spettro di eccitazione quando il campione e' eccitato con il monocromatore di eccitazione variabile in un campo di lunghezza d'onda  $(\lambda)$  (es: da 350 a 600 nm) e si registra uno spettro di emissione con un monocromatore di emissione tenuto fisso ad una lunghezza d'onda definita (es: 685 nm).

La  $\lambda$  di emissione deve essere superiore al limite massimo della  $\lambda$  di eccitazione per evitare che questa entri nel monocromatore di emissione saturandolo. Si ottiene uno spettro di emissione quando il

campione e' eccitato ad una  $\lambda$  fissa (es: 355 nm) per ottenere uno spettro di emissione in un intervallo variabile (es: da 370 a 600 nm). Per le stessa ragione sopra spiegata, in questo caso il limite inferiore dello spettro di emissione deve essere superiore alla  $\lambda$  di eccitazione. Si sceglie la lunghezza d'onda di eccitazione a 355 nm per uniformita' con la radiazione laser maggiormente usata per studi di CDOM, vale a dire la terza armonica del Neodimio-YAG che e' appunto a 355 nm. La fluorescenza sincrona consiste nell'eccitare una sostanza ad una  $\lambda$  variabile e registrare contemporaneamente un segnale di emissione ad una  $\lambda$  spostata di un intervallo fisso  $\Delta\lambda$  per ogni  $\lambda$  di eccitazione. Questa tecnica, di difficile interpretazione, combina una misura di eccitazione con una di emissione ottenendo, a seconda del  $\Delta\lambda$  scelto una maggiore risoluzione spettrale oppure una maggiore intensita' del segnale. Con un  $\Delta\lambda$ = 25 nm si ottengono spettri con 3 o 4 picchi di emissione/eccitazione in grado di identificare e quantificare in acque costiere gruppi di sostanze/cromofori. Questo metodo e' stato usato per lo studio degli essudati algali in relazione allo stato fisio-fenologico delle alghe per la ricerca di eventuali precursori di acidi umici/fulvici e nella formazione delle mucillaggini (Ferrari and Mingazzini 1995, Mingazzini et al. 1995). Per le esigenze del telerilevamento, allo scopo di ricercare le correlazioni tra fluorescenza e aCDOM, la tecnica spettroscopica piu' usata e' stata quella di emissione con  $\lambda$  di eccitazione = 355 nm. Lo spettro che si ottiene e' illustrato nella Figura 7. La figura mostra tre spettri caratterizzati da una stretta emissione Raman a 404 nm dovuta all'eccitazione delle molecole dell'acqua (secondo la terminologia anglosassone questo processo si chiama anche: inhelastic Raman scattering, a indicare la quasi contemporanea diffusione della luce dopo eccitazione) e da un largo picco di emissione a 440-450 nm dovuto alle sostanze fluorescenti presenti nella CDOM.Sulla base dell'esperienza di misure di campioni naturali con alte concentrazioni di CDOM, abbiamo ritenuto (presso il JRC Ispra) di standardizzare la misura con lo spettrofluorimetro Perkin-Elmer FL50:

Fs/Fqs x 10 = FS() S. FL. U.(Standardised Fluorescence Unit)

Dove Fs e' la misura di fluorescenza del campione ottenuto misurando l'altezza del picco a 440-450 nm, Fqs e' quello della soluzione standard di solfato di chinina 0.01 mg/l in 1 N di H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>. FS e' il valore standardizzato di fluorescenza indipendente dallo strumento di misura , mentre  $\lambda$  rappresenta la lunghezza d'onda di eccitazione. Si e' preferito non introdurre nella standardizzazione l'altezza del picco Raman (Hoge et al. 1993) per la difficolta' di estrarre dallo spettro l'emissione Raman quando in soluzioni concentrate risulta in parte riassorbito dallo stesso campione (inner filter effect). La normalizzazione sul Raman e' indispensabile allorquando si ottiene una emissione provocata da una eccitazione laser da una piattaforma remota come sara' spiegato nelle pagine successive.
<u>Efficienza quantica ( Q.Y. = Quantum Yield).</u> E' una grandezza che stabilisce l'entita' dell'energia raggiante assorbita da una molecola e trasformata in fluorescenza. L' efficienza quantica viene calcolata usando la relazione (Green and Blough, 1994):

$$\Phi_{s}(\lambda) = [F_{s}(\lambda) \ge a_{qs} \ge \Phi_{qs}]/[a_{s}(\lambda) \ge F_{qs}]$$

Dove s e qs si riferiscono rispettivamente al campione e alla soluzione di standard di referenza cioe': solfato di chinina con concentrazione di 0.5 mg/l in 0.1 N di H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> che ha un coefficiente di assorbimento  $a_s = 1.5 \text{ m}^{-1}$  a 355 nm;  $a_s(\lambda)$  rappresenta il coefficiente di assorbimento del campione alla lunghezza d'onda di eccitazione  $\lambda$  (in questo caso 355 nm). La fluorescenza  $F_s$  e  $F_{qs}$  si ottiene integrando lo spettro di emissione tra 420 e 460 nm. L'efficienza quantica del Solfato di Chinina  $\Phi_{qs}$ e' tipicamente 0.55. I valori dell'efficienza quantica della CDOM in acque costiere varia da 0.4 a 1.5 %. La *Fig.* 7 mostra alcuni valori medi calcolati per i mari del Nord Europa.

#### 6.1. Misura della fluorescenza CDOM con eccitazione laser

Fino al 1991, anche presso il JRC di Ispra, esisteva un gruppo di ricercatori che utilizzava un sistema LIDAR elicottero-trasportato per lo studio della qualita' dell'acqua con l'obbiettivo di determinare, tramite fluorescenza indotta: spessore e qualita' degli oli in superficie, le concentrazioni di CDOM e clorofilla e il coefficiente di attenuazione diffusa. Il laser a 355 nm e' quello che viene comunemente usato per la determinazione, attraverso la misura dell'emissione Raman a 404 nm del coefficiente di attenuazione della luce e con l'emissione a 450 nm la fluorescenza della CDOM. L'emissione Raman viene utilizzata come stima del cammino ottico della radiazione nella massa d'acqua. Maggiore e' l'emissione e piu' trasparente e' l'acqua e viceversa. La *Fig. 8* mette a confronto misure di fluorescenza effettuate con uno spettrofluorimetro in laboratorio con quelle ottenute operando con un LIDAR aviotrasportato AOL (Airborne Oceanographyc LIDAR della NASA) con un laser a 355 nm e normalizzando gli spettri con l'altezza del picco Raman a 404 nm.



Fig. 7 - Spettri di emissione ( $\lambda$  eccit. = 355 nm) di filtrati di acqua di mare (0.22 u di porosita') di A: Nord Atlantico (transetto Is. Canarie – Halifax, Canada), B: Golfo di Danzica (Mar Baltico, PL, 1994), C: Soluzione standard di Solfato di Chinina.



Fig. 8 - Esempi di fluorescenza CDOM determinati un laser fluosensore aviotrasportato (AOL) e con uno spettrofuorimetro di laboratorio per acque del Golfo del Messico. I campioni misurati in laboratorio sono stati filtrati con filtro 0.22 . Gli spettri in A e C sono originali mentre quelli in B e D sono normalizzati sull'altezza di ogni picco Raman. Il picco a ~530 nm, in B, e' da considerarsi un artefatto (Hoge et al. 1995).



Fig. 9 - Correlazione tra misure di fluorescenza ottenute con laser fluosensore e con spettrofluorimetro di laboratorio per le acque del Golfo del Messico, Monterey Bay e della area costiera Medio-Atlantica (1994). Questa rappresenta in pratica la curva di calibrazione dei dati d'aereo (Hoge et al. 1995).

Il risultato della correlazione tra i dati ottenuti in laboratorio e quelli telerilevati e' eccellente come dimostra la *Fig. 9.* Come abbiamo gia' affermato in precedenza, la fluorescenza della CDOM, comunque venga acquisita e standardizzata, correla in modo sorprendente con l' assorbimento della CDOM alla stessa lunghezza della eccitazione per acque di origine diversa. Questo sta a dimostrare che le variazioni dell'efficienza quantica non sono tali, almeno per ambienti marini non alterati, da determinare forti differenze nel tipo di dipendenza. Questo rappresenta un vantaggio poiche' puo' consentire, con l'uso del laser di esplorare e misurare in modo continuo l'assorbimento della CDOM a 355 nm in superficie per estese aree di mare e quindi di integrare il dati della misura puntuale spettrofotometrica. Per potere ottenere uno spettro di assorbimento della CDOM, e quindi i valori di assorbimento nel campo visibile, occorre pero' conoscere la pendenza spettrale S che puo' essere dedotta con buona approssimazione da un numero limitato di misure puntuali spettrofotometriche. Le *Figure 10, 11, 12* mostrano la dipendenza fluorescenza-assorbimento della CDOM per differenti aree di mare e in stagioni diverse mentre la tabella 1 i coefficienti delle espressioni statistiche ricavate da un'estesa serie di misure nei mari europei. La *Fig. 13* illustra un 4 tracciati di aCDOM ricostruiti sulla base di segnali di fluorescenza ottenuta con un laser fluosensore aviotrasportato. Le curve di calibrazione usate sono quelle mostrate nelle *Figure 9 e 11*.

Fig. 10 - Correlazione tra il coefficiente di assorbimento (375 nm) e la fluorescenza ottenuta da misure effettuate nel Golfo di Napoli, nella Sacca di Goro (delta del Po) e nella laguna di Venezia ('r di correlazione = 0.98, Ferrari and Tassan 1991).



Fig. 11 - Correlazione tra aCDOM e Fluorescenza (355 nm). I dati includono campionamenti in tempi diversi in differenti siti delle coste degli Stati Uniti. I dati della sottofigura B sono una espansione di quelli riquadrati nella sottofigura A (Hoge et al 1993).



Fig. 12 - Dipendenza tra aCDOM (a 355 nm) e la fluorescenza standardizzata (S.Fl.U.) per le aree di mare di Plymouth (Cornovaglia, G.B.), Texel (Mare del Nord e Wedden Sea, NL), Wilhemshaven (Mare del Nord, D) e Heringdorf (Mar Baltico,D).



Fig. 13 - Tracciati di aCDOM derivati da misure di fluorescenza misurata con laser aviotrasportato. Il tracciato e' stato ricostruito applicando le curve di calibrazione delle figure 13 e 15. I simboli · rappresentano le misure di assorbimento della CDOM effettuate in laboratorio su campioni raccolti contemporaneamente al passaggio dell'aereo (Hoge et al 1995).

Area test								Q.Y.	
Atlantico e Is. Canarie	S.Fl.U.	= -0.04(	±0.04) +	6.96( ±0	.15)aCDO	M 0	.93( 0.	33) r=0.9	93
Mediterraneo(G. del Lo	eone)	S.Fl.U.	= 0.033(	±0.01) +	4.91(± 0.2	22)aC	DOM	1.01( 0.3	37) r=0.93
Plymouth (G.B.)		S.Fl.U.	= 0.48(±	0.12) +	3.33( ±0.4	2)aCI	DOM	0.8( 0.1)	r=0.76
Texel (NL)	S.Fl.U.	= -1.27(	± 0.34) +	7.5(± 0.	.33)aCDOM	M 0	. <b>96</b> ( 0.	11) r=0.9	96
Wilhelmshaven (D)	S.Fl.U.	= -1.09(	±0.21) +	6.7( ±0.	71)aCDON	M 0	. <b>96(</b> 0.	08) r=0.9	99
Heringdorf (D)	S.Fl.U.	= -7.03(	± 0.62) +	9.35( ±	0.32)aCDC	OM 0	.97(0.1	l 2) r=0.9	7
Baltico meridionale. (1	994)	S.Fl.U.	= -3.45(±	0.28) +	8.62( ±0.8	)aCD	OM	0.99( 0.1	2) r=0.94

Tab. 1 - Equazioni di regressione che esprimono la dipendenza della fluorescenza standardizzata e la aCDOM a 355 nm, e l'efficienza quantica (Q.Y.) per aree di mare europee prevalentemente costiere. I dati sono frutto di una intensa campagna di misure bioottiche effettuate nel 1997 e 1998, nell'ambito del progetto COASTIOOC finanziato dalla Commissione della Comunita' Europea.

## 7. RUOLO DELLA CDOM NELL'OTTICA OCEANICA E NELLA BIOGEOCHIMICA

In tutti i luoghi osservati dove l'acqua di mare e' piu' o meno influenzata dagli apporti costieri, la CDOM, nel campo del telerilevamento, interferisce sostanzialmente nella stima satellitare del fitoplancton (Tassan 1988, Carder et al. 1989, Ferrari and Tassan 1992), anche se algoritmi, supportati da tecniche di modellizzazione bioottica inversa e validati da misure "in situ" di alta qualita', permettono ora, con molte limitazioni, una stima satellitare indipendente dalla clorofilla (Doerffer and Fischer 1994). La CDOM gioca un ruolo essenziale in una varieta' di processi biochimici in acque di superficie: 1) Poiche' assorbe la luce ultravioletta, la CDOM limita fortemente la penetrazione di radiazioni UV biologicamente dannose e quindi con questa azione di filtro protegge il fitoplancton e l'intero biota. 2) Stimola la crescita algale in condizioni di luce debole o in assenza di CO2. 3) Opera una chelazione degli oligoelementi e li rende disponibili per il biota. 4) Attraverso il processo di chelazione, mobilizza gli elementi inquinanti (metalli pesanti) evitandone accumulo e riducendone la tossicita'. 5) A seguito di un prolungato irraggiamento, a causa degli UV, subisce un processo di fotodegradazione con formazione di composti intermedi molto reattivi, es: (elettroni idratati e-aq che reagendo con O2 producono lo ione superossido (O2-) che successivamente conduce alla formazione di H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>). Alcuni di questi composti producono la fotodegradazione di materiali altrimenti non fotochimicamente alterabili (Zepp et al. 1977, Helz et al. 1994). E' stato anche riconosciuto un ruolo attivo della CDOM nella degradazione fotochimica del solfuro di metile (DMS) (Brugger et al 1998). 6) Condiziona in modo determinante il ciclo del carbonio negli ambienti dove e' presente in grande e variabile quantita': estuari, sistemi deltizi, laghi, ambienti costieri e mari chiusi (Mar Baltico e Mar Nero).

## 8. USO POSSIBILE DEL DATO ACDOM MISURATO O TELERILEVATO

1) Valutazione della fluorescenza naturale della CDOM, indotta dalla radiazione solare, come contributo alla radianza emergente dall'acqua e quindi alla riflettanza della massa d'acqua. Spitzer and Dirks (1985), in laghi costieri olandesi e Vodacek et al (1994), in zone costiere nordamericane, hanno sviluppato dei modelli che descrivono la ridistribuzione dei fotoni emergenti dalla superficie dell'acqua con l'aggiunta di quelli emessi dalla CDOM per fluorescenza naturale. Impiegando spettri di eccitazione/emissione, Vodacek ha trovato che, per le acque ad alto contenuto di CDOM, il contributo alla riflettanza puo' arrivare al 70% ma e' rapidamente ridotto in presenza di particelle diffondenti come spesso accade in acque costiere torbide. Lo stesso modello applicato al Mar Baltico, caratterizzato alta concentrazione in CDOM e bassa in sedimento sospeso, ha prodotto una variazione

della riflettanza dal 20 al 40% (Dowell 1998); 2) Stimare la salinita' superficiale in zone deltizie o di estuario. In questo caso sarebbe specificamente indicato l'uso del LIDAR aviotrasportato per l'alta risoluzione spaziale che puo' raggiungere. La CDOM trasportata dai fiumi in mare si comporta con buona approssimazione come un parametro conservativo almeno in sistemi poco influenzati da escursioni di marea e da venti. La diluizione della CDOM in mare e' inversamente proporzionale all'aumento di salinita'. Un esempio di buona correlazione e mostrato nella figura 14 dove sono messi in relazione misure puntuali di aCDOM e salinita' effettuate in superficie nel Golfo di Danzica in aprile, agosto e settembre 1994. L'equazione di regressione e': aCDOM(355 nm) = 9.87(0.5) - 1.15(  $\pm 0.07$ ) x SAL, r = 0.89. Questa espressione e' valida nel campo dei valori misurati di salinita' (bassa) del Baltico che sono da 0 a 8 g/l (Fig. 14). 3) La possibilita' piu' importante: riuscire, dove possibile, attraverso la CDOM a stimare la concentrazione di carbonio organico disciolto (DOC), il parametro fondamentale per studi del ciclo del carbonio. Mentre e' logico, e consolidato dalle numerose prove pratiche, un legame fisico tra assorbimento e fuorescenza perche' sono manifestazioni dello stesso fenomeno energetico cioe' l'interazione della luce con una molecola, quello tra CDOM (a o S.Fl.U.) e DOC rappresenta un fenomeno locale o stagionale anche se importante e geograficamente esteso. La relazione tra CDOM e DOC e' importante quantitativamente poiche' la maggior parte del DOC in alta e variabile concentrazione (>1ppm) si trova negli estuari, zone deltizie e aree costiere fino alla scarpata continentale; inoltre si trova nei mari chiusi come il Baltico (>3-4 ppm) e il mar Nero (>5 ppm). In mari oligotrofici o aperti e in zone oceaniche, almeno nello strato eufotico il DOC presenta concentrazioni basse e costanti inferiori al ppm. Ad esclusione di questi ultimi ambienti, la dipendenza (statistica) del DOC dalla CDOM e' stata accertata per cui, in prospettiva, potrebbe permettere l'uso dell'ottica, e quindi del telerilevamento, per la stima del DOC in vaste aree e integrare i pochissimi e poco accurati dati, che sono a disposizione in letteratura, per capire e studiare il ciclo del carbonio.

La correlazione tra DOC e aCDOM si presenta variabile da area a area per le differenti sostanze che costituiscono la CDOM in relazione soprattutto all'entità del carbonio non assorbente che puo' variare da 0 fino al 70% della concentrazione media del carbonio misurato (*Fig. 15*). Questo impone l'uso di regressioni ad applicazione locale e a volte con adattamenti stagionali. E' stato dimostrato un effetto ossidante sulla DOM indotto dalle radiazioni solari (in particolare le ultraviolette) durante i periodi di intensa irradiazione. Questo fenomeno puo' provocare alterazioni strutturali della molecola della DOM che si traducono in una ulteriore riduzione della frazione "cromoforica" (*Fig. 16*).



Fig. 14 – Correlazione tra aCDOM (355 nm) e salinità per campioni di superficie raccolti nel golfo di Danzica (PL) in Mar Baltico; \*Aprile,+Agosto e □ Settembre 1994 (Ferrari e Dowell, 1998)



Fig. 15 - Correlazione tra aCDOM(355 nm) e DOC (espresso indica che il DOC appartenente a DOM non assorbente e non fluorescente rappresenta il 60-70 % del valor medio totale. Golfo di Danzica (Mar Baltico, PL; aprile 1994) (Ferrari et al. 1996).



Fig. 16 - Correlazione tra aCDOM(355 nm)/f.u.(unita' relative di fluorescenza) e DOC (espresso qui in micro Moli di C per litro) nella area di mare della piattaforme continentale della costra est degli Stati Uniti. I dati si riferiscono a tutte quattro le stagioni. La retta di regressione e' ricavata con I dati di novembre 1993 e marzo e aprile 1994. Occorre notare che: 1) come nel caso della figura precedente, l'intercetta (tra il 60-70 uM C) e' indicativa di una rilevante quantita' di DOC non appaartenente a DOM "cromoforica", 2) la diversa regressione (retta non tracciata nella figura) tra aCDOM/f.u. e DOC per i dati relativi ad agosto 1993 (Vodacek et al 1997).

## **BIBLIOGRAFIA**

BRICAUD A., MOREL A, AND PRIEUR L. 1981. Absorption by dissolved organic matter (yellow substance) in the UV and visible domains. Limnol. Oceanogr. 26(1): 43-53.

BRISTOW M., NIELSEN D., BUNDY D. AND FURTEK R. 1981. Use of water Raman emission to correct airborne laser fluoresensor data for effect of watert optical attenuation. Appl. Opt. 20: 2889-2905.

BRUGGER A., SLEZAK D., OBERNOSTERER I., AND HERNDL, G.J. 1998. Photolysis of dimethyl sulfide in the northern Adriatic Sea; Dependence on substrate concentration, irradiance and DOC concentratioin. Mar. Chem. 47: 55-64.

CARDER K.L, STEWARD R.G., HARVEY G.R.AND ORTNER P.B. 1989. Marine humic and fulvic acids and their effects on thr remote sensing of ocean chlorophyll. Limn. Oceanogr. 34:68-81.

DOERFFER R., AND FISCHER J. 1994. Concentration of chlorophyll, suspended matter, and gelbstoff in case II waters derived from satellite coastal zone color scanner data with inverse modeling methods. J. Geoph. Res. 99(C4): 7457-7466.

DOWELL M.D. 1998. Optical characterisation and reflectance modelling in case II waters: quantitative tools for investigations of coastal environments. Ph D. dissertation. University of Southampton (G.B.)

FERRARI G.M., AND TASSAN S. 1991. On the accuracy of determining the light absorption by "yellow substance" through measurement of induced fluorescence. Limn. Oceanogr. 36: 777-786.

FERRARI G.M., AND TASSAN S. 1992. Evaluation of the influence of yellow substance absorption on the remote sensing of water quality in the Gulf of Naples: a case study. Internat. J. Remote Sensing 12: 2177-2189.

FERRARI G.M. AND MINGAZZINI M. 1995. Synchronous fluorescence spectra of dissolved organic matter (DOM) of algal origin in marine coastal waters. Mar. Ecol. Prog. Series. 125: 305-315.

FERRARI G.M. DOWELL M.D., GROSSI S., AND TARGA C. 1996. Relationship between the optical properties of chromophoric dissolved organic matter and total concentration of dissolved organic carbon in the southern Baltic Sea region. Mar. Chem. 55:299-316.

FERRARI G.M. AND DOWELL M.D. 1998. CDOM Absorption Charachteristics with Relation to Fluorescence and Salinity in Coastal Areas of the Southern Baltic Sea. Estuar. Coastal and Shelf Sci. 47: 91-105.

GIENAPP H. 1977. Quantum corrected ("true") fluorescence emission spectra of filtered water from the Elbe mouth. Dt. Hydr. Z. 32: 204-210

GREEN S.A., and Blough N.W. 1994. Optical absorption and fluorescence properties of chromophoric dissolved organic matter in natural waters. Limn. Oceanogr. 38: 1903-1916.

GROSSI S., TARGA C., BERTHON J.F., VAN DER LINDE D., AND ZIBORDI G. 1998. Proprieta' ottiche di assorbimento del particolato marino e della sostanza organica disciolta in prossimita' della piattaforma oceanografica "Acqua Alta" (Nord Adriatico). XIII Congresso della AIOL, 28-30 settembre 1998, Ancona.

HARVEY R.G., BORAN D.A., CHESAL L.A., AND TOKAR J.M. 1983. The structure of fulvic and humic acids. Mar. Chem. 12: 119-132.

HELTZ G.R., ZEPP R.G., AND CROSBY D.G. (Eds). 1994. Aquatic and Surface Photochemistry. Lewis Publisher, Boca Raton, FL.

HOGE F.E., VODACEK A., AND BLOUGH N.V. 1993. Inherent optical properties of the ocean: retrieval of the absorption coefficient of chromophoric dissolved organic matter from fluorecence measurements. Limn. Oceanogr. 38: 1394-1402.

HOGE F.E., WILLIAMS M.E., SWIFT R.N., YUNGEL J.K., AND VODACEK A. 1995. Satellite retrieval of absorption coefficient of chromophoric dissolved organic matter in continental margins. J. Geophys. Res. 100: 24847-24854.

JERLOV N.G. 1976. Marine Optics. Elsevier Sci. Publ. Amsterdam, pp 231.

JACKSON G.A. 1993. The importance of DOC pool for primary production estimates. ICES mar. Sci. Symp. 197: 141-148.

KALLE K. 1949. Dt. Hydrogr. 2.2, 117.

KLEMAS V., LYZENGA D., MATTEODA A., AND BOSTATER C. 1990. Requirements and prospects for remote sensing of coastal and estuarine processes. Proc. IGARSS 90, Washington, D.C. May 20-24. Vol. III pp. 2173-2175.

LARSON R.A., AND ROCKWELL A.L. 1980. Fluorescence spectra of water-soluble humic materials and some potential precursors. Arch. Hydrobiol. 89: 416-425.

MAYBECK M. 1982. Carbon, nitrogen and phosphorus transport by world rivers. Am. J. Sci. 282: 401-450.

MINGAZZINI M, COLOMBO S., AND FERRARI G.M. 1995. Application of spectrofluorimetric techniques to the study of mucilages in the Adriatic Sea: preliminary results. Sci. Tot. Environ. 165:133-144.

NYQUIST G. 1979. Investigation of some optical properties of sea-water with special reference to lignin sulphonates and humic substances. Ph. D. dissertation, Gotegorg Universitat, 200 pp.

RASHID M.A. 1985. Geochemistry of Marine Humic Compounds, Springer Verlag, New York.

Spitzer D., and Dirks R.W.J. 1985. Contamination of reflectance of natural waters by solar-induced fluorescence of dissolved organic matter. Appl. Opt. 24: 444-445.

SPITRY A., AND ITTEKOT V. 1986. Gelbstoff: 24 uncharacterised fractions of dissolved organic carbon. In: Influence of Yellow Substance on Remote Focusing of Sea-Water, Costituent from Space. GKSS Research Centre Goesthacht, Germany.

TASSAN S. 1988. The effect of dissolved "yellow substance" on the quantitative retrieval of chlorophyll and suspended sediment concentration from remote measurements of water colour. Int. J. Remote Sensing, 9,4: 787-797.

VODACEK A., AND PHILPOT W.D. 1987. Environmental effects on laser-induced fluorescence spectra of natural waters. Remote Sensing Environ. 21: 83-95.

VODACEK A. 1992. An explanation of the spectral variation in freshwater CDOM fluorescence. Limn. Oceanogr. 37(8): 1808-1813.

VODACEK A., GREEN S.A., AND BLOUGH N.V. 1994. An experimental model of the solarstimulated fluorescence of chromophoric dissolved organic matter. Limn. Oceanogr. 39(1): 1-11.

VODACEK A., BLOUGH N.V., DEGRANDPRE M.D., PELTZER T., AND NELSON R.K. 1997. Seasonal variation of CDOM and DOC in the Middle Atlantic Bight: Terrestrial inputs and photooxidation. Limn. Oceanogr. 42: 674-686.

ZEPP R.G., AND CLINE D.M. 1977. Rates of direct photolisys in aquatic environments. Environ. Sci. Technol. 11: 359-366.

YAMANAKA Y., AND TAJIKA E. 1997. Role of dissolved organic matter in the marine biogeochemical cycle: studies using an ocean biogeochemical general circulation model. Global Biogeoch. Cycles. 11(4): 599-612.

## METODOLOGIE DI ANALISI: LIDAR

Marco Bazzani, Giovanna Cecchi, Luca Pantani Istituto di Ricerca sulle Onde Elettromagnetiche "Nello Carrara"(IROE) Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR) Via Panciatichi, 64 – 50127 Firenze

### **1. INTRODUZIONE**

Il termine LIDAR, acronimo di LIght Detection And Ranging, è stato introdotto nel 1953 [Middleton e Silhaus 1953] ed indica un sistema per l'individuazione di bersagli (detection) e la misura della loro distanza (ranging) mediante l'uso di luce (light). Attualmente si indica con LIDAR ogni sistema di telerilevamento basato sull'impiego di sorgenti laser, mentre si usano termini come "Telemetro laser" o "Range finder" per quei sistemi che si limitano a individuare il bersaglio e a misurarne la distanza dal sensore.

In sostanza il LIDAR è un sensore che ha una forte analogia di principio con il RADAR: nel LIDAR la radiazione elettromagnetica che "sonda" il bersaglio opera nel campo delle frequenze ottiche, invece che delle microonde, come nel caso del RADAR. Il fatto però di operare a frequenze ottiche permette di sfruttare le interazioni della radiazione elettromagnetica di alta frequenza con il bersaglio e di definirne, almeno in linea di principio i costituenti, oltre a darne un'alta definizione spaziale.

I primi impieghi di sensori LIDAR hanno riguardato il telerilevamento atmosferico [Fiocco e Smullin 1963, Ligda, 1963] e solo successivamente il telerilevamento delle acque [Hickman e Hogg 1969, Measures e Bristow 1971, Fantasia et al. 1971] e del suolo [Wiesemann 1978, Hoge et al. 1983, Pantani e Pippi 1983; Cecchi et al. 1985b]. L'applicazione più recente riguarda il controllo delle opere d'arte [Cecchi et al. 1996, Raimondi et al. 1998].

In questo lavoro, dopo un breve richiamo sui principi di funzionamento del LIDAR, si descrivono le metodologie di analisi LIDAR, con particolare riguardo al controllo delle acque e della vegetazione.

## 2. IL LIDAR

Nella sua forma più schematica (*Fig. 1*) il LIDAR è costituito da una sorgente laser il cui fascio, eventualmente collimato da un opportuno sistema ottico, colpisce il bersaglio. La radiazione retrodiffusa è raccolta da un telescopio ed inviata al sistema di rivelazione e acquisizione dei dati. Il segnale è quindi memorizzato su un *computer*, che in genere gestisce anche la tipologia di acquisizione della misura.

I principali processi fisici che si possono utilizzare nel telerilevamento LIDAR [Hinkley 1976, Measures 1983] sono due: la diffusione elastica, in cui la lunghezza d'onda della radiazione rivelata  $(\lambda_i)$  coincide con quella d'eccitazione  $(\lambda_0)$ , e la diffusione anelastica, in cui la lunghezza d'onda della radiazione rivelata è diversa da quella d'eccitazione ed è quella che dà le informazioni sulle caratteristiche chimico-fisiche del bersaglio in esame.

Entrando nei dettagli, se si esamina un sistema materiale, costituente il bersaglio, posto a distanza R dal LIDAR, l'energia E ricevuta all'istante t<sub>0</sub> e alla lunghezza d'onda  $\lambda_i$  per diffusione sul sistema è data, in assenza di fenomeni di diffusione multipla [Kattawar e Plass 1976], da:

$$E(R,\lambda_{0},\lambda_{i}) = \left(\frac{KE_{0}}{R^{2}}\right) \cdot \eta(R)\beta(R,\lambda_{0},\lambda_{i})\exp\left\{-\int_{0}^{R} [\alpha_{0}(r) + \alpha_{i}(r)]dr\right\}$$
(1)

dove  $E_0$  è l'energia dell'impulso laser, K una costante e  $\eta(R)$  un "fattore di forma" [Pantani 1981] dipendenti entrambi dalla struttura del sistema;  $\beta(R, \lambda_0, \lambda_i)$  è un coefficiente che tiene conto del rendimento del processo analizzato e del numero di molecole eccitate dal fascio laser, infine  $\alpha_n(r)$ indica il coefficiente di estinzione globale del mezzo di propagazione nel punto r alla lunghezza d'onda  $\lambda_n$ .

### 3. METODOLOGIE LIDAR [Hinkley 1976, Measures 1983]

Per potere sviluppare le metodologie relative all'analisi del segnale LIDAR occorre prendere in esame i meccanismi di interazione che avvengono tra la radiazione elettromagnetica ed il bersaglio.

Nella (1) compaiono due termíni che tengono conto della interazione del campo elettromagnetico con la materia. Il primo,  $\beta(P, \lambda_0, \lambda_i)$ , è il rapporto fra l'energia retrodiffusa dal bersaglio alla lunghezza d'onda  $\lambda_i$  e quella inviata alla lunghezza d'onda  $\lambda_0$ , mentre il secondo,  $\alpha_n(r)$ , quantifica la radiazione che si perde durante il cammino di propagazione per assorbimento o perché diffusa in direzioni diverse da quella del ricevitore.



Fig.1 - Schema di principio del LIDAR.

Lo spettro della radiazione diffusa contiene informazioni sulle caratteristiche sia qualitative che quantitative del bersaglio. I fenomeni di diffusione possono essere descritti, come già accennato, secondo due processi principali: la diffusione elastica e la diffusione anelastica (figure 2 e 3).

Nella diffusione elastica la lunghezza d'onda ricevuta è la stessa di quella d'eccitazione ( $\lambda_1 = \lambda_0$ ); si distinguono due casi: la diffusione di Mie e quella di Rayleigh. Le applicazioni della diffusione elastica al telerilevamento LIDAR, quali la batimetria [Hickman e Hogg 1969] e il LIDAR a riflettanza differenziale [Vujkovic Cvijin et al. 1987] non sono discusse in questo lavoro.

La diffusione di Mie (*Fig.2a*) spiega l'urto elastico classico che avviene quando le dimensioni delle particelle da rivelare sono maggiori o confrontabili con la lunghezza d'onda di eccitazione. La *Fig. 2b* rappresenta invece la diffusione di Rayleigh, che ha luogo a livello atomico o molecolare ed è in fase con la radiazione incidente. Nella diffusione elastica l'interazione avviene a livello di stati virtuali del sistema e perciò senza un apprezzabile scambio di energia fra la radiazione incidente e il sistema materiale. Per queste ragioni la diffusione elastica non permette un'analisi quantitativa della composizione del bersaglio, ma solamente delle sue caratteristiche geometriche.

La diffusione anelastica è caratterizzata da  $\lambda_1 \neq \lambda_2$  e tiene conto degli scambi di energia fra radiazione incidente e stati interni del bersaglio. Mediante l'analisi della radiazione diffusa anelasticamente si possono quindi ottenere informazioni quantitative sui parametri chimico-fisici del bersaglio stesso. Per il telerilevamento LIDAR rivestono particolare interesse la diffusione Raman e la fluorescenza.



Fig. 2 - Diffusione elastica. a) Diffusione di Mie, b) diffusione di Rayleigh.



Fig. 3 - Diffusione anelastica. a) Diffusione Raman, b) diffusione Raman di risonanza, c) fluorescenza.

La diffusione Raman è il processo schematizzato in Fig. 3a, caratterizzato dall'eccitazione di uno stato virtuale (e pertanto a vita media nulla) del sistema materiale e dal simultaneo ritorno ad un livello

reale, ma diverso da quello iniziale. Pertanto la diffusione Raman risulta spostata in frequenza rispetto alla frequenza della radiazione incidente di una quantità proporzionale all'energia interna del sistema materiale e, essendo questo un processo del secondo ordine, ha una sezione d'urto inferiore di circa tre ordini di grandezza rispetto alla diffusione Rayleigh.

Poiché la sezione d'urto per la diffusione Raman è inversamente proporzionale alla differenza fra la frequenza di assorbimento di un livello e la frequenza di eccitazione, quando questa è vicina o coincidente a un livello del sistema (*Fig.3b*), si ha un sostanziale aumento della sezione d'urto: questo processo è chiamato diffusione Raman di risonanza.

La fluorescenza è l'emissione spontanea (*Fig. 3c*) che risulta dall'assorbimento della radiazione elettromagnetica incidente, la cui frequenza porta il sistema in uno stato o in una banda eccitata. Il successivo decadimento avviene con emissione di fotoni le cui transizioni riportano il sistema a livelli più bassi in energia (tra i quali può esserci anche quello iniziale). Si ha perciò fluorescenza soltanto quando la radiazione di eccitazione si trova in una particolare banda di assorbimento del materiale. La sezione d'urto della fluorescenza risulta generalmente più grande di quella della diffusione di assorbimento, successivamente quello di emissione, questi due processi coinvolgono un tempo intrinseco, che è caratteristico del sistema, detto vita media di fluorescenza. Questo parametro, dell'ordine del nanosecondo o minore per molecole organiche complesse, può essere utile nell'analisi delle caratteristiche del bersaglio, pur richiedendo sistemi di eccitazione e rivelazione molto sofisticati.

Sia l'emissione Raman che l'emissione di fluorescenza sono caratterizzate da parametri, spostamento di frequenza in un caso, frequenza di emissione e vita media nell'altro, che sono caratteristici della specie diffondente e danno entrambe luogo a segnali la cui intensità è proporzionale alla densità della specie stessa. Attraverso il telerilevamento di tali parametri è perciò possibile avere un'analisi della struttura fine del bersaglio.

## 4. LIDAR A FLUORESCENZA

Con il termine LIDAR a fluorescenza si indica un sistema LIDAR con cui è possibile analizzare le componenti di radiazione diffuse anelasticamente dal bersaglio. Il LIDAR "a fluorescenza" è perciò, almeno potenzialmente, anche un LIDAR "Raman", anzi, come si vedrà nei paragrafi successivi, il segnale Raman è fondamentale per il telerilevamento LIDAR delle acque.

Poiché il LIDAR a fluorescenza è essenzialmente destinato al telerilevamento delle acque e della

superficie terrestre, risulta opportuno separare nella (1) i termini atmosferici:

$$E(R,\lambda_0,\lambda_i) = \left(\frac{KE_0}{R^2}\right) \cdot \eta(R)\beta(R,\lambda_0,\lambda_i) \exp\left\{-H[\alpha_0(H) + \alpha_i(H)] - \int_{H}^{R} [\alpha_0(r) + \alpha_i(r)]dr\right\}$$
(2)

essendo H la lunghezza di propagazione in atmosfera e  $\alpha_n(H)$  il valor medio di  $\alpha_n(r)$  su H.

Le prime applicazioni del LIDAR a fluorescenza hanno riguardato il telerilevamento di chiazze di idrocarburi sulla superficie del mare. In seguito la spettroscopia di fluorescenza è stata estesa ai rilievi di sostanze organiche, sospese o disciolte nella colonna d'acqua, di organismi fotosinteticamente attivi (fitoplancton e vegetazione di fondale, di mucillagini. La stessa tecnica fornisce ottimi risultati per il telerilevamento della vegetazione.

Un aspetto importante è dato dal fatto che la maggior parte delle sostanze che compongono i bersagli ambientali presenta un forte assorbimento nel vicino ultravioletto. Questa caratteristica può risultare particolarmente utile perché consente, in linea di principio, di eccitare contemporaneamente più composti e di riconoscerli nel caso in cui presentino spettri di fluorescenza diversificati.

Un limite inferiore alla lunghezza d'onda da impiegare in eccitazione è dato dalla trasmissione atmosferica. Infatti non è possibile scendere al di sotto dei 300 nm a causa essenzialmente dell'assorbimento dovuto all'ozono. E' per questo che inizialmente sono stati impiegati laser ad N<sub>2</sub> e poi laser ad eccimeri (XeCl  $\lambda_0$ =308nm) o laser a Nd:YAG triplicati ( $\lambda_0$ =355nm).

Il sistema ricevente è a più canali centrati sulle lunghezze d'onda di interesse. La selezione dei canali è, di solito, effettuata con uno spettrometro a reticolo anche se esistono esempi di sistemi con selezione affidata a filtri interferenziali.

Come esempio di LIDAR a fluorescenza si descrive il FLIDAR<sup>®</sup>, realizzato presso l'IROE-CNR di Firenze [Castagnoli et al. 1986], che ha segnato l'inizio di una nuova generazione di LIDAR a fluorescenza per il telerilevamento delle acque e della vegetazione.

### 4.1 II FLIDAR

Il FLIDAR dell'IROE-CNR è stato appositamente sviluppato per il telerilevamento ambientale sia da terra che da aereo [Cecchi e Pantani 1994]. Da questo punto di vista i primi requisiti da soddisfare sono stati ingombri e pesi contenuti, basso consumo di potenza elettrica e facilità d'uso. Questo ha comportato anche la progettazione e lo sviluppo di sorgenti laser *ad hoc*.

Il sistema finale è un lidar ad alta risoluzione spettrale nel visibile in grado di eseguire ad ogni impulso laser uno spettro completo di 512 punti su una finestra spettrale che può essere al massimo larga 300 nm. Il consumo di energia elettrica ed il suo peso complessivo sono minori di 500 W e 150 Kg rispettivamente, mentre le dimensioni sono tali da permettere l'installazione di tutto il sistema su furgone (attualmente un FIAT Ducato) e su piccole piattaforme aeree come un elicottero AB212 e un aereo P68. Nella *Fig. 4* è presentato lo schema a blocchi dell'ultimo prototipo della famiglia FLIDAR<sup>®</sup> [Cecchi et al. 1992].



Fig. 4 – Schema a blocchi del FLIDAR<sup>®</sup>-3 dell'IROE-CNR.

La parte ottica del sistema, indicata nella figura come optical module, è costituita dalle sorgenti laser e dal telescopio. Le sorgenti laser, sviluppate all'IROE-CNR, sono un laser ad eccimeri (XeCl, @ 308nm) e un laser a colorante pompato dall'eccimero (Coumarin 47, @ 480nm). La scelta dell'ultravioletto (UV) è dovuta al forte assorbimento che molte molecole organiche hanno in tale banda, dando quindi un'intensa emissione di fluorescenza. La radiazione a 480 nm è invece particolarmente indicata per il controllo della vegetazione, in quanto tale lunghezza d'onda è vicino al picco di assorbimento del secondo stato di singoletto della molecola di clorofilla [Lichtenthaler e Rinderle 1988]. In questo modo viene principalmente eccitata selettivamente la fluorescenza della clorofilla. Il segnale è raccolto da un telescopio Newtoniano che ha un diametro di 25 cm e una lunghezza focale di 1 m. Un cavo a fibre ottiche trasferisce il segnale dal piano focale del telescopio alla fenditura di ingresso di uno spettrometro. Il sistema di rivelazione e acquisizione è costituito da un rivelatore ad *array* di diodi intensificato e *gateable* con 512 canali e da un analizzatore ottico multicanale (OMA III dell'EG&G). La parte elettronica (*electronic module*) è connessa a quella ottica soltanto tramite fibre ottiche, sia per il trasferimento del segnale che per il controllo del laser, cosicché le due parti sono separate elettricamente in modo da minimizzare l'interferenza elettromagnetica. Dopo ogni impulso laser, viene acquisito uno spettro passivo (*background*) e sottratto in tempo reale dal precedente. In questo modo lo spettro acquisito deve soltanto essere corretto per la risposta spettrale del rivelatore e delle ottiche. Il FLIDAR può essere rimosso facilmente dal furgone e installato su piattaforme diverse. La prima piattaforma aerea adottata per controllare le prestazioni del FLIDAR è stata un elicottero (AB 212 della Marina Militare Italiana) in quanto questo tipo di piattaforma consente anche altezze di volo basse e velocità ridotte. Il sistema è stato infine installato su un aereo operando con successo sia nel controllo del mare che della vegetazione.

### 5. TELERILEVAMENTO DELLE ACQUE

Il LIDAR è un sensore di notevole interesse per il telerilevamento delle acque naturali. Infatti le caratteristiche di buona penetrazione della radiazione visibile e la capacità di risoluzione in distanza ne fanno l'unico sensore capace di fornire informazioni sulla colonna d'acqua. Ci si limiterà ad analizzare l'uso della radiazione emessa per effetto Raman e per fluorescenza, tralasciando deliberatamente gli usi della diffusione elastica, come la batimetria [Measures 1983].

Le tecniche LIDAR risultano particolarmente adatte per il telerilevamento delle acque di classe 2, secondo la classificazione di Morel [Morel 1980], come le acque costiere e quelle lagunari. Per questo tipo di acque l'impiego di sensori ottici passivi è abbastanza critico [Alberotanza e Zandonella 1980] perché la radiazione emessa dalla superficie del mare (*upwelling radiance*) è data dal contributo di una grande quantità di sostanze naturali e antropiche, sospese e disciolte nella colonna d'acqua, non note a priori, e molto spesso anche dal contributo del fondale marino. In queste condizioni gli algoritmi usati per l'analisi dei dati, che forniscono ottimi risultati per acque oceaniche, o comunque in mare aperto, non possono essere applicati. Grazie all'alta risoluzione spettrale, il LIDAR a fluorescenza consente una buona discriminazione fra la sostanza gialla e i pigmenti e la separazione fra i contributi della colonna d'acqua e del fondale, risolvendo temporalmente il segnale retrodiffuso.

Il segnale Raman ha un ruolo cruciale nel telerilevamento delle acque naturali. La banda Raman data dall'OH-stretching della molecola d'acqua mostra uno spostamento di frequenza pari a 3400 cm<sup>-1</sup> rispetto alla frequenza di eccitazione. Questo spostamento permette una buona separazione fra il

segnale della colonna d'acqua e la retrodiffusione elastica. Il segnale Raman ha un'intensità elevata data l'alta concentrazione di molecole, inoltre, eccitando nell'UV, la sezione d'urto Raman aumenta drasticamente sia perché la sezione d'urto Raman aumenta con la quarta potenza della frequenza di eccitazione, sia perché il processo Raman è quasi risonante. Queste due caratteristiche, risonanza e grande spostamento in frequenza, rendono il segnale Raman particolarmente adatto per il telerilevamento.

#### 5.1. Temperatura di colonna d'acqua

Il telerilevamento della temperatura dell'acqua marina è attualmente ottenuto tramite radiometri nell'infrarosso termico o a microonde. Nonostante si abbia una sensibilità elevata (0.1 °C), la temperatura misurata è relativa alla sola superficie marina (*skin temperature*) a causa della bassa penetrazione in acqua a queste lunghezze d'onda.



Fig. 5 – Spettri Raman di acqua distillata a varie temperature, normalizzati al punto isosbesto.

Il telerilevamento della temperatura di colonna d'acqua può essere effettuato con sensori LIDAR, sfruttando la buona penetrazione in acqua di luce visibile o ultravioletta.

La misura LIDAR della temperatura è ottenuta dall'analisi della forma spettrale del segnale Raman dell'OH-*stretching* della molecola d'acqua rilevato ad alta risoluzione nella banda compresa fra 2900 e 3900 cm<sup>-1</sup> [Leonard et al. 1979]. Lo spettro Raman mostra in prima approssimazione due bande principali (*Fig. 5*), correlate alla concentrazione di differenti classi di oscillatori OH nelle molecole d'acqua. Le variazioni di temperatura, che influenzano queste concentrazioni, modificano la forma spettrale del segnale Raman [Walrafen et al. 1986]. La *Fig. 5* mette in evidenza la variazione con la

temperatura dello spettro Raman: la parte dello spettro a frequenza minore  $(3000-3400 \text{ cm}^{-1})$ diminuisce con la temperatura, mentre la parte a frequenza più alta  $(3400-3800 \text{ cm}^{-1})$  aumenta. Operando una deconvoluzione con tre gaussiane (*Fig. 6*) il rapporto fra le intensità delle due gaussiane principali ha una dipendenza lineare con la temperatura [Raimondi e Cecchi 1995]. Buoni risultati relativi all'impiego di questa tecnica sono stati ottenuti anche in campo [Bazzani et al. 1999].



Fig. 6 – Deconvoluzione di uno spettro Raman di acqua distillata con tre gaussiane.

### 5.2. Inquinamento da idrocarburi

Data l'alta efficienza quantica di fluorescenza delle molecole di idrocarburi, il rilevamento di chiazze di petrolio sulla superficie del mare è stata la prima applicazione al telerilevamento delle acque proposta per il LIDAR a fluorescenza.

Anche altri sensori, quali lo SLAR, le telecamere all'infrarosso ecc. [Massin 1984], permettono il telerilevamento di chiazze di idrocarburi attraverso le modifiche che esse introducono in alcune caratteristiche della superficie, quali lo spettro delle onde gravito-capillari (SLAR) o la temperatura apparente (sensori IR). Tali modifiche possono però essere indotte anche da altre cause, come particolari condizioni di vento, e non si ha quindi una certezza di rilevamento. Il LIDAR a fluorescenza fornisce una indicazione della presenza della chiazza e permette di stabilire la classe di appartenenza dell'idrocarburo.

L'identificazione dell'idrocarburo costituente la chiazza comporta in sostanza l'identificazione del suo spettro di fluorescenza tra spettri analoghi, cosa che rende necessaria la disponibilità di un archivio di spettri di fluorescenza dei vari petroli. É stato dimostrato che con opportune operazioni di

correlazione sugli spettri è possibile distinguere gli idrocarburi in tre classi: greggi, raffinati leggeri, olii pesanti [Q'Neal et al. 1981] e che lo stesso risultato si può ottenere esaminando l'emissione di fluorescenza a due sole lunghezze d'onda, purché opportunamente scelte [Cecchi et al. 1986]. Vi sono inoltre indicazioni della possibilità di effettuare una discriminazione all'interno della classe, utilizzando l'emissione di fluorescenza a più di due lunghezze d'onda. Una ulteriore informazione utile per l'identificazione dell'idrocarburo è data dall'analisi del tempo di decadimento della fluorescenza a lunghezze d'onda opportunamente scelte [Measures et al. 1974].

Il forte assorbimento e l'alta efficienza di fluorescenza degli idrocarburi, per eccitazioni comprese tra il vicino ultravioletto e circa 450 nm, ha concentrato su tali regioni l'attenzione per la scelta della sorgente laser. Mentre i primi esperimenti sono stati effettuati con laser ad azoto operante a 337 nm [Measures e Bristow 1971, O'Neil et al. 1980], si è poi preferito il laser ad eccimeri, in particolare lo XeCl (308 nm), che è stato dimostrato essere la soluzione ottimale per l'individuazione e il riconoscimento degli idrocarburi [Burlamacchi et al. 1983].

Un dato importante sullo spessore del film può essere ottenuto con il LIDAR, purché tale spessore sia minore della profondità di penetrazione della radiazione nel film a  $\lambda o e \lambda i$ . La misura può essere effettuata sia determinando l'intensità della radiazione emessa per fluorescenza, sia determinando l'attenuazione dell'emissione Raman dell'OH, che aumentano entrambe all'aumentare dello spessore [Cecchi et al. 1984]. Mentre l'uso dell'emissione di fluorescenza è più indicato per spessori compresi tra la profondità di penetrazione e circa 1  $\mu$ m, sotto tale spessore risulta più conveniente l'uso dell'emissione Raman [Cecchi et al. 1984]; sperimentalmente sono stati rilevati spessori fino ad un minimo di 10 nm [Burlamacchi et al. 1983]. Per la misura di spessori relativamente elevati può risultare interessante l'uso di lunghezze d'onda intorno a 420-450 nm, quali si possono ottenere da un laser a colorante pompato da un laser ad eccimeri, data la loro maggiore profondità di penetrazione nel film.

### 5.3. Telerilevamento dell'inquinamento delle acque

Il rilevamento delle chiazze di idrocarburi è solo un caso particolare, anche se di notevole rilievo, del telerilevamento di inquinanti disciolti o sospesi nella colonna d'acqua o flottanti sulla sua superficie. Poiché molti inquinanti emettono radiazione per fluorescenza quando sono stimolati da un fascio laser, il LIDAR a fluorescenza, con la sua capacità di penetrazione nella massa d'acqua, sembra essere l'unico sensore di telerilevamento capace di individuarli. La stessa concentrazione di inquinante nella colonna d'acqua può dar luogo ad una diversa intensità di fluorescenza, a seconda della penetrazione

del fascio laser, che varia al variare della trasparenza dell'acqua stessa, *a priori* sconosciuta. Questo ostacolo può essere superato usando come riferimento il segnale Raman dell'acqua, la cui intensità è proporzionale all'altezza della colonna d'acqua penetrata [Bristow et al. 1981].

## 5.4. Telerilevamento delle sostanze organiche disciolte (DOM)

Impiegando un laser nell'ultravioletto, la fluorescenza indotta da laser relativa alla banda compresa fra 400 e 600 nm è principalmente dovuta alle sostanze organiche disciolte nella colonna d'acqua (*Fig. 7*), di solito indicate con i termini sostanza gialla, gelbstoff, o Dissolved Organic Matter (DOM). Queste sostanze possono avere origine sia naturale, come gli acidi umici o prodotti di degradazione del plancton, sia antropica, come rifiuti urbani o industriali. Lo spettro di fluorescenza può avere forme e intensità diverse a seconda dei casi, come la posizione geografica (acque costiere o mare aperto) e la stagione. Dato che la DOM è distribuita uniformemente nella colonna d'acqua, l'intensità del segnale di fluorescenza dipende sia dalla sua concentrazione, che dal volume d'acqua illuminato dal fascio laser. È perciò necessario utilizzare il segnale Raman come riferimento per valutare l'effettiva concentrazione di DOM [Bristow et al. 1981]. Il rapporto tra l'ampiezza del picco dello spettro di fluorescenza e quella del picco del segnale Raman è ritenuto una buona indicazione della concentrazione della DOM [Bristow e Nielsen. 1981], che è un parametro di notevole importanza per la valutazione della qualità delle acque. Un buon accordo è stato ottenuto tra misure di DOM tradizionali e con LIDAR a fluorescenza, come mostrato in *Fig. 8* [Alberotanza et al. 1995].

L'impiego di sensori ad alta risoluzione spettrale permette anche l'identificazione di componenti della DOM che hanno particolari firme spettrali. Buoni risultati sono stati ottenuti nella determinazione del sulfonato di lignina, un sottoprodotto della lavorazione del legno [Bristow 1981] e degli acidi umici.



Fig. 7 – Spettro di fluorescenza della DOM rilevato in campo con il FLIDAR-3.



Fig. 8 – Confronto fra misure di DOM ottenute con il FLIDAR-3 e con tecniche tradizionali (ISDGM) nel bacino centrale della laguna di Venezia.

## 6. TELERILEVAMENTO DELLA VEGETAZIONE

Il telerilevamento della fluorescenza eccitata dal laser nella vegetazione è una delle recenti applicazioni del LIDAR [Cecchi et al. 1985b] e dimostra una notevole potenzialità nello studio delle piante.

La fluorescenza degli organismi fotosintetici, fitoplancton e fitobenthos inclusi, è dovuta alla presenza di vari pigmenti che possono variare sia per tipo che per concentrazione a seconda dell'organismo in esame; molti di essi, e principalmente la clorofilla, sono coinvolti nel trasporto di elettroni che sta alla base del processo fotosintetico. Ne segue che l'attività fotosintetica può influenzare l'andamento dello spettro di fluorescenza, visto che il trasporto elettronico fra i pigmenti e il sistema fotochimico è in competizione col processo stesso di fluorescenza. Lo spettro risultante mostra una forma complessa che dipende anche dallo stato dell'organismo sotto esame, dando informazioni sia sul contenuto di pigmenti, che sulle sue condizioni di salute.

La fluorescenza, quindi, va vista come una tecnica di controllo non distruttivo, che fornisce informazioni sullo stato di salute della vegetazione e sulle sue alterazioni molto prima che queste siano rivelabili a occhio nudo o mediante altre forme di telerilevamento basate sulla modifica di caratteristiche esterne, come la riflettanza spettrale nell'infrarosso.

Proprio però per il suo stretto legame con il processo fotosintetico, la fluorescenza di clorofilla dipende, oltre che dallo stato della pianta, dalle condizioni di illuminazione ambiente [Cecchi et al. 1985]. E' perciò necessario che la misura con LIDAR a fluorescenza sia accompagnata da una misura della radiazione fotosinteticamente attiva (PAR) incidente sulla pianta.

## 6.1. Telerilevamento del fitoplancton

Nell'ambiente marino il fitoplacton si trova sospeso nella regione eufotica della colonna d'acqua con una distribuzione in concentrazione che varia anche durante l'arco della giornata. Una semplice valutazione della concentrazione di fitoplancton, ampiamente usata sia in laboratorio che in campo, si ottiene misurando l'intensità del picco di fluorescenza della clorofilla a circa 680 nm impiegando lunghezze d'onda di eccitazione opportune. Questa stessa tecnica è impiegata anche nel telerilevamento LIDAR. [Kim 1973, Hoge e Swift 1981b].

Essendo il fitoplancton distribuito nella colonna d'acqua anche in questo caso è necessario assumere come riferimento il segnale Raman dell'acqua, in modo da ottenere misure di concentrazione relative al volume d'acqua penetrato dal raggio laser. Tuttavia è necessario tenere conto che la luce alla lunghezza d'onda di fluorescenza della clorofilla è trasmessa poco in acqua per cui questi rilievi si limitano ai primi metri della colonna d'acqua.

Nell'analisi del fitoplancton possono apparire, oltre a quella a 680 nm, altre bande di fluorescenza dovute a pigmenti caratteristici dei vari ceppi fitoplanctonici [Mumola et al. 1973]; tali bande, quali quelle relative alla ficocianina e alla ficoeritrina, possono essere utilizzate per l'identificazione dei ceppi stessi (Fig. 9), fornendo un'informazione di alto interesse ecologico. E' stata inoltre dimostrata la possibilità di impiegare il rapporto fra le intensità di fluorescenza a 675 nm e 740 nm per un controllo su processi di degrado in colture di fitoplancton [Bazzani et al. 1992].



Fig. 9 - Spettri di fluorescenza di vari tipi di fitoplancton [Bazzani et al. 1992].

## 6.2. Telerilevamento del fitobenthos

Le macroalghe e le fanerogame, appartenenti al fitobenthos, sono importanti indicatori della qualità dell'ambiente marino. Il loro controllo è una delle applicazioni più recenti del LIDAR a fluorescenza. Attualmente sono stati effettuati alcuni esperimenti che hanno riguardato principalmente il rilievo di praterie di *Posidonia Oceanica*, un tipo di vegetazione bentonica che riveste un ruolo importante nell'ecosistema del Mar Mediterraneo. I primi esperimenti hanno riguardato sia analisi di laboratorio che in campo [Agati et al. 1995] (*Fig. 10*) e più recentemente sono stati studiati gli effetti da inquinamento da metalli pesanti [Cecchi et al. 1998].



Fig. 10 - Spettri di fluorescenza di Posidonia Oceanica in vivo, ottenuti con il FLIDAR-3.

Altri esperimenti preliminari sono stati svolti per il telerilevamento LIDAR della vegetazione bentonica già nel 1992, impiegando sia un lidar a fluorescenza ad alta risoluzione spettrale che un LIDAR ad immagini di fluorescenza [Alberotanza et al. 1995].

# 6.3. Telerilevamento della vegetazione terrestre

Un tipico spettro di fluorescenza di una pianta è composto da due bande spettrali piuttosto larghe (*Fig. 11*), la prima nella regione blu-verde e la seconda nel rosso. La fluorescenza blu-verde mostra un picco a 450 nm con una spalla a circa 530 nm, che può essere dovuta a vari pigmenti e ai loro prodotti, ma la sua origine non è stata ancora spiegata. La fluorescenza della vegetazione nel rosso, che mostra approssimativamente due bande sovrapposte con picchi a 685 nm e a 730 nm, è invece ben conosciuta e dovuta principalmente alla clorofilla. La forma spettrale di questa banda differisce da quella del fitoplancton per la presenza, molto pronunciata, del picco a 730 nm. La banda di fluorescenza nel rosso è legata all'attività del fotosistema II nella fotosintesi [Murata e Saton 1986] e in particolare il rapporto fra le intensità dei due picchi, noto anche come *Red Fluorescence Ratio* (RFR) è considerato un buon indice nel telerilevamento della vegetazione [Valentini et al. 1994].



Fig. 11 – Spettro di fluorescenza in vivo (lunghezza d'onda di eccitazione: 337 nm) di una foglia di Salvia splendens e sua deconvoluzione con quattro gaussiane: i punti sperimentali sono indicati con cerchietti, le quattro gaussiane con linee tratteggiate, mentre il fondo costante è riportato con una linea punteggiata. La linea continua indica la curva risultante dalla deconvoluzione.

Attraverso lo spettro di fluorescenza è quindi possibile derivare l'efficienza della fotosintesi (*Fig. 12*) e perciò controllare cambiamenti nello stato della pianta, una volta nota la PAR.



Fig. 12 - Confronto fra PPFD, fotosintesi netta (A) e rapporto F740/F690. Le misure di fluroescenza sono state effettuate con il FLIDAR da una distanza di 20 m ( $\lambda_{exc}$ =480 nm).

Esperimenti effettuati in laboratorio e in campo hanno dimostrato che lo spettro di fluorescenza cambia in relazione allo stress della vegetazione. Gli esperimenti svolti hanno riguardato principalmente lo stress per disidratazione (*water stress*), lo stress da freddo (*chilling* stress) e quello da ozono [Cecchi et al. 1985b, Lipucci di Paola et al. 1992, Rosema et al. 1992].

## 7. CONCLUSIONI

Il LIDAR a fluorescenza ha dimostrato notevoli potenzialità nel telerilevamento delle acque e della vegetazione. Accanto a campi di applicazione ormai affermati, come il telerilevamento degli idrocarburi, si stanno aprendo campi di applicazione di estremo interesse in particolare nel telerilevamento della vegetazione dove il fatto di analizzare direttamente l'efficienza del processo di fotosintesi fa sperare di poter identificare stress e malattie, ancora prima che i loro effetti siano evidenziabili mediante altri tipi di rilevamento.

Per quanto attiene all'aspetto tecnologico l'evoluzione del laser e dei rivelatori permette attualmente di realizzare sistemi compatti e di elevate prestazioni che possono essere integrati in sistemi di telerilevamento comprendenti più sensori.

### Bibliografia

AGATI G., BAZZANI M., CECCHI G., MAZZINGHI P., PANTANI L., RAIMONDI V., SETTESOLDI L. (1995): "Remote Sensing of Posidonia Oceanica by Laser Induced Fluorescence" IGARSS'95 Proceedings, <u>3</u>, 1732-1734, 1995. ALBEROTANZA L., ZANDONELLA A. (1980): "Landsat Imagery of the Venetian Lagoon: A Multitemporal Analysis, in Oceanography from Space" (Gower J.F. Editor), 421-428, Marine Science.

ALBEROTANZA L., COVA P.L., RAMASCO C., VIANELLO S., BAZZANI M., CECCHI G., PANTANI L., RAIMONDI V., RAGNARSON P., SVANBERG S., WALLINDER E. (1995): "Yellow Substances and Chlorophyll Measurements in the Venice Lagoon Using Laser-Induced Fluorescence", EARSeL Advances in Remote Sensing, <u>3</u>, n.3, 102-111.

BAZZANI M., BRESCHI B., CECCHI G., PANTANI L., TIRELLI D., VALMORI G., CARLOZZI P., PELOSI E., TORZILLO G. (1992): "Phytoplankton Monitoring by Laser Induced Fluorescence", EARSeL Advances in Remote Sensing, <u>1</u>, n.2, 106-110.

BAZZANI M., CECCHI G., NICCOLAI F., PANTANI L. (1999): "Remote Meaurements of Water Column Temperature", International Conference "Remote Sensing of the Ocean and Sea Ice V", Firenze, 23 ÷ 24 Settembre 1999 (SPIE vol. 3868 – in stampa).

BRISTOW M. (1978): "Airborne Monitoring of Surface Water Pollutants by Fluorescence Spectroscopy", Remote Sensing of Environment, 7, 105-127.

BRISTOW M., NIELSEN D. (1981): "Remote Monitoring of Organic Carbon in Surface Waters", Report No. EPA-80/4-81-001, U.S. Environmental Protection Agency, Las Vegas, Nevada.

BRISTOW M., NIELSEN D., BUNDY D., FURTEK R. (1981): "Use of Water Raman Emission to Correct Airborne Laser Fluorosensor Data for Effects of Water Optical Attenuation", Appl. Opt., <u>20</u>, 2889-2906.

BURLAMACCHI P., CECCHI G., MAZZINGHI P., PANTANI L. (1983): "Performance Evaluation of UV Sources for LIDAR Fluorosensing of Oil Films", Appl.Opt., <u>22</u>, 48-53.

CASTAGNOLI F., CECCHI G., PANTANI L., PIPPI I., RADICATI B., MAZZINGHI P. (1986): "Fluorescence LIDAR for land and sea remote sensing", in: Laser Radar Technology and Applications (J.M.Cruickshank & R.C.Harney Editors), SPIE Vol.663, SPIE, Bellingham, 212-216.

CECCHI G., MAZZINGHI P., PANTANI L., SUSINI C. (1984): "LIDAR Investigation of Oil Films on Natural Waters", in Optoelectronics in Engineering (W.Waidelich Editor), 517-522, Springer Verlag, Berlin.

CECCHI G., FAGOTTI C., PAOLI P. (1985): "Misure di fluorescenza della clorofilla in vivo", Quaderni Metodologici n.4, CNR-IPRA, Roma.

CECCHI G., PANTANI L., PIPPI I., MAGLI R., MAZZINGHI P. (1985b): "Vegetation remote

sensing: a new field for LIDAR applications", ECOOSA '84, SPIE Vol.492, 1985, 180-185, SPIE, Bellingham Wa. .

CECCHI G., PANTANI L., MAZZINGHI P., BARBARO A. (1986): "Fluorescence LIDAR Remote Sensing of the Environment: Laboratory Experiments for the Characterization of Oil Spills and Vegetation", in Optoelectronics in Engineering (W.Waidelich Editor), 652-655, Springer Verlag.

CECCHI, G., PANTANI, L., BRESCHI, B., TIRELLI, D., VALMORI, G. (1992): "FLIDAR: a multipurpose fluorosensor-spectrometer", EARSeL Advances in Remote Sensing, <u>1</u>, n.2, 72-78.

CECCHI G., PANTANI L. (1994): "Fluorescence Lidar Remote Sensing of Vegetation: Research Advances in Europe", IGARSS'94, II, 979-981.

CECCHI G., PANTANI L., RAIMONDI V., TIRELLI D., TOMSELLI L., LAMENTI G., BOSCO M., TIANO P. (1996): "Fluorescence Lidar Technique for the Monitoring of the Cultural Heritage", in Remote Sensing for Geography, Geology, Land Planning, and Cultural Heritage (D. Arroyo-Bishop et al. Eds.), SPIE Vol. 2960, 137-147

CECCHI G., KIM M., BAZZANI M., MASERTI E., MCMURTREY J., CHAPPELLE E., TIRELLI D. (1998): "Fluorescence responses of Mediterranean sea grass Posidonia Oceanica: summer 1997 ATOM-LIFT campaign" in Advances in Laser Remote Sensing for Terrestrial and Hydrographic Applications, R.M. Narayanan and J.E. Kalshoven Eds., SPIE, Vol. 3382, pag. 126-132.

FANTASIA J.F., HARD T.M., INGRAO H.C. (1971): "An Investigation of Oil Fluorescence as a Technique for Remote Sensing of Oil Spills", Report No.DOT-TSC-USCG-71-7, Transportation Systems Center, Dept. of Transportation, Cambridge, Mass.

FIOCCO G., SMULLIN L.D. (1963): "Detection of Scattering Layers in the Upper Atmosphere (60-140 km) by Optical Radar", Nature, <u>199</u>, 1275-1276.

HICKMAN G.D., HOGG J.E. (1969): "Application of an Airborne Pulsed Laser for Near Shore Bathymetric Measurements", Remote Sensing of the Environment, <u>1</u>, 47-58.

HINKLEY E.D. Ed. (1976): "Laser monitoring of the atmosphere", Springer Verlag, Berlin.

HOGE F.E., SWIFT R.N. (1981b): "Application of the NASA Airborne Oceanographic Lidar to the Mapping of Chlorophyll and Other Pigments", NASA Conf. Pub. "Chesapeake Bay Plume Study, 349.

KATTAWAR G.W., PLASS G.N. (1976): "Asymptotic Radiance and Polarization in Optically Thick Media: Ocean and Clouds", Appl. Opt., <u>15</u>, 3166-3178.

KIM H.H. (1973): "New Algae Mapping Technique by the Use of an Airborne Laser Fluorosensor",

Appl. Opt., <u>12</u>, 1454.

LEONARD D.A., CAPUTO B., HOGE F.E. (1979): "Remote sensing of subsuperface water temperature by Raman scattering", Appl.Opt., <u>18</u>, 1732-1745.

LIGDA M.G.H. (1963): Proc. Conf. Laser Technol., 1st, San Diego Cal., 63-72.

LIPUCCI DI PAOLA M., MAZZINGHI P., PARDOSSI A., VERNIERI P. (1992): "Vegetation Monitoring of Chilling Stress by Chlorophyll Fluorescence Ratio", EARSeL Advances in remote sensing, <u>1</u>, n.2, 2-6.

MASSIN J.M. Ed. (1984): "Remote Sensing for the Control of Marine Pollution", Plenum Press, New York.

MEASURES R.M., BRISTOW M. (1971): "The Development of a Laser Fluorosensor for Remote Environmental Probing", Can. Aeron. Space J., <u>17</u>, 421-422.

MEASURES R.M., HOUSTON H.R., STEPHENSON D.G. (1974): "Laser Induced Fluorescence Decay Spectra. A New Form of Environmental Signature", Optical Engineering, <u>13</u>, 494-454.

MEASURES R.M. (1983): "Laser Remote Sensing", John Wiley & Sons, New York.

MIDDLETON W.EK., SILHAUS A.F. (1953): "Meteorological Instruments", University of Toronto Press, Toronto.

MOREL A. (1980): "In Water and Remote Measurements of Ocean Color", Boundary Layer Meteorology, <u>18</u>, 177-201.

MUMOLA P.B., JARRETT O.Jr., BROWN C.A.Jr. (1973): "Multiwavelength LIDAR for Remote Sensing of Chlorophyll *a* in Algae and Phytoplankton", NASA Conference on the Use of Lasers for Hydrographic Studies, NASA SP-375, 137-145.

O'NEIL R.A., BUJA-BIJUNAS L., RAYNER D.M. (1980): "Field Performance of a Laser Fluorosensor for the Detection of Oil Spills", Appl. Opt., <u>19</u>, 863-870.

O'NEAL R.A., HOGE F.E., BRISTOW M.P.F. (1981): "The Current Status of Airborne Laser Fluorosensing", 15th International Symposium on Remote Sensing of the Environment, 379-389, Ann Arbor, Michigan.

LICHTENTHALER H.K., RINDERLE U. (1988): "The Role of Chlorophyll Fluorescence in the Detection of Stress Conditions in Plants", CRC Crit. Rev. Anal. Chem., <u>19</u>, supl. 1, S29-S85.

MURATA N., SATON K. (1986) Absorption and fluorescence emission by inacz cells, chloroplasts, and chlorophyll-protein complexes in Light Emission by Plants and Bacteria (Govindjee, J. A. and Fork D.C. Editors), 137, Academic Press Inc., New York.

PANTANI L. (1981): "Geometrical Factors in LIDAR Signals", Atti Fondazione Giorgio Ronchi, <u>36</u>, 292-304.

PANTANI L., PIPPI I. (1983): "Two Wavelength LIDARs: Target Identification through a Differential Reflectance Technique", Optica Acta, <u>30</u>, 1473-1481.

RAIMONDI V., CECCHI G. (1995): "Lidar field experiments for monitoring sea water column temperature", EARSeL Advances in Remote Sensing, 3, <u>3</u>, 84-89.

RAIMONDI V., CECCHI G., PANTANI L. CHIARI R. (1998): "Fluorescence lidar monitoring of historic buildings", Appl. Opt., <u>37</u>, 1089-1098.

ROSEMA A., CECCHI G., PANTANI L., RADICATI B., ROMOLI M., MAZZINGHI P., VAN KOOTEN O., KLIFFEN C. (1992): "Monitoring Photosynthetic Activity and Ozone Stress by Laser Induced Fluorescence in Trees", Int. J. Remote Sensing, 13, 737-751.

VALENTINI R., CECCHI G., MAZZINGHI P., SCARASCIA MUGNOZZA G., AGATI G., BAZZANI M., DE ANGELIS P., FUSI F., MATTEUCCI G., RAIMONDI V. (1994): "Remote sensing of chlorophyll a fluorescence of vegetation canopies: 2. physiological significance of fluorescence signal in response to environmental stresses", Remote Sens. Environ., <u>47</u>, 29-35.

VUJKOVIC CVIJIN P., IGNJATIJEVIC D., MENDAS I., SRECKOVIC M., PANTANI L., PIPPI I. (1987): Reflectance spectra of terrestrial surface materials at CO2 laser wavelengths: effects on DIAL and geological remote-sensing, Appl.Opt, <u>26</u>, 4323-4329.

WALRAFEN G.E., FISHER M.R., HOKMABADI M.S., YANG W.Y. (1986): "Temperature dependence of the low- and high-frequency Raman scattering from liquid water", J. Chem. Phys., 85, 6970-6982.

WIESEMANN W., BECK R., ENGLISCH W., GURS K. (1978): "In Flight Test of a Continuous Laser Remote Sensing System", Appl. Phys., <u>15</u>, 257-260.
## APPLICAZIONE DELLE RETI NEURONALI ALLA VALUTAZIONE DELLA PRODUZIONE PRIMARIA E DELLA BIOMASSA FITOPLANCTONICA

Michele Scardi

Dipartimento di Zoologia, Università di Bari, Via Orabona 4/A, 70125 Bari email: <u>mscardi@mclink.it</u> URL: <u>http://www.mare-net.com/mscardi</u>

#### 1. INTRODUZIONE

In questo contributo sono sintetizzate alcune applicazioni delle reti neuronali a problematiche legate al telerilevamento della biomassa fitoplanctonica ed alla modellizzazione della produzione primaria fitoplanctonica. In particolare, vengono presentate applicazioni di reti neuronali di tipo feedforward a 3 strati, addestrate mediante un classico algortimo di error back-propagation. Questa soluzione non è certamente d'avanguardia nel campo delle reti neuronali, ma fornisce comunque prestazioni di enorme interesse in rapporto a quanto è possibile ottenere mediante un approccio convenzionale.

## 2. GENERALITÀ SULLE RETI NEURONALI

Le reti neuronali (o, più correttamente, le reti neuronali artificiali) sono strumenti di calcolo molto potenti e flessibili, che possono essere utilizzati per le più svariate applicazioni, fra cui, ad esempio, la classificazione, il riconoscimento di patterns, l'approssimazione di funzioni o la modellizzazione empirica.

In generale, le reti neuronali possono essere "addestrate" a fornire un output corretto di tipo binario, fuzzy o quantitativo, a condizione che sia disponibile una quantità di dati sufficientemente grande e, soprattutto, rappresentativa del problema da affrontare.

Da un punto di vista computazionale tutti i diversi tipi di rete neuronali possono essere considerati come dei sistemi composti da un certo numero di unità di calcolo elementari che operano in parallelo. Il ruolo di ciascuna di tali unità ai fini del funzionamento della rete è determinato dalla struttura di quest'ultima, dell'intensità delle connessioni fra le unità di calcolo elementari e dal tipo di trasformazione che viene operato al loro interno sul flusso dei dati.

Alcune tipologie di rete neuronale sono particolarmente adatte a ricostruire relazioni complesse fra insiemi di variabili, anche in termini quantitativi, e quindi possono essere utilizzate con successo come modelli empirici. Ciò le rende particolarmente utili in tutti i casi in cui si debbano effettuare delle stime di grandezze derivate da dati rilevati strumentalmente e soprattutto nei casi in cui non è possibile

271

definire su base teorica una formulazione analitica dei processi che devono essere considerati ai fini della stima delle grandezze derivate. E' evidente che questo contesto applicativo è quello tipico del telerilevamento e, in particolare, della stima della biomassa fitoplanctonica in funzione del colore delle acque marine e della stima della produzione primaria fitoplanctonica sulla base di quest'ultima.

Una rete neuronale di tipo Multilayer Perceptron (MLP) è costituita da diversi strati di nodi (o neuroni, per analogia con i sistemi biologici a cui si richiama): uno strato di input (i), un numero variabile di strati nascosti (h) ed uno strato di output (o). Da un punto di vista computazionale una rete neuronale MLP può essere considerata come una funzione più o meno complessa che ha come argomenti i valori immessi ai nodi di input e che restituisce i suoi risultati ai nodi di output. Al suo interno la rete combina i diversi inputs attraverso una serie più o meno complessa di combinazioni lineari e di funzioni non lineari, fino ad ottenere i valori di output.

Nella *Fig. 1* è mostrato un modello di rete neuronale MLP con tre strati e, quindi, con un solo strato nascosto. La struttura di questo tipo di rete può essere sintetizzata dal numero dei nodi nei diversi strati. Ad esempio, quella mostrata è di tipo 5-7-1, cioè ha 5 nodi nello strato di input, 7 in quello nascosto e 1 in quello di output. In realtà, sia nello strato di input, sia nello strato nascosto, si può notare un ulteriore nodo, contraddistinto da un "1" al suo interno. Questi nodi, forniscono un valore costante (generalmente, per l'appunto, 1) e sono noti come nodi di *bias*. Il loro ruolo in una rete neuronale MLP è analogo a quello del termine costante in una regressione, poiché essi permettono di traslare l'origine dell'iperspazio definito dall'insieme dei dati relativi alle variabili di input.

Questo tipo di rete neuronale è di gran lunga il più comune in svariati settori applicativi, sia come classificatore che come approssimatore. A questo proposito, in particolare, è utile ricordare che è stato dimostrato che una rete neuronale MLP con uno solo strato nascosto può essere considerata come un approssimatore universale a condizione che abbia un numero sufficiente di nodi nello strato nascosto (Hornik et al., 1989). Due semplici esempi di applicazione di reti neuronali MLP utilizzati a scopi dimostrativi sono quelli relativi alla ricostruzione di una porta logica di tipo XOR ed all'approssimazione di funzioni di seno e di coseno. In entrambi i casi reti estremamente semplici sono in grado di assicurare risultati molto accurati, a testimonianza della flessibilità e della potenza di questo tipo di strumento.

Per ciò che riguarda il suo funzionamento interno, una rete neuronale MLP è caratterizzata dal fatto che ogni nodo degli strati successivi a quello di input riceve una combinazione lineare degli output dei nodi dello strato precedente. Le connessioni fra i nodi sono modulate da pesi (detti a volte sinaptici, sempre per analogia con il modello biologico) che vengono definiti mediante una apposita procedura di addestramento (o *training*).

Inoltre, ogni nodo degli strati successivi a quello di input è associato ad una funzione di attivazione, che riceve la combinazione di input del nodo e ne restituisce l'output (Fig. 2). La funzione di

272

attivazione può essere di diversi tipi, ma deve comunque essere una funzione differenziabile della combinazione lineare degli inputs che il nodo riceve e che costituisce, quindi, il suo argomento. Fra le funzioni di attivazione più comuni possono essere senz'altro citate quelle di tipo sigmoide, come, ad esempio:

$$f(a) = \frac{1}{1 + e^{-a}}$$

Ritornando sul concetto di rete neuronale MLP come approssimatore universale, oltre ad un numero sufficiente di nodi nello strato nascosto, è necessario che una rete con queste caratteristiche abbia anche delle funzioni di attivazione non lineari nello strato nascosto. E' dunque l'interazione fra un elevato numero di combinazioni lineari e le funzioni di attivazione non lineari a consentire alla rete neuronale una grande flessibilità e la capacità di adattarsi ai più disparati problemi.



Fig. 1 - La struttura di una rete neuronale di tipo Multilayer Perceptron (MLP).



Fig. 2 - La funzione di attivazione in un rete neuronale di tipo Multilayer Perceptron (MLP).

Una volta che la struttura di una rete neuronale MLP è stata definita, il suo funzionamento dipende esclusivamente dai pesi sinaptici. Esistono diversi algoritmi mediante i quali possono essere ottimizzati tali pesi, ma quello che ha consentito alle reti neuronali MLP di diventare degli strumenti effettivamente applicabili è quello noto come error back-propagation o EBP (Rumelhart et al., 1986). In seguito sono stati messi a punto altri algoritmi, molti dei quali costituiscono delle evoluzioni dell'EBP. Alcuni di questi offrono effettivamente dei vantaggi rispetto all'algoritmo originale, che non è esente da difetti e limitazioni. Tuttavia, per un uso non particolar nente spinto e nei casi in cui i problemi di generalizzazione della rete neuronale sono più rilevanti dell'efficienza dell'apprendimento, anche l'algoritmo EBP rimane una scelta più che valida.

L'algoritmo EBP può essere suddiviso in quattro steps principali: (1) la rete neuronale è inizializzata assegnando valori casuali ai pesi sinaptici; (2) un *training pattern* (cioè un vettore di dati di input associato ad uno o più output noti) viene sottoposto alla rete e propagato attraverso di essa in modo tale da calcolare un valore per ogni nodo di output; (3) i valori di output così ottenuti vengono comparati con quelli attesi, cioè con quelli noti; (4) la struttura della rete viene idealmente percorsa all'indietro (back-propagation), variando i pesi sinaptici sulla base dello scarto osservato fra output calcolati e valori noti. Le fasi da 2 a 4 vengono iterate per ogni pattern del training set e quindi viene controllato il funzionamento della rete, solitamente in base al calcolo dell'errore quadratico medio su

un insieme di dati di validazione indipendente. Se l'accordo fra gli outputs della rete ed i valori attesi è soddisfacente la procedura viene interrotta, altrimenti si ripete l'intera procedura dal punto 2.

Il primo step della fase di apprendimento prevede che i pesi vengano inizializzati con valori casuali, che generalmente sono assegnati in modo da essere abbastanza piccoli in valore assoluto. Una regola empirica frequentemente utilizzata per determinare i pesi iniziali tiene anche conto della struttura della rete, assegnando i pesi iniziali in un intervallo tanto più limitato quanto maggiore è il numero di nodi nello strato da cui partono le connessioni sinaptiche. Ad esempio, si può utilizzare un'inizializzazione tale che sia:

$$\begin{split} &-\frac{1}{\sqrt{n_i}} \leq w_{jk} \leq \frac{1}{\sqrt{n_i}} \quad (j = 1, \dots, n_i; k = 1, \dots, n_h) \\ &-\frac{1}{\sqrt{n_h}} \leq z_{kl} \leq \frac{1}{\sqrt{n_h}} \quad (k = 1, \dots, n_h; l = 1, \dots, n_o) \end{split}$$

dove  $w_{jk}$  sono i pesi delle connessioni fra gli  $n_i$  nodi dello strato di input e gli  $n_h$  nodi di quello nascosto e  $z_{kl}$  sono quelli delle connessioni fra gli  $n_h$  nodi di quello nascosto e gli  $n_o$  nodi dello strato di output.

Il secondo step dell'algoritmo EBP prevede la propagazione in avanti dei valori di input ed il calcolo degli outputs della rete. Questa operazione, più in generale, è quella che si compie ogni qualvolta è necessario utilizzare la rete per determinarne gli outputs, dato un vettore (o pattern) di input, e quindi anche nell'uso della rete stessa una volta terminata la fase di apprendimento. Il primo passo per la propagazione in avanti dei valori di input è quello con cui si calcolano gli inputs  $h_k$  dei nodi dello strato nascosto:

$$h_k = \sum_{j=1}^{n_i+1} i_j w_{jk}$$
 (k = 1,..., n<sub>h</sub>)

dove  $i_j$  sono gli output dello strato di input (cioè i valori degli input della rete ed un valore unitario per il nodo di bias) e  $w_{jk}$  sono i pesi delle connessioni fra lo strato di input e quello nascosto. Gli inputs dello strato nascosto vengono trasformati nei valori di output di questo stesso strato passandoli come argomento alla funzione di attivazione. Fa eccezione il nodo di bias, il cui output è costante e pari a 1:

$$h_k = f(h_k)$$
$$h_{n_k+1} = 1$$

Gli outputs della rete vengono poi calcolati ripetendo la stessa procedura fra lo strato nascosto e quello di output:

$$o_{l} = \sum_{k=1}^{n_{h}+1} h_{k} z_{kl} \qquad (l = 1, ..., n_{o})$$
$$o_{l} = f(o_{l})$$

A questo punto la propagazione in avanti dei valori di input è terminata e gli outputs della rete neuronale sono disponibili. Durante la fase di apprendimento, il terzo step è quello in cui gli outputs ottenuti  $(o_i)$  vengono comparati con i valori attesi  $(y_i)$  e viene calcolato uno scarto quadratico medio degli outputs:

$$E = \frac{1}{n_o} \sum_{l=1}^{n_o} (y_l - o_l)^2$$

Il quarto ed ultimo step della fase di apprendimento è quello propriamente detto di propagazione all'indietro dell'errore, cioè di error back-propagation, da cui prende il nome l'algoritmo. In questo step tutti i pesi sinaptici vengono fatti variare in modo tale da assicurare una discesa ottimale dei gradienti della superficie che descrive l'errore. In pratica, per i pesi  $z_{kl}$  delle connessioni fra lo strato di output e quello nascosto, ciò si attua come segue:

 $z_{kl} = z_{kl} + \eta \delta_l^o h_k$   $(k = 1, ..., n_h + 1; l = 1, ..., n_o)$ 

dove  $\eta$  è una costante (tasso di apprendimento) e:

 $\delta_l^o = (y_l - o_l) \cdot f'(o_l) = (y_l - o_l) \cdot o_l(1 - o_l)$ 

Come si può notare è molto importante ai fini pratici che la derivata della funzione di attivazione sia semplice da calcolare. I pesi  $w_{jk}$  delle connessioni fra lo strato nascosto e quello di input vengono anch'essi aggiornati di conseguenza:

$$w_{jk} = w_{jk} + \eta \delta_k^h i_j$$
  $(k = 1, ..., n_h + 1; j = 1, ..., n_i + 1)$ 

dove i  $\delta_k^h$  vengono calcolati come:

$$\delta_{k}^{h} = f'(h_{k}) \cdot \sum_{l=1}^{n_{o}} \delta_{l}^{o} z_{kl} = h_{k}(1 - h_{k}) \cdot \sum_{l=1}^{n_{o}} \delta_{l}^{o} z_{kl}$$

La fase di apprendimento prosegue poi iterando questi 4 steps ed ha termine quando vengono raggiunte delle condizioni prefissate, che in generale implicano la minimizzazione dell'errore quadratico medio sull'insieme dei dati utilizzati per la validazione della rete, che dovrebbe essere indipendente da quello da cui vengono estratti i patterns forniti alla rete durante l'apprendimento.

Va sottolineato il fatto che questa procedura non converge sempre e comunque verso un unico set di pesi sinaptici, poichè in essa sono implicati anche fattori non deterministici (es. valori iniziali dei pesi sinaptici) ed è possibile che l'apprendimento si arresti in un punto che corrisponde ad un minimo locale della superficie d'errore.

Esistono molte variazioni della procedura EBP ed innumerevoli affinamenti possibili, per i quali si rimanda alla letteratura specializzata.

Ad esempio, un'introduzione alla materia compatta ed efficace è stata fornita da Abdi (1994), ma è anche possibile attingere alle numerose risorse disponibili in rete. Per un orientamento preliminare si consiglia di consultare la FAQ mantenuta da Warren Sarle dell'SAS Institute (ftp://ftp.sas.com/pub/neural/FAQ.html) o la pagina Web sulle reti neuronali dell'Autore (http://www.mare-net.com/mscardi/work/nn/nn.htm).

Da un punto di vista del codice di calcolo sono disponibili moltissimi pacchetti, sia commerciali, sia shareware, sia di pubblico dominio. Comunque, chi fosse interessato può anche richiede il codice Fortran o Basic di un'implementazione di base di una rete neuronale EBP all'Autore di questo testo.

#### 3. STIMA DELLA BIOMASSA FITOPLANCTONICA

La biomassa fitoplanctonica è stata oggetto di telerilevamento da svariate piattaforme, anche se quelle su cui è stata basata la gran parte delle applicazioni sono sostanzialmente due, entrambe di tipo satellitare: il Coastal Zone Color Scanner (CZCS), operativo dal 1978 al 1986, ed il Sea-viewing Wild Field-of-view Sensor (SeaWiFS), operativo da circa due anni. In particolare, il secondo sensore rappresenta un'estensione ed un affinamento del primo ed entrambi sono stati progettati e gestiti dalla NASA. I dati prodotti sono facilmente accessibili alla collettività scientifica per usi non commerciali e, soprattutto per quanto riguarda i dati CZCS, sono disponibili direttamente attraverso degli appositi server Web ed FTP. I dati sono anche disponibili in formati compositi, cioè ottenuti elaborando più immagini per ottenere immagini mediate nel tempo e nello spazio (e quindi a risoluzione inferiore a quella massima).

La stima della biomassa fitoplanctonica si basa in generale sul colore delle acque marine, che viene analizzato utilizzando l'informazione relativa alle radianze rilevate dai sensori per alcune lunghezze d'onda particolari. Esistono diverse formulazioni empiriche possibili della relazione fra radianze e biomassa, alcune molto semplici, di tipo lineare, ed altre più complesse ed arricchite da correzioni atmosferiche di vario genere.

Un esempio di algoritmo di tipo tradizionale relativamente complesso è fornito dall'algoritmo OC2 (O'Reilly and Maritorena, 1998), sviluppato per l'analisi dei dati SeaWiFS. La stima della biomassa fitoplanctonica, espressa come concentrazione della clorofilla, si ottiene come segue:

 $Chl = -0.040 + 10^{0.341 - 3.001x + 2.811x^2 - 2.041x^3}$ 

dove

 $x = \log_{10}[R_{rs}(490)/R_{rs}(555)]$ 

Questo algoritmo utilizza dunque l'informazione contenuta nei dati relativi a due sole radianze ed in particolare nel loro rapporto. Le stime ottenute mediante l'algoritmo OC2 sono abbastanza accurate e comunque tali da superare altri algoritmi di formulazione più semplificata, come ben illustrato nella *Fig. 3.* 



Fig. 3 - Confronto fra l'algoritmo OC2 ed altri algoritmi convenzionali per la stima della biomassa fitoplanctonica.

E' evidente, comunque, che l'idea di poter derivare una stima della biomassa fitoplanctonica dal rapporto fra due radianze appare abbastanza debole da un punto di vista concettuale, così come la scelta di una formulazione tanto complessa quanto non supportata da un background teorico. E' evidente, inoltre, che immediatamente al di fuori dei limiti del data set utilizzato per la taratura, l'algoritmo fornisce stime assolutamente non realistiche ed è quindi carente in termini di capacità di estrapolazione.

L'approccio basato sulle reti neuronali costituisce un'alternativa di grande interesse pratico, perchè la mancanza di una ipotesi *a priori* sulle relazioni causali che sottendono l'interpretazione dei dati telerilevati non ne limita la validità in alcun modo, a condizione che siano state soddisfatte tutte le condizioni necessarie ad una buona generalizzazione della rete neuronale stessa.

Inoltre, la robustezza di questo tipo di approccio nei confronti dell'informazione ridondante consente di utilizzare tutte le radianze disponibili, anche se il loro ruolo resta da chiarire. Sarà la procedura di training della rete a determinare il loro ruolo in rapporto ai dati disponibili. Una struttura di rete neuronale esemplificativa per questo tipo di applicazione è quella mostrata nella *Fig. 4*, in cui si può osservare come ben cinque diverse lunghezze d'onda siano state prese in considerazione e, fra queste, quelle utilizzate dall'algoritmo OC2. Il risultato dell'applicazione della rete neuronale alla stima delle biomasse fitoplanctoniche è stato confrontato con quello dell'algoritmo OC2, come mostrato nella fig. 5. I risultati ottenuti sono apparentemente abbastanza simili, ma si può notare come l'errore dell'algoritmo OC2 per i valori più bassi di biomassa sia ben superiore a quello della rete neuronale, come mostra la maggior dispersione di punti nell'angolo in basso a sinistra.

Da un punto di vista complessivo la differenza fra i due approcci in termini di errore quadratico medio (MSE) della stima è percepibile, anche se non estremo. La rete neuronale ha un MSE pari a 2.47, cioè inferiore a quello dell'algoritmo OC2, che arriva a 2.92. La varianza spiegata dal modello è nel primo caso pari al 68.1% e nel secondo al 62.2%). In entrambi i casi la distribuzione degli scarti fra valori stimati e valori osservati è centrata sullo zero e non troppo lontana dalla normalità (*Fig. 6*). Nel caso dell'OC2, si nota comunque una quantità non trascurabile di casi di forte sovrastima (cioè di scarti maggiori di 0.8  $\mu$ g Chl dm<sup>-3</sup>).

Ciò che rende sostanzialmente differenti i due approcci, tuttavia, è la possibilità di migliorare ulteriormente quello basato sulla rete neuronale, arricchendo l'insieme delle grandezze predittive di informazioni accessorie facilmente disponibili e correlate con particolari condizioni di tipo geografico (es. latitudune) o stagionale (es. giorno dell'anno), che ben difficilmente potrebbero essere integrate in un approccio tradizionale (si pensi, ad esempio, ai problemi che si incontrano per le latitudini estreme).



Fig.4 - Struttura di una rete neuronale MLP per la stima della biomassa fitoplanctonica. In input sono utilizzati i dati di radianza relativi a 5 lunghezze d'onda.



Fig. 5 - Biomassa fitoplanctonica stimata ed osservata, espressa come concentrazione di clorofilla a, per l'algoritmo OC2 (croci) e la rete neuronale 5-7-1 (cerchi).



Fig. 6 - Scarti fra valori stimati ed osservati di biomassa fitoplanctonica per l'algoritmo OC2 (in grigio) e la rete beuronale 5-7-1 (in bianco), espressi come  $\mu$ g Chl dm<sup>-3</sup>.

#### 4. STIMA DELLA PRODUZIONE PRIMARIA FITOPLANCTONICA

Il dato relativo alla biomassa fitoplanctonica è di per sé estremamente interessante ed è utile per l'analisi di una vasta gamma di problemi oceanografici. Tuttavia, se si vuole approcciare lo studio della dinamica del comparto pelagico, non si può prescindere dal mettere in relazione la biomassa fitoplanctonica con ciò che la determina e, al tempo stesso, ne consegue, cioè con la produzione primaria fitoplanconica.

Questa grandezza viene stimata per via diretta mediante la misura dell'assimilazione di carbonio radiattivo o dell'ossigeno liberato durante la fotosintesi, sia *in situ*, sia in condizioni simulate di luce e temperatura. in generale, la produzione primaria è strettamente dipendente dalla biomassa fotosinteticamente attiva, dal suo stato fisiologico, dalla temperatura dell'acqua e dalla quantità di luce disponibile e ciò favorisce un approccio indiretto alla sua stima, basato su modelli empirici.

Come nel caso della stima della biomassa da dati telerilevati, sono disponibili diversi algoritmi empirici che consentono di stimare la produzione primaria sulla base delle grandezze predittive appena citate ed alcuni di essi hanno fornito risultati certamente interessanti. Tuttavia, molto spesso la validità di questi algoritmi è strettamente legata ad un particolare insieme di dati e, quindi, ad un particolare contesto spazio-temporale.

L'applicazione delle reti neuronali è anche in questo caso particolarmente efficace e consente di migliorare con facilità le stime ottenibili con un approccio di tipo convenzionale.

Un esempio assai semplificato, ma concettualmente utile per introdurre un approccio basato sulle reti neuronali, è quello mostrato nella *Fig. 7*. Nonostante l'estrema semplificazione dell'insieme di variabili predittive, una rete neuronale di questo tipo è in grado di superare senza problemi gran parte dei modelli convenzionali, indipendentemente dalla loro complessità.



Fig. 7 - Una semplice rete neuronale per la stima della produzione primaria fitoplanctonica integrata su tutta la colonna d'acqua.

Volendo considerare un'espressione più ampia delle potenzialità di una rete neuronale, può essere utile confrontarne una strutturalmente un po' più complessa con un algoritmo tradizonale. Il confronto presentato è relativo ad un modello globale basato su una rete neuronale appena più complessa di quella appena mostrata ed al modello VGPM di Behrenfeld e Falkowski (1997).

La rete neuronale prende in considerazione dati rilevati in superficie per la biomassa fitoplanctonica, la temperatura e l'irradianza (come in *Fig. 7*), oltre alla data, espressa mediante una coppia di funzioni di seno e coseno, e quindi mappata su una circonferenza, ed alle coordinate geografiche. Il modello VGPM oltre alle prime tre grandezze utilizzate per la rete neuronale, utilizza il fotoperiodo o, se questo non è disponibile, la data e la latitudine. L'unica differenza fra i due approcci, dunque, sta nel fatto che la rete neuronale in questione utilizza anche la longitudine del punto in cui deve essere stimata le produzione. Per quanto riguarda il modello VGPM, si rimanda alla descrizione dell'algoritmo disponibile in Behrenfeld e Falkowski (1997).

Nella *Fig. 8* sono mostrati i risultati ottenuti con i due modelli, visualizzati mediante grafici in cui il valore predetto (in ordinata) è plottato contro il valore osservato (in ascissa). Come si può notare, la dispersione dei punti è minore per la rete neuronale (*Fig. 8a*), che aveva una struttura di tipo 7-7-1, cioè basata su sette nodi nello strato nascosto, ad eccezione che per i più bassi valori di produzione primaria. Il modello VGPM mostra una maggiore dispersione dei punti su tutta la gamma dei valori e l'errore per i valori di produzione più bassi è comunque elevato (*Fig. 8b*). Se si fa riferimento alla linea diagonale che indica un accordo perfetto fra dati stimati ed osservati, si può notare che per il modello VGPM la nube dei punti si colloca prevalentemente al di sopra della linea stessa, cioè in un'area che indica una tendenza a sovrastimare i valori di produzione.



Fig.8 - Confronto fra valori di produzione primaria fitoplanctonica stimati ed attesi per la rete neuronale 7-7-1, a sinistra (a), ed il modello VGPM di Behrenfeld e Falkowski (1997), a destra (b).

Da un punto di vista dell'errore quadratico medio questo risultato può essere sintetizzato nel fatto che esso è pari a 0.389 per la rete neuronale e ad 1.583, cioè quattro volte superiore, per il modello VGPM. In termini di errore medio semplice, cioè di tendenza allo scarto sistematico, la rete neuronale risulta quasi del tutto esente da tale tendenza (errore medio pari a 0.054 g C m<sup>-2</sup> giorno<sup>-1</sup>), mentre il modello VGPM, come già accennato, sovrastima sistematicamente la produzione primaria, con un errore medio pari a 0.490 g C m<sup>-2</sup> giorno<sup>-1</sup>, cioè quasi nello stesso ordine di grandezza dei valori medi di produzione osservati.

Tutto ciò trova ovviamente riscontro nella distribuzione degli errori, mostrata nella Fig. 9. La distribuzione è leptocurtica, centrata sullo zero (cfr. linea tratteggiata verticale) e simmetrica nel caso della rete neuronale, mentre è evidentemente spostata verso i valori positivi e leggermente più platicurtica nel caso del modello VGPM.



Fig. 9 - Scarti fra stime di produzione primaria e valori osservati per la rete neuronale 7-7-1, in grigio, ed il modello VGPM di Behrenfeld e Falkowski (1997), in bianco.

### 5. CONCLUSIONI

La superiorità di un approccio connessionistico, cioè basato su reti neuronali di tipo EBP o affini, all'interpretazione dei dati telerilevati per la stima della biomassa e della produzione fitoplanctonica emerge con chiarezza da tutte le esperienze disponibili. Anche prescindendo dal problema specifico dell'uso dei dati telerilevati, è stato ampiamente dimostrato che la modellizzazione empirica della produzione primaria fitoplanctonica mediante reti neuronali fornisce risultati molto accurati e superiori a quelli che possono essere ottenuti mediante l'uso di modelli convenzionali (Scardi, 1996; Scardi e Harding, 1999).

La possibilità di estendere facilmente l'insieme delle grandezze predittive e di creare modelli svincolati dalle scelte strutturali del modellista rende l'uso delle reti neuronali molto promettente, soprattutto in rapporto al miglior sfruttamento dell'informazione disponibile ed all'uso in aree più estese rispetto a quelle, generalmente ristrette, in cui la gran parte degli algoritmi tradizionali è stata calibrata.

La condizione essenziale per un uso corretto delle reti neuronali per la stima della biomassa e della produzione fitoplanctonica, così come per qualsiasi altra applicazione di tipo modellistico, è quella di raggiungere un grado ottimale di generalizzazione del modello. Ciò implica che la rete non sia addestrata al punto da comportarsi come una "memoria", associando ad ogni vettore di input un determinato output, ma piuttosto fornisca una risposta coerente anche in termini di capacità di interpolazione ed estrapolazione. Svariate tecniche sono disponibili per il raggiungimento di questo obiettivo, ma la loro trattazione esula dagli obiettivi di questo testo.

In conclusione, si può affermare che le reti neuronali possono costituire uno strumento di grande importanza nel panorama delle tecniche di trattamento dei dati telerilevati. Come in altri contesti, tuttavia, la condizione essenziale per un loro uso corretto è costituita dalla capacità del modellista di adattare lo strumento, in sé tanto potente quanto complesso da governare appieno, alla natura dell'applicazione specifica.

#### Bibliografia

ABDI H (1994) A neural network primer. Journal of Biological Systems 2(3): 247-283.

BEHRENFELD MJ, FALKOWSKI PG (1997) Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. Limnol Oceanogr 42 (1): 1-20

HORNIK K, STINCHCOMBE M, WHITE H (1989) Multilayer feedforward networks are universal approximators. Neural Networks 2: 359-366

O'REILLY JE, MARITORENA S, MITCHELL BG, SIEGEL DA, CARDER KL, GARVER SA, KAHRU M, MCCLAIN C. (1998) Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. Journal of Geophysical Research-Oceans, 103(C11): 24937-24953.

RUMELHART DE, HINTON GE, WILLIAMS GE (1986) Learning representations by backpropagating errors. Nature 323: 533-536

SCARDI M. (1996) Artificial neural networks as empirical models of phytoplankton production. Mar Ecol Prog Ser 139: 289-299

SCARDI M, HARDING LW. (1999) Developing an empirical model of phytoplankton primary production: a neural network case study. Ecol Modell 120: 213-223

#### STRUMENTI INFORMATICI DISPONIBILI: DIRECTORIES E DATI

Aldo Argentieri SERCO c/o ESA-ESRIN, Via Galileo Galilei, 00044 Frascati E-mail: <u>aargenti@esrin.esa.it</u>

### 1. INTRODUZIONE

Una delle cose più complesse nell'attuale mercato del telerilevamento europeo e mondiale è la corretta ricerca del dato in maniera esaustiva ed affidabile. In pratica, dove cercare il dato in modo corretto. Ci sono attualmente diversi cataloghi disponibili on-line e off-line, ma solo alcuni sono facili da utilizzare e completi per singole missioni. Uno di questi è il DESCw di Eurimage (società di distribuzione dati europea) ed ESRIN (lo stabilimento dell'ESA in Italia).

Il DESCw è costituito da un software gratuito, installabile su PC che contiene il catalogo completo dei satelliti Landsat, ERS, JERS per ciò che riguarda i dati europei (mondiali per ERS).È dotato di un'interfaccia molto semplice per l'utente ed ha anche la possibilità di visualizzare quick-looks (immagini sotto-campionate) da CD-Rom o da Internet direttamente. Il vantaggio di questo tipo di catalogo è quello di essere off-line, di essere aggiornabile settimanalmente e di poter, se richiesto dall'utente, creare una connessione interna via internet per l'eventuale visualizzazione di immagini.

Simile al Desco è il sistema ISIS del DLR che però, a differenza di DESCw, contiene solamente le informazioni sui dati processati al DLR ed è perciò completo solo per il GOME di ERS, per i satelliti IRS e la missione MOMS.

Verranno inoltre trattati, nel capitolo, alcuni cataloghi on-line (Ei-Net, MUIS, DALI, CARTERRA, ecc.) attualmente disponibili, con i relativi indirizzi, e l'affidabilità sui dati relativi a singole missioni. In conclusione verranno inoltre forniti indirizzi telematici di agenzie spaziali, associazioni, e siti che possono essere consultati come fonte di informazione sulle missioni attuali e future su satelliti, sensori e missioni.

## 2. CATALOGHI EURIMAGE

Eurimage S.p.A. è una società di distribuzione di dati europea che è da sempre stata considerata il partner commerciale dell'ESA occupandosi della distribuzione commerciale del dati di osservazione della terra acquisiti e gestiti dall'Agenzia Spaziale Europea e, in particolare, dallo stabilimento ESRIN di Frascati.

285

Per venire incontro alle esigenze di vari tipi di utenti, Eurimage ha realizzato due sistemi differenti per la consultazione dello stesso catalogo di dati. Ovvero la possibilità di utilizzare due diversi sistemi, uno on-line ed uno off-line, per la consultazione della stessa banca dati dove viene creato un elenco giornaliero di tutte le acquisizione di dati Landsat. Tali cataloghi contengono anche altri dati su altri satelliti, considerati missioni di interesse commerciale non principale rispetto alla missione Landsat, almeno attualmente,

## 2.1. EiNet

Il catalogo EiNet è uno dei cataloghi definiti on-line basati su un sistema di browsing via Internet funzionante come mostrato in Fig. 1.



Fig. 1 - Schema del sistema EiNet

Come evidente, il sistema è basato su di un server centrale, situato presso gli uffici di Roma, in cui sono immagazzinati i dati mandati dai vari fornitori di dati, giornalmente, sulle avvenute acquisizioni. Il server centrale è connesso alla rete Internet tramite una connessione veloce verso l'Internet provider più adatto al fine di fornire un servizio efficace all'intero bacino di utenza. Essendo collegato alla rete Internet, si può accedere ad EiNet tramite qualsiasi software di collegamento (Netscape, Internet

Explorer) e tramite l'assegnazione di un codice (nome utente e password) al fine di limitare il collegamento ai soli utenti interessati alle immagini da satellite.

EiNet permette quindi all'utente di definire graficamente un'area geografica di interesse tramite la selezione dell'area con successive zoomate di una mappa o tramite l'inserimento delle coordinate geografiche che caratterizzano l'area di interesse. Possono inoltre essere inseriti altri parametri quali il periodo di interesse del dato, la percentuale di copertura nuvolosa tollerata, nel caso di dati ottici, indici di qualità dell'immagine ed altri relativi ad ogni singola missione inserita nel sistema.

Una volta completato l'inserimento dei dati, guidato tramite una serie di schermate-guida molto semplici da utilizzare, il sistema, interroga la banca dati del server centrale che, a sua volta, risponde alla richiesta di ricerca visualizzando il preview dell'immagine compressa (quick-look) ed una serie di dati (metadati) descrittivi del dato stesso.



Preview

## Metadata

# **Quick Look**

EiNet è anche dotato di diverse funzioni che facilitano la ricerca di immagini su una vasta area (best coverage) facendo una selezione automatica del migliore set di dati nell'area geografica selezionata. Le scene selezionate possono essere poi riportate in un modulo d'ordine pre-compilato che può essere inviato automaticamente al fornitore di dati, ad Eurimage, in questo caso.

Il sistema contiene l'elenco completo dei dati dell'intera missione Landsat, a partire dal 1972, sia europei (acquisiti cioè presso le stazioni di acquisizione ESA) che mondiali (copia dell'archivio centrale di EDAC (Eros DAta Center). Contiene inoltre l'archivio delle immagini del sensore russo KVR-1000 e delle missioni RESURS, sempre russe.

EiNet è oggetto di continui sviluppi e studi rivolti all'aumento della velocità di comunicazione con la rete Internet (attualmente il server è dotato di una linea di comunicazione a 64 Kbit/sec), ad una più

veloce ed efficiente ricerca nella banca dati. Sono state inoltre inserite routine per la selezione del prodotto Landsat desiderato (scena intera, quarto di scena e mini-scena).

Il catalogo contiene attualmente più di 450.000 scene, più di 300.000 quick looks e tali cifre sono in rapidissima crescita, grazie all'aggiornamento giornaliero dei cataloghi e del lancio della nuova missione Landsat 7.

Per richiedere il codice dell'utente ed accedere ad EiNet, è sufficiente collegarsi al sito Internet di Eurimage S.p.A. al seguente url: <u>http://www.eurimage.com</u>.

## 2.2 DESCW

Il DESCW, il cui acronimo originale significava Display ERS SAR Coverage under Windows, non è altro che un software di consultazione grafica di un catalogo che, a differenza di EiNet, si svolge offline. Il programma è instancabile gratuitamente sul proprio PC ed è aggirabile settimanalmente tramite un collegamento ad Internet al sito di Eurimage o tramite la richiesta di un CD-Rom di aggiornamento. Il DESCW è stato realizzato in collaborazione con l'Agenzia Spaziale Europea.

Il DESCW è un catalogo multi-missione che permette quindi la ricerca, su un'area di interesse di vari tipi di dati acquisiti da sensori di diverse missioni quali: SAR ed ATSR delle missioni ERS, il TM delle missioni Landsat ed il SAR e VNIR della missione JERS.

L'interfaccia è molto semplice da utilizzare, contiene anche il manuale on-line, e permette di visualizzare contemporaneamente in tre finestre distinte l'area geografica di locazione dei dati, la lista di scene selezionate e visualizzate ed una finestra ingrandita dove è possibile effettuare la selezione del dato, come indicato in *Fig. 2*. Il software è inoltre dotato della possibilità di visualizzare quick looks forniti su CD-Rom o accessibili via Internet.

DESCW ha quindi il vantaggio di poter funzionare sul proprio PC e di essere indipendente dalla velocità o dal traffico della rete Internet fino a quando non si desidera vedere il quick look della scena di interesse. In questo caso, il software può collegarsi automaticamente al server di riferimento per la singola missione, fornire i dati della ricerca e ricevere il quick look dell'immagine di interesse.

La versione attuale, sviluppata su Windows '95, ha beneficiato di diversi sviluppi, quali la selezione di vari prodotti Landsat (scena intera, quarto di scena e mini-scena), di un visualizzatore dei quick looks dotato di funzioni basiche di visualizzazione di immagine, la possibilità di selezionare scene ERS spostate lungo la traccia di origine, una scelta più flessibile dei parametri di selezione di una singola missione e varie funzioni molto facili da utilizzare quali la selezione di una singola scena, il sorting e l'undo. Per quanto riguarda le missioni ERS, sono state anche aggiunte diverse funzioni per la ricerca e selezione di dati interferometrici di interesse.



Fig. 2 - Interfaccia grafica di DESCW

Anche il DESCW, come il precedente EiNet è oggetto costante di studi e sviluppi. Essendo un sistema modulare, il DESCW è concepito per l'inserimento di qualsiasi nuova missione, come ENVISAT, o le future missioni ad altissima risoluzione del consorzio Earthwatch.

## 3. ESA Multi-mission RS product catalogue

Il sistema di catalogo multi-missione dell'ESA è del tipo on-line browser, simile al sistema EiNet, basato cioè su di un server centrale connesso ad Internet tramite una connessione molto veloce ed accessibile tramite sistemi di browsing tipo Netscape e Microsoft Explorer.

Tale catalogo comprende tutti i dati delle, missioni non-ESA come Landsat, JERS, NOAA, IRS P-3, TIROS e SeaStar acquisiti dalle stazioni di ricezione dell'ESA in Europa (Fucino e Scanzano - Italia, Kiruna - Svezia, Maspalomas - Spagna e Neustreliz - Germania) e delle missioni ERS, quindi missioni ESA, acquisiti in tutti il mondo, nelle stazioni che hanno aderito al programma di acquisizione dei dati ERS ed ENVISAT.

Anche in questo caso per ogni dato è possibile ricevere quick looks delle immagini, ove disponibili, direttamente via Internet. L'interfaccia grafica è molto semplice e costituisce essa stessa una semplice guida per una corretta selezione del dato da parte dell'utente anche non esperto.

Si può accedere a tale catalogo al seguente url: <u>http://services.esrin.esa.it</u> o <u>http://earthnet.esrin.esa.it</u>. Essendo tali sistemi in rete in continua evoluzione, se gli indirizzi precedenti non dovessero fornire un collegamento, si può accedere al sito centrale dell'ESA (<u>http://www.esa.int</u>) e quindi accedere al sito di ESRIN, nella parte dedicata all'osservazione della terra per poi facilmente trovare il catalogo di dati e prodotti.

#### 4. ISIS

Il catalogo ISIS del DLR (Agenzia Spaziale Tedesca) è invece un sistema intermedio tra il sistema di browser on-line ad il software off-line, installabile su PC. Collegandosi al sito internet del DLR dedicato alle funzioni di catalogo, <u>http://isis.dlr.de</u>, si può facilmente scaricare un software da rete che può essere altrettanto facilmente istallato sul proprio PC. Tale programma permette di effettuare una preselezione nel catalogo, permettendo di definire graficamente l'area di interesse, il periodo richiesto e la missione di interesse tramite un'interfaccia grafica. Una volta ultimata la selezione, il software stesso invia una richiesta di ricerca la server centrale basata sui parametri inseriti dall'utente. Una volta ricevuto, sempre via rete, l'elenco di scene e prodotti corrispondente alla ricerca ed i parametri inoltrati, è possibile anche visualizzare i quick looks corrispondenti alle scene. I quick looks, residenti nel server vengono quindi trasmessi via rete al proprio PC tramite il collegamento Internet che viene attivato ogni qual volta si richieda la visualizzazione di uno specifico quick look. Oltre al quick look anche tutti i parametri di scena vengono trasmessi al PC richiedente. Tale sistema è molto efficiente e permette di ottimizzare l'eventuale traffico di rete usufruendo del collegamento solo quando necessario e trasferendo il dato sul proprio PC in modo definitivo, permettendo di creare un proprio archivio di quick looks di interesse specifico.

I dati contenuti nel server del DLR sono tutti i dati che vengono processati presso il centro di processamento ed archiviazione dell'Agenzia Spaziale Tedesca e quindi contengono tutti i dati acquisiti dei satelliti IRS, del sensore GOME di ERS-2 e del MOMS, mentre contengono solo una parte dei dati dei satelliti ERS, per la parte SAR, JERS, Landsat, e SPOT.

Recentemente lo stesso catalogo è accessibile anche on-line tramite un browser on-line simile a quelli descritti precedentemente.

#### 5. DALI

DALI è l'acronimo del catalogo browser on-line di Spotimage, la società di gestione francese delle missioni SPOT. Tale catalogo è accessibile via Internet al seguente url <u>http://www.spotimage.fr</u>, il sito centrale di Spotimage. Come i browser descritti in precedenza, anche in questo caso sono disponibili quick looks e metadati delle scene selezionate con la possibilità di selezionare il proprio dato in maniera semplice tramite un'interfaccia grafica di utente estremamente flessibile e intuitiva.

Il catalogo DALI contiene tutto l'archivio dei dati dei quattro satelliti SPOT e per tutti i sensori da loro trasportati (HRV, HRVIR e Vegetation).

## 6. CARTERRA

CARTERRA è l'acronimo del catalogo della società Spaceimaging Corp., ex-EOSAT, nata per la commercializzazione e la distribuzione dei dati Landsat, fino al Landsat 5. Si tratta, anche in questo caso di un sistema di browsing on-line, con interfaccia grafica molto facile e intuitiva per l'utente con la possibilità di accedere a quick looks e metadati direttamente via Internet tramite Netscape o Explorer. Tale catalogo contiene tutti i dati delle missioni Landsat da 1 a 5 ed i dati IRS con cui EOSAT ha stipulato un contratto esclusivo di distribuzione.

Tale catalogo si può trovare presso il sito Web di Spaceimaging al seguente url http://www.spaceimaging.com

## 7. CONCLUSIONI E RACCOMANDAZIONI

Concludendo va precisato che, con la costante crescita dei sistemi informatici la complessità dei cataloghi e delle informazioni è in crescita esponenziale. Per tale ragione bisogna fare particolarmente attenzione a quale dei cataloghi precedentemente descritti si affida la propria ricerca dei dati disponibili. La seguente tabella riepilogativa potrebbe semplificare il lavoro di ricerca dell'utente ed evitare errate conclusioni in caso di non disponibilità del dato richiesto.

Satellite	Sensore	Archivio	Catalogo
Landsat 1-5	ТМ	mondiale	EiNet, CARTERRA
Landsat 1-5	TM	europeo	EiNet, DESCW, ESA MM
Landsat 7	ETM	mondiale	EiNet, DESCW
ERS	SAR	mondiale	ESA MM, DESCW
ERS	ATSR	mondiale	ESA MM, DESCW
ERS	GOME	mondiale	ISIS
Spot	tutti	mondiale	DALI
IRS 1C,D	LISS	mondiale	CARTERRA, ISIS
IRS P3	MOS	europeo	ESA MM

E' attualmente in corso di studio, presso il SAI (Space Application Institute) del Centro Comune di Ricerca di Ispra, un sistema di interfaccia unica per tutti i cataloghi di dati di osservazione della terra. Tale sistema sarà presto integrato nel sistema INFEO cui si può accedere attraverso il sito del programma CEO (Centre for Earth Observation) al seguente url: <u>http://www.ceo.org</u>.

Una fonte aggiornata per quanto riguarda il panorama italiano nella disciplina di osservazione della terra è il sito internet dell'AIT (Associazione Italiana di telerilevamento raggiungibile a <u>http://www.iroe.fi.cnr.it/ait/</u>) italiano si potranno trovare indirizzi e link utilissimi per tutto ciò che riguarda informazioni, cataloghi, applicazioni, programmi per l'utilizzo dei dati dei satelliti per l'osservazione della terra.

#### **OSSERVAZIONE DEL MARE MEDIANTE IL SAR**

Prof. Paolo Trivero Università degli Studi di Torino Istituto di Fisica <u>Trivero@ph.unito.it</u>

## **1. INTRODUZIONE**

Quando nel 1978 venne lanciato il satellite Seasat, equipaggiato con una serie di sensori a microonde progettati per misurare lo stato del mare di giorno e di notte e con qualsiasi copertura nuvolosa, fu il Radar ad Apertura Sintetica (SAR) a stupire gli oceanografi per la grande quantità di informazioni che era in grado di fornire. Un esempio delle immagini SAR ottenute durante la breve vita del satellite è mostrato in *Fig. 1*, dove si possono notare strutture di onde interne di forma circolare corrispondenti a una montagna sottomarina di origine vulcanica, il campo del vento che modula l'intensità dell'eco radar, zone di attenuazione del segnale (zone scure) dovute alla riduzione dell'ondosità per la presenza dell'isola di Pantelleria al centro dell'immagine e per la presenza di sostanze estranee in superficie.



Fig. 1 - Immagine SAR del mare intorno all'isola di Pantelleria relativa al passaggio 762 del Seasat.

Da allora il SAR ha contribuito ad aumentare le conoscenze sull'oceano, l'atmosfera e le regioni coperte di ghiaccio permettendo di estendere su vasta scala le misure puntuali effettuate su piattaforme e imbarcazioni. Con questo tipo di radar sono inoltre possibili misure ripetute ciclicamente e questa

piattaforme e imbarcazioni. Con questo tipo di radar sono inoltre possibili misure ripetute ciclicamente e questa capacità di fornire immagini con continuità è fondamentale per l'osservazione di fenomeni dinamici quali l'evoluzione di una mareggiata e le variazioni del campo di vento.

Il SAR vede essenzialmente la superficie marina su cui si manifestano le 'impronte' di una grande quantità di fenomeni marini e atmosferici. L'intensità dell'eco radar dipende dall'energia riflessa dalla superficie marina; l'intensità della riflessione dipende a sua volta dalle proprietà fisiche della superficie (ad esempio, rugosità) e dalle proprietà elettriche (ad esempio, conduttività). Le onde di vento e gli slick superficiali variano l'aspetto della rugosità su piccola scala a cui i radar sono particolarmente sensibili e certi fenomeni che avvengono nel profondo del mare possono dare dei segnali rivelabili sulla superficie. In acque basse le immagini radar riescono a fornire informazioni anche sulla topografia dei fondali. Immagini SAR ad alta risoluzione hanno consentito di studiare gli estuari dei fiumi, gli effluenti ed i versamenti di petrolio da parte delle navi. Le immagini del medesimo braccio di mare riprese a tempi differenti hanno messo in mostra enormi differenze in quanto esse sono sensibili alle fluttuazioni del vento e della temperatura superficiale.

I parametri marini comunemente osservati sono: le onde superficiali, il campo del vento, le correnti, i fronti e i vortici, le onde interne, la morfologia dei fondali e la presenza di sostanze inquinanti. Con il SAR si può studiare la circolazione marina a piccola e grande scala e le variazioni a lungo termine.

## 2. SPETTRO DEL MARE

L'interpretazione quantitativa dell'eco radar del mare richiede la conoscenza di alcune proprieta delle onde marine, che vengono qui di seguito brevemente richiamate.

Quando il vento comincia a soffiare su di un mare calmo, le prime onde sono le più brevi: via via che le onde si formano, interazioni non lineari trasferiscono l'energia ad onde maggiori in altezza e lunghezza. Il processo continua fino a che non sia raggiunto un equilibrio tra meccanismo di dissipazione e meccanismo di crescita. Si forma così uno spettro ondoso descritto ad esempio dalle formule di Pierson e Moskowitz [1] e Hasselmann [2] il cui andamento è mostrato in *Fig. 2.* 

Il picco più elevato corrisponde allo spettro di Hasselmann che descrive il mare in formazione, mentre l'altro picco corrisponde allo spettro di Pierson e Moskowitz che descrive la condizione di equilibrio tra l'intensità del vento e l'ondosità marina. In figura gli spettri sono tracciati in scala bilogaritmica: si osserva che per frequenze maggiori di 1.9 fo (dove fo è la frequenza dell'onda dominante) l'andamento dello spettro diventa rettilino con pendenza f<sup>-5</sup>; ciò è vero fino a frequenze di circa 1 Hz: per frequenze maggiori alcuni autori [3 e 4] hanno mostrato che la pendenza dello spettro dipende dalla velocità del vento; Donelan e Pierson [5] hanno trovato un'ulteriore dipendenza dalla temperatura della superficie del mare e dalla salinità al variare delle quali varia la viscosità dell'acqua.



Fig 2 - Spettri di Hasselmann e Pierson-Moskowitz in scala bilogaritmica

A frequenze minori di fo, oltre la ripida discesa dello spettro delle onde di vento, vi è generalmente un picco isolato dovuto ad un'onda lunga ben orientata che accusa la presenza di energia residua di mareggiate precedenti, ed è detta onda di swell.

Le onde sinusoidali componenti lo spettro ubbediscono alla legge di dispersione:

$$\omega(k) = \sqrt{\left(\frac{\tau}{\rho}k^3 + gk\right) \tanh(kd)}$$
(1)

che lega il numero d'onda k alla frequenza  $\omega$  tramite i parametri  $\tau$ , tensione superficiale,  $\rho$ , densità dell'acqua, g, accelerazione di gravità e d, profondità del mare.

Quando  $(\tau/\rho)k^3$  k le onde sono dette capillari, nel caso opposto le onde sono dette di gravità. La condizione  $k_0 = \sqrt{g/\tau}$  ( $\lambda_0 = 1.7$  cm) corrisponde all'onda di velocità di fase minima.

Le onde di gravità sono le onde meccanicamente piu importanti del mare. Se però il mare viene esaminato con un radar a microonde ad incidenza obliqua, acquistano speciale importanza le onde gravito-capillari.

## **3. RUGOSITÀ SUPERFICIALE**

La diffusione delle onde elettromagnetiche dipende dal corrugamento della superficie sulla quale esse incidono. Con riferimento alla *Fig. 3*, se la superficie è perfettamente liscia (gli elementi di rugosità sono trascurabili rispetto alla lunghezza d'onda incidente), avviene il fenomeno di riflessione speculare, obbediente cioè ai criteri dell'ottica geometrica.



Fig. 3 - Contributo relativo delle componenti di scattering coerenti e diffuse in diverse condizioni di rugosità: speculare e rugosa.

Se la superficie è corrugata, ossia le irregolarità che la costituiscono diventano confrontabili con la lunghezza d'onda incidente, la distribuzione angolare della radiazione è costituita di due componenti: una riflessa ed una diffusa. La componente riflessa è nuovamente nella direzione speculare ma la sua intensità è minore rispetto a quella che si ha per una superficie liscia, fino a diventare trascurabile nel caso la superficie sia molto corrugata: parte dell'energia viene infatti dispersa in tutte le direzioni e costituisce la componente diffusa. La componente speculare viene anche detta coerente in quanto mantiene la coerenza di fase caratteristica della riflessione su di una superficie piana.

La Fig. 4 illustra l'andamento della sezione d'urto di backscattering  $\sigma_0(\theta)$  in funzione dell'angolo d'incidenza rispetto alla superficie. Se quest'ultima è corrugata la componente speculare (o coerente) è rilevante solo se il radar è posto in prossimità del nadir, mentre ad angoli di incidenza superiori prevale la componente non coerente (o diffusa).



Fig. 4 - Backscattering del radar a diversi angoli di incidenza.

#### 4. RILESSIONE SPECULARE

Immaginando di suddividere la superficie del mare in piccole areole piane, si ha riflessione speculare del fascio radar quando tali areole sono orientate in modo tale che la normale ad esse sia parallela al raggio incidente. Poichè sono rare le onde con pendenze superiori ai 20-25°, se ne deduce che la riflessione speculare si verifica a bassi angoli d'incidenza.

Il calcolo teorico della sezione d'urto di backscattering per riflessione speculare eseguito ad esempio da Barrick (1968) ha fornito il seguente risultato:

$$\sigma_{o \text{ spec}}(\theta) = \pi \sec^4 \theta p (\zeta_x, \zeta_y) |R(0)|^2$$
(2)

dove  $\theta$  è l'angolo d'incidenza del radar calcolato rispetto alla direzione verticale, R(0) è il coefficiente di riflessione per incidenza normale e  $p(\zeta_x, \zeta_y)$  è la densità di probabilità congiunta delle pendenze della superficie marina.

## 5. RISONANZA ALLA BRAGG

Come si può vedere dall'andamento delle curve di Fig. 4, la sezione d'urto di backscattering è considerevole anche ad angoli d'incidenza tali da escludere la riflessione speculare. Ciò è spiegabile

[6] nel seguente modo: il profilo del mare è scomponibile in una sovrapposizione di onde sinusoidali di lunghezza  $\lambda_S$ . Per un dato angolo d'incidenza  $\theta$  e per una data lunghezza d'onda radar  $\lambda_R$  (v. Fig. 5), la componente  $\lambda_S$  soddisfacente la relazione:

$$\lambda_{\rm S} = \frac{\lambda_{\rm R}}{2\,{\rm sen}\,\vartheta} \tag{3}$$

si comporta come un reticolo di diffrazione provocando un fenomeno di risonanza alla Bragg. Dalla formula risulta  $\lambda_S \approx \lambda_R$  per cui se il mare è esaminato con un radar a microonde sono le onde gravito-capillari a dare il maggiore contributo al backscattering.



Fig. 5 - Risonanza alla Bragg

## 6. POLARIZZAZIONE

In generale la polarizzazione del segnale radar non viene molto modificata dallo scattering sulla superficie marina. Questo si esprime dicendo che la polarizzazione è HH (segnale emesso e ricevuto in polarizzazione orizzontale), oppure VV (segnale emesso e ricevuto in polarizzazione verticale). Ciò che invece può contenere informazioni oceanografiche è il rapporto di polarizzazione [7]

$$P = \frac{\sigma_{VV}}{\sigma_{HH}}$$
(4)

cioè il rapporto tra sezione d'urto per onde polarizzate verticalmente e orizzontalmente. Per piccoli angoli d'incidenza la sezione d'urto è praticamente insensibile alla polarizzazione mentre, via via che l'angolo d'incidenza cresce il segnale riflesso in polarizzazione orizzontale è sempre più debole di quello polarizzato verticalmente.

## 7. MODELLO A DUE SCALE

Per una completa interpretazione del fenomeno di backscattering bisogna tenere conto che per mari relativamente agitati le perturbazioni della superficie marina di grande scala (onde di gravità), modulano il profilo di quelle a piccola scala (onde capillari e gravito-capillari) [6 e 7]. I meccanismi che intervengono sono illustrati nelle *figure 6a, 6b e 6c*.



Fig. 6a – Modulazione idrodinamica della rugosità superficiale per l'interazione onda-onda (Robinson 1994)



Fig. 6b – Modulazione elettromagnetica (tilting) per la variazione dell'angolo di incidenza istantaneo (Robinson 1994)



Fig. 6c - Moto delle onde gravito-capillari in condizione di Bragg sulle onde di swell (Robinson 1994).

#### 8. PARAMETRI METEO-MARINI OSSERVABILI CON IL SAR

La rugosità presente sulla superficie marina che modula il segnale radar è dovuta a una grande quantità di fenomeni marini e all'azione del vento. Il problema di fondo è quello di riconoscere il fenomeno meteo-marino che lascia un'impronta che spesso può essere ambigua. E' necessario considerare la forma di tali impronte, la dimensione, l'ampiezza e la variazione dell'intensità. Un notevole aiuto si ha nel considerare immagini multitemporali e a multifrequenza oltre che comparare le immagini SAR con analoghe immagini nell'ottico e infrarosso.

#### 8.1. Onde e vento

Le immagini SAR della superficie dell'oceano forniscono utili informazioni sul periodo (o sulla lunghezza d'onda) e sulla direzione del moto ondoso. La minima lunghezza d'onda che un'immagine SAR da satellite può rilevare non scendere al di sotto dei 100 m, il che corrisponde ad onde con periodo di circa 8 secondi. Poiché una superficie in movimento viene traslata nel piano dell'immagine in seguito all'effetto Doppler sul segnale che il processare del SAR utilizza per individuare un determinato pixel, il moto delle onde può avere l'effetto di introdurre delle distorsioni non lineari sull'immagine e grande cura deve essere posta nel desumere lo spettro delle onde. L'immagine SAR è quindi soggetta a vari tipi di distorsione: i moti stocastici causano sfuocatura; i moti coerenti di velocità v<sub>m</sub> causano uno spostamento lungo la direzione del moto dato dalla formula:

$$x = v_m r / v_o$$

dove r è la distanza emettitore-bersaglio.

Nonostante la varietà delle distorsioni teoricamente prevedibili, è interessante constatare che molti confronti sperimentali (8) eseguiti tra gli spettri bidimensionali del mare dedotti da immagini SAR e quelli misurati simultaneamente *in situ* non hanno dimostrato grandi divergenze.

In Fig. 7 è mostrata un'immagine SAR di un tratto di mare relativa al passaggio dello Shuttle Columbia del 14novembre 1981 sul Mar Mediterraneo tra le Isole Baleari e la Sardegna (è visibile un tratto della costa occidentale sarda). Nella parte inferiore della figura è presentata una serie di spettri ottenuti con trasformata ottica di Fourier. Tali spettri bibimensionali sono ottenibili mediante analisi dell'immagine al computer e forniscono la direzione e la lunghezza delle onde che compongono lo spettro.



Fig.7 – Immagine SAR relativa al passaggio dello Shuttle Columbia sul Mar Mediterraneo, tra le Isole Baleari e la Sardegna e spettri bidimensionali ottenuti con trasformata ottica di Fourier relativi alle zone circolari.



Fig. 8 - Ingrandimento di una zona dell'immagine 7. Sono visibili le onde di gravità.

Le osservazioni sistematiche del campo delle onde è di grande utilità per la valutazione degli scambi energetici all'interfaccia aria-mare, per la navigazione, per la progettazione delle strutture in mare aperto e le strutture costiere, per lo studio dell'erosione delle coste e per la previsione dello stato del mare.

#### 8.2. Campo del vento e dello stress superficiale

Oltre che sullo spettro del mare, con il SAR si possono ottenere informazioni sul campo di vento e sullo stress superficiale utili per lo studio dei fenomeni di interazione aria-mare. Lo stress del vento  $\tau$  alla superficie del mare è prodotto dai trasferimenti turbolenti di momento meccanico dall'atmosfera all'oceano attraverso moti verticali dell'aria. La sua intensità è generalmente misurata in termini di vento frizionale u\*, in base alla formula:

$$\tau = \rho u^{-2} \tag{5}$$

dove  $\rho$  è la densità dell'aria.

\*~

La velocità frizionale non è una quantità direttamente misurabile ma è legata alla velocità del vento alla quota z,  $u_z$ . La relazione tra u\* e  $u_z$  è anche funzione della differenza di temperatura tra l'aria e la superficie marina.L'eccitazione delle onde gravito-capillari è legata al vento frizionale ed esiste un'intensità di soglia (u\* ~ 0.12 m/s) al di sotto della quale non possono essere generate [3].

(6)

L'intensità  $\sigma$  dell'eco radar è proporzionale alla velocità del vento frizionale:

σ∝u<sup>\*β</sup>

dove  $\beta$  è una costante sperimentale. Si avrà quindi in corrispondenza di  $u_s^*$  una  $\sigma_s$  di soglia, che dipende anche dalla frequenza delle onde marine in risonanza in Bragg. In *Fig. 9* è mostrato un esempio di immagine SAR dell'ERS-1 in prossimità della costa ligure del novembre 1981 [9]. A piccola scala (~ 100 m) sono visibili le onde di gravità (nel riquadro) e a scala maggiore la modulazione dovuta al vento. In *Fig. 10* sono riportate le mappe del campo delle onde e del vento. L'ambiguità nel verso del vento può essere risolta analizzando l'andamento asimmetrico delle strutture dovute alla turbolenza[10].



Fig. 9 - Immagine SAR del mar ligure del 9 novembre 1991 alle ore 21.38 (orbita 1660). Nel riquadro in basso vi è l'ingrandimento di una porzione dell'immagine.



a)

Fig. 10 - a) Mappa del campo delle onde. Le lunghezze d'onda sono tra i 100 e i 140 m. b) Mappa del campo del vento.

## 8.3. Correnti, vortici, morfologia dei fondali e onde interne

Normalmente nei mari, laghi e fiumi l'eco radar dipende dalla componente della rugosità dell'acqua avente periodicità spaziale confrontabile con quella delle onde radio. Dal momento che i moti superficiali sono alimentati energeticamente dal moto relativo dell'aria rispetto all'acqua, si comprende che le correnti superficiali di acqua possano modulare l'eco radar (così come i cambi di salinità, di temperatura, ecc.). Le correnti superficiali possono dipendere tuttavia, oltre che dal vento, dalla batimetria del fondale che in presenza di maree trasferisce in superfice una componente della velocità delle acque. In casi fortunati nella immagine SAR (nonostante il ridottissimo potere di penetrazione delle onde radio in acqua) appare una figura che lascia intravedere il fondo con buona fedeltà, anche se con qualche dislocamento. E` grande l'attenzione a questa possibilità del SAR da parte di enti che posano cavi o condotte sul fondo, da parte di enti che posano piattaforme o macchinari sul fondo per l'estrazione o il trasferimento di greggio, da parte di chi si interessa ai cambiamenti del fondale, di chi studia i transienti connessi a vortici e onde interne.

Le onde interne sono tra i fenomeni marini più frequentemente osservati dal SAR e vengono generate all'interfaccia fra due masse liquide di diversa densità attraverso un meccanismo di interazione delle correnti di marea con la struttura topografica del fondale. Onde interne per esempio si generano attraverso lo Stretto di Gibilterra dove l'acqua densa del Mediterraneo scorre al di fuori verso l'Atlantico Orientale incontrando acque più fredde e meno salate che a loro volta fluiscono verso l'interno. Queste onde interne possono avere un'ampiezza di circa 100 m e riescono ad essere individuate dalla boe oceanografiche ancorate ed equipaggiate con catene di termistori per misurare la distribuzione verticale della temperatura del mare. Nell'istante in cui queste acque più fredde entrano

nel Mediterraneo, le loro lente oscillazioni trasportano microrganismi verso la superficie e questi a loro volta attenuano le onde capillari del moto ondoso.

#### 8.4. Ghiaccio - Neve

L'eco radar proveniente da zone ricoperte di ghiaccio è attenuato ripetto a quello di mare aperto di un fattore variabile (< 15 dB) a seconda dello spessore, della età, della compattezza e della presenza di miscugli di neve e acqua marina. Per questo motivo, anche se con difficoltà, nelle immagini SAR è possibile localizzare il ghiaccio e, con l'aiuto di altre informazioni o di tecniche statistiche, persino anche di quantificare gli attributi elencati prima. Una spinta formidabile nel mettere a punto le necessarie tecniche si deve alla domanda di sicurezza che proviene dai navigli che per vari motivi operano ad elevate latitudini o in zone infestate da ghiaccio. Persino i rompighiacci possono avvalersi delle informazioni del telerilevamento SAR per ottimizzare la rotta di lavoro o evitare rotte rischiose.

#### 8.5. Rilevamento delle sostanze tensiottive di origine naturale o artificiale

Nelle immagini SAR del mare è spesso evidente la presenza di slicks, alcuni prodotti da sostanze biologiche naturali, altri da fenomeni fisici quali la caduta del vento o i fronti relativi alle onde interne; alcuni invece sono dovuti alla presenza di sostanze oleose deliberatamente versate in mare dalle navi petroliere. E' spesso difficile distinguere fra slick naturali e slick artificiali [11], anche se i versamenti petroliferi tendono ad assumere una forma stretta ed allungata (v. *Fig. 11a*). Nelle immagini SAR sono stati visti parecchi versamenti di sostanze oleose ma non ne sono state spesso identificate le origini. Sono in stadio di messa a punto sistemi automatici e semi automatici che operano in tempo quasi reale per il riconoscimento degli scarichi abusivi di petrolio.



t

Fig. 11 - a ) Immagine di un a macchia di petrolio del 6 ottobre 1998 in prossimità dell'Isola d'Elba. b) Immagine di un film naturale del 7 maggio 1998 in prossimità di Palermo.

L'esperienza acquisita mediante il SAR mostra che l'identificazione degli slick superficiali dipende dalla velocità del vento che deve essere compresa fra 2 e 12 m/s.

In presenza di sostanze che modificano la tensione superficiale, si ha evidenza sperimentale e teorica [12] della presenza di un massimo di attenuazione nella banda gravito-capillare. L'ampiezza e la frequenza di tale massimo dipendono dal tipo di sostanza. La *Fig. 12* mostra gli spettri ottenuti in acqua pulita e acqua ricoperta da film e (in alto) il relativo rapporto spettrale Y(f) tra i due spettri.

Misure degli spettri ondosi possono essere effettuati in mare con ondametri molto sensibili, ma è possibile utilizzare i segnali SAR a frequenze diverse, che sono proporzionali all'ampiezza della componente ondosa in condizione di Bragg, e ricavare l'andamento del rapporto spettrale [13].

La Fig. 13 mostra una porzione di una immagine SAR in banda C presa da aereo sopra la Piattaforma Oceanografica Acqua Alta del CNR a Venezia nell'ottobre 1990. Si distinguono due macchie scure prodotte artificialmente con alcool oleico in prossimità della Piattaforma (macchia chiara). Una analoga immagine in banda X è stata ripresa contemporaneamente. Sulla Piattaforma erano operanti, oltre a un ondametro, un radar in banda L, S e C. Il confrontro tra gli spettri misurati con ondametro e i segnali ottenuti alle diverse frequene radar ha permesso di verificare la possibilità non solo di rivelare la presenza dei film, ma anche di caratterizzarli[14].



Fig. 12 - Attenuazione delle onde gravito-capillari in presenza di materiale tensioattivo



Fig. 13 - Porzione di una immagine SAR in banda C presa da aereo sopra la Piattaforma Oceanografica Acqua Alta del CNR a Venezia nell'ottobre 1990.

## Bibliografia

PIERSON W. J. JR, L. MOSKOWITZ, 1964, J. Geophys. Res., 69, 5181.

HASSELMANN K., ET AL., 1973, Dtsch. Hidrogr. Z., Suppl. A, 8, 95.

PIERSON W. J., R. A. STACY, 1973, *The elevation slope and curvature of spectra of wind roughened sea surface*, NASA Report CR-2247.

FUNG A. K., K. K. LEE, 1982, IEEE J. Oceanic Eng., OE-7, 166.

DONELAND M. A., W. J. JR PIERSON, 1987, J. Geophys Res., C, 92, 4971.

WRIGHT J. W., 1968, IEEE Trans. Antennas Propag. AP-16, 217.

VALENZUELA G. R., 1978, Boundary-Layer Meteorol., 13, 61.

VESECKY J. F., STEWART R. H., 1982, J. Geophys Res., 87, 3397.

TRIVERO P., B. FISCELLA, F. GOMEZ, P. PAVESE, 1994, Il Nuovo Cimento 17C, N.5, 689

ZECCHETTO S., P. TRIVERO, B.FISCELLA, P. PAVESE, 1998, Boundary Layer Meteorology, 86, 1

G. CALABRESI G., F. DEL FRATE, J. LICHTENEGGER, A. PETROCCHI, P. TRIVERO, Igarss 1999.
FISCELLA B., P.P. LOMBARDINI, P. TRIVERO, R. CINI, 1985, Il Nuovo Cimento, **8C**, N.5, 491 TRIVERO P., B. FISCELLA, F. GOMEZ, P. PAVESE, 1998, International Journal of Remote Sensing, **19**, 543

ZECCHETTO S., P.TRIVERO."Experimental ocean active microwave remote sensing" in "Satellite Remote Sensing of the Oceanic Environment" Ed. by I.S.F.Jones, Y.Sugimori and R.W.Stewart, Publ. by Seibutsu Kenkyusha Co Ltd Tokyo JapanChap. 4, 115 (1993)

#### SVILUPPI FUTURI DEI SATELLITI PER L'OSSERVAZIONE DELLA TERRA

#### Aldo Argentieri

# SERCO c/o ESA-ESRIN, Via Galileo Galilei, 00044 Frascati E-mail: aargenti@esrin.esa.it

#### **1. INTRODUZIONE**

Il telerilevamento è attualmente un mondo in enorme espansione ed evoluzione per quanto riguarda nuove missioni, sia a carattere scientifico sia a carattere puramente commerciale.

Nel capitolo saranno trattate in dettaglio la missione Landsat, le costellazioni di satelliti e sensori ad altissima risoluzione spaziale. Sensori iperspettrali e verranno inoltre forniti aggiornamenti sui programmi Spot ed IRS.

Per quanto riguarda la missione Landsat, è stato lanciato con successo il 15 Aprile 1999, il Landsat 7, dotato del sensore ETM (enhanced Thematic Mapper) con le sette ormai conosciutissime bande con in più una banda pancromatica a 15 m di risoluzione spaziale e la banda dell'infrarosso termico a 60m, invece dei precedenti 120. Il sensore è inoltre dotato di un sistema di calibrazione avanzato e totalmente affidabile.

Si parla ormai da anni di satelliti commerciali con sensori ad altissima risoluzione spaziale. Il primo di queste serie, Ikonos-1 di Space Imaging, è stato lanciato il 24 Settembre 1999 Ed è dotato di un sensore pancromatico nel visibile ad un metro di risoluzione spaziale ed un sensore multi-spettrale, nel visibile e nel vicino infrarosso a 3-4 metri. Come precedentemente accennato questo è solo il primo di una serie di sensori e satelliti che verranno lanciati da società commerciali quali EarthWatch, Orbimage e West Indian Space.

Un'altra grande innovazione riguarda i sensori multi o iperspettrali, di sicuro grande interesse per applicazioni in ambiente marino. Sono sensori a media risoluzione spaziale dotati però di un gran numero di bande spettrali concentrate in un intervallo piccolo dello spettro elettromagnetico. Il più noto di questi sensori è sicuramente il MERIS d'Envisat (15 bande fra il visibile e l'infrarosso medio). In seguito ci sarà anche il MODIS della NASA, e d altri quali ASTER ed ARIES. I sensori attualmente dedicati all'ambiente marino sono il SeaWiFS di Orbimage ed IRS-P3/P4, già da tempo operativi, che costituiscono una fonte di dati operativi per indagini e studi in ambiente marino.

# 2. PROGRAMMA LANDSAT

Pur non essendo un programma di osservazione della terra specificatamente dedicato all'ambiente marino, la missione Landsat ha fornito una serie di dati interessantissimi sulla qualità dell'ambiente marino permettendo la definizione della concentrazione di clorofilla, la presenza di sostanza gialla o, in casi specifici, di monitorare la fioritura algale e le mucillagini in Mar Adriatico, oltre a fornire la possibilità di monitorare efficacemente l'ambiente costiero.

Il programma Landsat è operativo dal 1972 e nel settembre 1999 è stato lanciato l'ultimo satellite della serie, il Landsat 7. Tale missione mantiene le stesse caratteristiche orbitali della missione precedente, Landsat 5, in modo da assicurare l'interoperabilità dei due satelliti insieme e di mantenere lo stesso sistema di riferimento utente conosciuto come WRS (World Reference System).La missione ha come scopo principale la conservazione della continuità della missione Landsat e, allo stesso tempo, un miglioramento delle prestazioni del sensore e dell'intero sistema satellitare. Oltre ad essere equipaggiato con un registratore di bordo della capacità di registrazione dati di 40 minuti, il Landsat 7 è equipaggiato con il sensore ETM (Enhanced Thematic Mapper) le cui caratteristiche sono riportate nel seguente schema:

Bande sp	ettrali: 8	
canali	lunghezza d'onda	risoluzione
1	0.45-0.52 nm	30 m
2	0.52-0.61 nm	30 m
3	0.63-0.69 nm	30 m
4	0.76-0.90 nm	30 m
5	1.55-1.75 nm	30 m
6	10.40-12.50 nm	60 m
7	2.08-2.35 nm	30 m
PAN	0.52-0.90 nm	15 m
A mniezz	a della rinresa: 180	Km

Tab. 1 - Caratteristiche dell'ETM del Landsat 7

Rispetto al sensore TM (Thematic Mapper) trasportato a bordo della missione precedente (Landsat 5) la grossa novità dell'ETM è la presenza di una banda pancromatica a 15 metri di risoluzione geometrica coregistrata con le altre 7 bande; il che significa che oltre alla possibilità di osservare la superficie terrestre con le 7 bande, ormai note, si può aggiungere un notevole dettaglio geometrico. Un altro consistente miglioramento consiste nell'aumento di potere risolutivo della banda 6 nell'infrarosso termico che sull'ETM è di 60 metri invece dei 120 del TM.

Oltre alle caratteristiche geometriche e spettrali una grand'evoluzione c'è stata a livello della calibrazione radiometrica, con due livelli di guadagno separati del sensore, e di quella geometrica con una precisione di Sono stati inoltre aggiunti dei canali di comunicazione permettendo al Landsat 7 di trasmettere I dati a 3 stazioni riceventi contemporaneamente al fine di migliorare non solo la qualità del dato ma la sua disponibilità presso l'utente.

#### 3. LE COSTELLAZIONI DEI SATELLITI AD ALTISSIMA RISOLUZIONE

Sono missioni interamente commerciali che derivano dalla tecnologia dei satelliti spia militari americani di una ventina d'anni fa i cui brevetti sono stati declassificati e venduti a consorzi di società commerciali americane. Le maggiori società interessate a tale programma di osservazione della terra, sono quattro: il consorzio EarthWatch (di cui fa parte Telespazio), Space Imaging, Orbimage e West Indian Space.

Ognuna di queste società prevede il lancio di più satelliti dello stesso tipo per la creazione di una vera e propria costellazione di satelliti di osservazione della terra ad altissima risoluzione spaziale. EarthWatch, dopo la perdita del primo satellite Early Bird del 1998, lancerà, a partire dal 2000, due satelliti Quick Bird identici; Space Imaging, dopo un primo tentativo fallito ha messo in orbita nel Settembre 1999 il primo satellite Ikonos; Orbimage lancerà nel 2000 e 2001 due satelliti OrbView-3; West Indian Space, che si avvale anche della tecnologia militare israeliana ha in progetto di lanciare ben 7 satelliti EROS-A e -B a partire dal 2000. Le caratteristiche orbitali e dei sensori dei suddetti satelliti verranno riassunte in tabelle seguenti. Il gran vantaggio di questi tipi di satelliti sarà una riduzione dei costi di costruzione e di gestione del sistema oltre al miglioramento della geometria di osservazione della superficie della terra con una frequenza di rivisitazione quasi giornaliera alle nostre latitudini. Tali dati permetteranno quindi il monitoraggio di fenomeni in ambito costiero con frequenza elevatissima.

	Quick Bird	Ikonos	OrbView-3	EROS-A
Altezza (Km)	600	682	460	480
Ciclo (giorni)	12-14	11	3	7
Periodo di rivisitazione (giorni)	2,5	3	3	3
Periodo orbitale (min)	96,7	97	89	88,5
Inclinazione (gradi)	52,5	98,1	97,25	97,3

Tab. 2 - Caratteristiche orbitali dei satelliti ad altissima risoluzione spaziale

Ciò che immediatamente salta agli occhi nella precedente tabella è il valore simile del periodo di rivisitazione dei vari satelliti. Tutti i satelliti saranno posizionati in un orbita eliosincrona quasi-polare, escluso il Quick Bird che sarà posto in un'orbita non-eliosincrona con un'inclinazione rispetto all'equatore molto più bassa.

La tabella seguente riassume le caratteristiche dei sensori posizionati a bordo dei satelliti ora descritti. Come si potrà facilmente notare quasi tutti sensori saranno dotati di un sensore pancromatico a larga banda e di uno multi-spettrale a tre o quattro bande localizzate nella porzione del visibile e del vicino infrarosso dello spettro elettromagnetico.

	Quic	k Bird	Ikor	nos	Orb\	/iew-3	EROS-A
	HRC	WRC	PAN	VNIR	PAN	VNIR	
Tipo di sensore		(	CCD (Cha	rge Coup	led Device	e)	
Bande spettrali	1	4	1	4	1	4	1
Lunghezze d'onda (nm)	490-900	450-520	450-900	450-520	450-900	450-520	500-900
		510-590		520-600		520-600	
		630-690		630-690		630-690	
		760-890		760-900		760-900	
Sistema di scansione			Pusht	proom sca	nning		
Risoluzione spaziale (m)	0,82	3,2	1	4	1	4	1,5
Ampiezza della ripresa (K	Km) 22 :	x 22	11,	<b>x 11</b>	8 2	<b>(8</b>	13 x 13

Tab. 3 - Caratteristiche dei sensori dei satelliti ad altissima risoluzione spaziale

Come risulta evidente nella precedente tabella, le caratteristiche dei sensori montati a bordo dei satelliti ad altissima risoluzione spaziale sono molto simili tra loro. Questo costituisce un indubbio vantaggio per l'utente che potrà usufruire di vari sensori estremamente simili far loro per caratteristiche geometriche e spettrali..

La seguente tabella riassume le caratteristiche dei sistemi accessori ai sensori (puntamento, posizionamento e possibilità di registrazione dei dati a bordo

	Quick Bird	Ikonos	OrbView-3	EROS-A	
Sistema di puntamento	Body	pointing (orienta	mento del satellite)		
Campo di vista (gradi)	30 - 45	45	45	45	
Sistema di posizionamento	C	GPS (Global Pos	itioning System)		
Registratore di bordo:			•••		
Capacità (Gbits)	134	64	32	0	

Tab. 4 - Sistemi accessori dei satelliti ad altissima risoluzione spaziale

Anche in questo caso i satelliti utilizzano dei sistemi comuni, come il sistema di puntamento dell'intero satellite e non del singolo sensore ed il sistema di posizionamento GPS.



#### 4. SATELLITI A BASSA RISOLUZIONE

Sono da considerare come i veri e propri sensori dedicati alle applicazioni in ambiente marino. Sono sensori progettati espressamente per misurare parametri chimico-fisico-biologici che rappresentano i principali indicatori della qualità delle acque costiere e pelagiche.

In passato era già stato lanciato un sensore interamente dedicato alle applicazioni in campo marino, il Coastal Zone Colour Scanner (CZCS), che ha fornito dati sul colore del mare dal 1978 al 1986.La continuazione di tale missione, i cui dati sono ancora largamente utilizzati in tutto il mondo, è rappresentata dal satellite OrbView-2 (SeaStar) e dal suo sensore SeaWiFS (Wide imaging Field Sensor), lanciato nell'Agosto 1997 e tuttora operativo nell'anno 2000. Attualmente in orbita ci sono anche due satelliti dell'Agenzia Spaziale Indiana: IRS-P3 con a bordo il sensore MOS (Modular Optoelectronic Scanner) lanciato nel Marzo 1996 e IRS-P4 con il sensore OCM (Ocean Colour Monitoring) lanciato nel Maggio 1999. Tra la fine del 1999 e l'inizio dell'anno 2000 verrà lanciato anche il satellite EOS-1 della NASA con a bordo il sensore MODIS e nel 2001 il satellite dell'ESA, Envisat con a bordo il sensore MERIS. Quindi attualmente il settore delle applicazioni marine può usufruire di un'enorme quantità di dati telerilevati per il controllo ed il monitoraggio di tantissimi parametri chimico-fisico-biologici. Le caratteristiche orbitali dei satelliti sopra elencati vengono riassunte in *Tab. 5* 

	OrbView-2	IRS-P3	IRS-P4	EOS-1	Envisat
Altezza (Km)	705	817	720	480	780-820
Periodo di rivisitazione (giorni)	1	22-24	2	3	2-3
Periodo orbitale (min)	99	101,35	99,31	88,5	100,59
Inclinazione (gradi)	98,2	98,69	98,28	97,3	98,55

Tab. 5 - Caratteristiche orbitali dei satelliti a bassa risoluzione spaziale

Come evidenziato in tabella, tutte le orbite dei satelliti sono di tipo eliosincrono e quasi-polare. A parte IRS-P3, satellite totalmente sperimentale, per tutti i sensori è prevista una frequenza quasi giornaliera di acquisizione. La seguente tabella (*Tab. 6*) riassume le caratteristiche dei vari sensori.

Come si può notare tutti sensori sono dotati di un gran numero di bande nell'intervallo del visibile e del vicino infrarosso dello spettro elettromagnetico, fatta eccezione per il MODIS che estende il suo campo d'azione anche nell'infrarosso termico fornendo quindi anche misure della temperatura superficiale che, essendo un parametro fondamentale in ambiente marino, andrebbe altrimenti fornito da altri sensori quali l'AVHRR del NOAA o l'ATSR di ERS.

	OrbView-2 SeaWiFS	IRS-P3 MOS	IRS-P4 OCM	EOS-1 MODIS	Envisat MERIS
Bande spettrali	8	17	8	36	16
Lunghezze d'onda (nm)	412-905	408-1010	408-885	620-14400	412-900
Ampiezza di banda (nm)	20-40	1,4-10	1,4-10	20	2,5-20
Risoluzione spaziale (m)	1100	500	360	250-1000	280x300
Ampiezza della ripresa (Km)	2800	200	1420	1150	1150

Tab. 6 - Caratteristiche dei sensori a bassa risoluzione spaziale

La risoluzione spaziale varia tra i 250 metri ed il chilometro, indicando un progressivo aumento della capacità di risoluzione geometrica ma ciò che è da notare è il progressivo aumento della risoluzione radiometrica, o ampiezza di ogni singola banda spettrale, fino ad arrivare a 1,4 nm, valore assolutamente irraggiungibile in sensori di serie precedenti. Il MODIS può inoltre essere considerato come uno dei primi sensori iperspettrali operativi. La tendenza evolutiva generale dei satelliti di osservazione della terra prevede quindi un aumento della risoluzione spaziale (accuratezza geometrica della misura), della risoluzione spettrale (aumento del numero di bande o canali), della risoluzione radiometrica (riduzione dell'ampiezza di ogni singola banda), mantenendo un periodo di rivisitazione giornaliero o, al massimo, di

pochi giorni. L'utente, potendo disporre di tutti i sistemi sarà quindi in grado di ricevere acquisizioni giornalmente ed anche più volte al giorno.



Fig. 2 - Mappa della concentrazione globale di clorofilla ottenuta tramite dati SeaWiFS



Fig. 3 - Mappa della concentrazione locale di clorofilla ottenuta tramite dati SeaWiFS

# **5. PROGRAMMI SPOT E IRS**

I programmi SPOT, gestito del CNES (Centre National pour les Etudes Spatiaux) ed IRS, gestito dall'Agenzia Spaziale Indiana sono sicuramente fra i programmi nazionali di telerilevamento più efficienti nel mondo, a parte, ovviamente, i programmi statunitensi. Durante il 1998, e precisamente nel Marzo 1998, SPOT-4 è stato l'unico satellite per l'osservazione della terra ad essere stato lanciato in modo

nominale e cioè con un lancio riuscito e senza grandi ritardi, come spesso avviene. SpotImage, la società di gestione e distribuzione dei dati SPOT può contare su una e vera e propria costellazione di satelliti, potendo contare, all'inizio dell'anno 2000, su tre satelliti completamente operativi, essendo SPOT-3 danneggiato e non funzionante mentre i primi due sono attualmente operativi.

Per quanto riguarda IRS, anche in questo caso si può parlare di una vera e propria costellazione, potendo gli Indiano contare su due satelliti operativi e perfettamente identici, IRS-1C e 1D, oltre che ai sopracitati satelliti dedicati alle applicazioni marine come IRS-P3 e P4, lanciati, rispettivamente nel Dicembre 1995 e Settembre 1997.

	SPOT-4	IRS-1D	
Tipo di orbita	eliosincrona, quasi-	polare	 
Altezza (Km)	832	817	
Ciclo (giorni)	26	24	
Periodo di rivisitazione (giorni)	) 2	5	
Periodo orbitale (min)	101	101,35	
Inclinazione (gradi)	98,7	98,7	

Le caratteristiche orbitali delle due missioni sono evidenziate in Tab. 7

## Tab. 7 - caratteristiche orbitali dei satelliti SPOT-4 ed IRS-1D

Le caratteristiche orbitali sono piuttosto simili e, pur essendo posizionati, in un ciclo orbitale piuttosto lungo, oltre i 20 giorni, entrambi sono in grado di acquisire dati sulla stessa area con un risoluzione spaziale molto maggiore. I primi tre satelliti SPOT sono dotati di una coppia di sensori identici con possibilità di puntamento laterale, rispetto alle direzione di volo, di +/- 27 gradi.

SPOT-4 segue la tendenza evolutiva di altri satelliti per l'osservazione della terra, mantenendo le caratteristiche fondamentali dei sensori inalterata aggiungendo un canale ed un nuovo sensore a bordo come indicato in tab. 8.

Entrambi i satelliti hanno a bordo un sensore pancromatico a larga banda con una risoluzione spaziale molto elevata che hanno rappresentato i primi veri sensori ad alta risoluzione prima del lancio di Ikonos. I sensori multi-spettrali hanno in entrambi i casi due bande nel visibile, una nel vicino infrarosso ed una nell'infrarosso medio.

		SPOT-	4		IRS-1D		
	HRY	VIR	Vegetation	LIS	S-3	WFS	
	PAN	XI		PAN	VNIR		
Tipo di sensore	ensore CCD (Charge Coupled Device)						
Bande spettrali	1	4 .	4	1	4	2	
Lunghezze d'onda (nm)	510-730	500-590	430-470	500-750	520-590	620-680	
		610-680	610-680		620-680	770-860	
		790-890	780-890		770-860		
	1	1580-1750	) 1580-1750		1550-1700		
Sistema di scansione		Pu	ishbroom sca	inning			
Risoluzione spaziale (m)	10	20	1150	5,8	23,5	188,3	
Ampiezza della ripresa (Km)	60 :	x 60	2200	70 x70	141 x 141	810 x 810	

Tab. 8 - Caratteristiche dei sensori dei satelliti SPOT-4 e IRS-1D

I due restanti sensori sono invece abbastanza diversi, essendo Vegetation dotato di quattro bande con lo stesso schema di HRVIR, con una risoluzione spaziale intorno al Km e WFS dotato di sole due bande nel rosso e vicino infrarosso ad una risoluzione spaziale media. La seguente Fig. 4 mostra un'immagine SPOT del delta del Mississippi.



Fig.4

# 6. CONCLUSIONI

Come evidenziato nei capitoli precedenti, il panorama dei satelliti per l'osservazione della terra è, all'inizio dell'anno 2000 piuttosto vasto con una disponibilità di dati importante a tutto vantaggio dell'utente finale e dell'utilizzatore del dato stesso. L'utente dovrà quindi operare una selezione del dato telerilevato in base al tipo di risultato che si vuole ottenere dal punto di vista qualitativo tenendo in debita considerazione la scala del prodotto finale.

# LA RISOLUZIONE GEOMETRICA E IL FATTORE SCALA NELLE IMMAGINI TELERILEVATE

Eugenio Zilioli CNR-IRRS Telerilevamento Via Bassini, 15 20133 Milano

#### **1. INTRODUZIONE**

Gli strumenti impiegati in Telerilevamento hanno caratteristiche e specifiche proprie da cui dipendono la qualità e la bontà dei dati acquisiti, e quindi anche dei prodotti finali, siano essi sotto forma di numeri, come ad esempio i valori rilevati da un radiometro, o di immagini, come è la maggior parte dei dati in questo campo. La qualità delle immagini è quindi argomento di estrema importanza, sia perchè esse sono tra le forme più diffuse di supporto informativo, sia perchè il giudizio e l'analisi dei prodotti di tipo pittoriale rimangono una fase importante e tuttora insostituibile nel processo interpretativo. Intanto va precisato il significato di due termini che vengono sovente usati in maniera analoga: l'immagine intesa come generica rappresentazione pittoriale, con riferimenti al suo contenuto informativo e caratteristiche strumentali, e la fotografia con cui invece ci si riferisce ad una ripresa effettuata mediante un processo foto-chimico sulla base dell'interazione dell'energia raggiante con l'emulsione fotosensibile di una pellicola. Da cui tutte le fotografie sono sicuramente immagini, ma non tutte le immagini sono fotografie. Indipendentemente da questa distinzione, le immagini sono rappresentazioni bidimensionali di scene reali e quindi sono il risultato di un processo di trasferimento che si svolge sulla base delle specifiche tecniche degli apparati strumentali impiegati sia nella fase di ripresa, o acquisizione, che di rappresentazione. Tali caratteristiche sono legate al concetto generale di risoluzione nelle sue diverse espressioni: geometrica, spettrale, radiometrica, temporale, di scansione, e al rapporto di scala secondo il quale viene effettuata l'operazione di trasferimento della scena rilevata nella sua rappresentazione finale.

# 2. LA RISOLUZIONE GEOMETRICA

Il concetto di risoluzione geometrica è relativo alle dimensioni degli oggetti rilevabili in una scena, ed esprime il dettaglio raggiungibile. Più specificatamente, esso esprime la distanza minima necessaria per mantenere distinti due oggetti contigui di date dimensioni. Legati al concetto di risoluzione geometrica sono quelli di riconoscibilità e rappresentabilità degli oggetti per cui si impongono anche delle condizioni al contorno complementari, come quella del contrasto, che sono essenziali nella definizione del dettaglio rilevabile e rappresentabile. Infatti, a parità di *capacità risolvente* di un sistema, la *separabilità* tra oggetti diversi, oltre che alle loro dimensioni, è legata anche al loro *contrasto* radiometrico. A titolo di esempio, si pensi a ciò che succede in astronomia, nell'osservazione di due stelle, che appaiono come due punti luminosi in uno spazio nero e che si distinguono finchè la loro distanza relativa le rende separate all'osservatore; quando esse distano eccessivamente dal punto di osservazione, la loro distanza relativa si riduce e le loro immagini "si avvicinano" e si confondono, finchè, a un certo punto, perdono la loro individualità visiva.

# 3. L'INFLUENZA DEL CONTRASTO

Il concetto di contrasto di una scena naturale, o della sua rappresentazione, è fondamentale – come ben si sa anche dalle tecniche di fotointerpretazione – perchè determina la condizione primaria di riconoscibilità degli oggetti in una scena. Esso è definito come il rapporto tra la parte più luminosa e la parte più scura esistenti in un'immagine, o meglio, tra i valori rispettivamente di massima e di minima irradianza  $E_{max}$ ,  $E_{min}$  che incidono su un'emulsione fotosensibile o il sensore nella ripresa di una scena. Il valore di contrasto viene definito generalmente mediante uno dei parametri seguenti:

Rapporto di contrasto 
$$C_R = \frac{E_{\text{max}}}{E_{\text{min}}}$$

Modulo di contrasto 
$$C_M = \frac{E_{\text{max}} - E_{\text{min}}}{E_{\text{max}} + E_{\text{min}}}$$

In termini fisici, il contrasto in una scena, e quindi nella sua rappresentazione, è legato alle caratteristiche di riflettività  $\rho$ , al valore di irradianza E e alla trasparenza atmosferica  $\tau$ , nel momento della ripresa. Nel caso di dati telerilevati da sensori satellitari, occorre considerare la componente dovuta al contributo di radianza  $L_u$  proveniente dall'atmosfera e nota come *path-radiance* la quale, non dipendendo dalle caratteristiche del territorio ripreso, provoca un aumento indifferenziato di irradianza sul sensore.

Infatti, considerando l'atmosfera un mezzo isotropo, valgono le seguenti relazioni:

 $E_{max} = E \rho_{max} \tau + \pi L_u \quad ed \qquad E_{min} = E \rho_{min} \tau + \pi L_u$ 

da cui si ottiene che il valore di modulazione di contrasto dell'immagine  $C_{Mi}$  espresso in funzione dei parametri fisici radiometrici vale:

$$C_{M_i} = \frac{\left(\rho_{\max} - \rho_{\min}\right)}{\left(\rho_{\max} + \rho_{\min}\right) + \left(\frac{2\pi L_u}{E\tau}\right)}$$

€.

dove risulta evidente come il contributo della radianza dovuta all'atmosfera, essendo posto al denominatore, induca un abbassamento nel valore di contrasto risultante; tutto ciò a conferma dell'esperienza diretta secondo la quale l'aumento dello spessore ottico influenza negativamente sulla qualità dell'immagine risultante, abbassandone decisamente il contrasto.

#### 4. IL POTERE RISOLVENTE

Il potere risolvente di un sistema può essere definito come la capacità di registrare un certo numero di righe o di barre bianco-nere e quindi in condizioni di massimo contrasto, di una data dimensione per unità di spazio, in relazione alla distanza di osservazione. E' quindi una misura di discriminabilità tra due oggetti sulla base della distanza minima di separabilità e non esprime direttamente le dimensioni dell'oggetto più piccolo individuabile, anche se questa ne è poi indirettamente collegata, ma esprime il limite di frequenza spaziale, intesa come coppie, o cicli, di oggetti, di solito barre bianco-nere, individuabili nell'unità spaziale. In pratica i sistemi da testare si confrontano con dei modelli già predisposti, secondo standards definiti e impiegati in campo fotografico e fotogrammetrico, come negli esempi di *Fig. 1*.

La dimensione della barra risolta, che equivale al reciproco del potere risolvente espresso in termini di frequenza, corrisponde alla *risoluzione geometrica*, intesa come la dimensione dell'elemento più piccolo distingubile nella scena. Per esempio, se la risoluzione geometrica di un sistema è di 10 m, significa che il suo potere risolvente è di 0.1 barre al metro, oppure 1 coppia di barre ogni 20 metri, e così via. Solitamente si usa l'espressione linee/mm, oppure cicli/mm, dove per ciclo viene appunto intesa una coppia di barre bianco-nere.

Spesso i due termini *potere risolvente* e *risoluzione geometrica* sono usati indifferentemente come sinonimi; una distinzione, comunque, esiste: nel primo caso ci si riferisce alle caratteristiche tecniche di parti strumentali come le ottiche, le pellicole, i sensori, mentre nel secondo, con il termine più generale di risoluzione ci si riferisce alle caratteristiche del sistema in generale oppure del suo prodotto, e quindi riferita al dato rilevato.

321



**(%**)

Fig. 1 - Il potere risolvente di un sistema o di una parte di esso si misura rispetto a modelli standard di riferimento di barre bianco-nere

Nel caso dell'occhio umano, strumento di osservazione per eccellenza, viene risolto un bersaglio di 5 coppie di linee bianco-nero di 1 mm ciascuna di larghezza, quando esso è posto ad una distanza di circa 5 metri, come da *Fig. 2*. Ciò significa che l'occhio umano, sulla distanza *H* pari a 5 metri, mostra un potere risolvente di 1 linea/mm, oppure, detto in altro modo, di 0.5 cicli/mm.

Ovviamente il valore inverso di questo numero esprime la dimensione della linea, o barra, risolta al bersaglio, per cui si avrà la relazione:

$$P_L = \frac{1}{P_L} \qquad [m]$$

dove  $P_L$  è il potere risolvente espresso in termini lineari e  $P_v$  quello in termini di frequenza spaziale.



Fig. 2 - Il potere risolvente medio dell'occhio umano risulta essere di 10 linee/cm (oppure 0.5 cicli/mm o 1 linea/mm), quando posto ad una distanza di circa 5 metri.

Al fine di rendere assoluta la misura del potere risolvente, cioè slegata dalla distanza di osservazione, una maniera conveniente è la sua espressione in termini angolari, e quindi in radianti, riferita all'angolo sotteso dal sistema di rilevamento, come dallo schema di *Fig. 3.* 



Fig. 3 - Rappresentazione schematica delle relazioni geometriche più importanti nella ripresa: le espressioni di potere risolvente P,  $P_l e P_L$ . Inoltre sono schematizzati i concetti di FOV, IFOV e Pixel relativi alla risoluzione geometrica di acquisizione e di rappresentazione.

Ricordando che in Telerilevamento, la distanza H risulta solitamente essere molto maggiore di  $P_L$ , il potere risolvente, in termini angolari, può essere assunto dalla semplice relazione:

$$P_{\alpha} = \frac{P_{L}}{H}$$
 [rad]

dove  $P_L$  è in effetti la proiezione dell'arco sotteso dall'elemento risolto al suolo e corrisponde al valore proiettivo di IFOV (*Instantaneous Field Of View*), prendendo il nome di GIFOV (*Ground* IFOV), come si vedrà meglio più avanti.

Applicando la relazione sopra, per il caso dell'occhio si avrà:

 $P_{\alpha} = \frac{10^{-3}}{5} = 0.0002 \text{ rad} = 0.2 \text{ mrad}$ 

che esprime in termini angolari l'arco sotto il quale è visto il dettaglio minimo riscontrabile dall'occhio nelle condizioni ideali di massimo contrasto. Il valore di 0.2 mrad si può di nuovo leggere sotto forma lineare e corrisponde alla possibilità di distinguere due barre bianco-nere di 20 cm di larghezza ciascuna quando esse siano poste ad una distanza H di 1 km. Si osservi come  $P_{\alpha}$  risulti essere un valore assoluto indipendente dalla distanza di osservazione H e quindi di grande utilità pratica; infatti, noto  $P_{\alpha}$ di un sistema, basta moltiplicare per il valore H di osservazione per definire l'entità di  $P_L$  risolto al suolo, che è anche il valore assoluto di risoluzione geometrica del sistema a quelle condizioni di osservazione. Quest'ultima grandezza, in effetti, non è altro che la proiezione al suolo della dimensione del potere risolvente strumentale, definita come  $P_h$  e che, nei sistemi in linea o a scansione, come pure per l'occhio, corrisponde rispettivamente alla dimensione del sensore o degli elementi fotoricettori posti nella retina, secondo lo schema relazionale di Fig. 3. Nei sistemi fotografici il valore di  $P_l$  coincide con la dimensione fisica della linea risolta dalla pellicola impiegata durante la ripresa.

A titolo di esempio, ponendo la distanza focale f dell'occhio ad un valore medio di 17 mm, risulterà che la dimensione dei fotoricettori umani sarà:

$$P_l = \frac{f \cdot P_L}{H} = \frac{17 \cdot 10^{-3} \cdot 10^{-3}}{5} = 0.0034 \text{ mm} = 3.4 \,\mu\text{m}$$

che, espressa in termini di frequenze spaziali, implica un potere risolvente  $P_{v}$  pari a:

$$Pv = \frac{1}{P_l} = 0.294$$
 linee/mm  $\approx 300$  linee/mm

A tutti gli effetti, in un sistema di rilevamento, concorrono varie componenti con caratteristiche risolventi solitamente molto diverse l'una dall'altra. Un modo analitico per calcolare il potere risolvente globale di un sistema è quello di usare l'equazione reciproca seguente:

$$\frac{1}{P_{tot}} = \frac{1}{P_{ob}} + \frac{1}{P_{sens}} + \dots$$

dove  $P_{tot}$ ,  $P_{ob}$ ,  $P_{sens}$  sono rispettivamente il potere risolvente totale del sistema, dell'obbiettivo, della parte sensoriale, ecc.

Così nell'esempio dell'occhio, il potere risolvente calcolato sopra si riferisce a dati sperimentali medi e complessivi e quindi al valore  $P_{tot}$  del sistema; in verità, dal punto di vista anatomico, le dimensioni dei fotoricettori sono effettivamente più piccole, fino a 1 µm, cui corrisponde un potere risolvente della parte sensoriale  $P_{sens}$  di 1000 linee/mm, al pari dei migliori sistemi ottici disponibili. Tenendo conto degli effetti dovuti al cristallino, agli umori acqueo e vitreo e alle altre componenti del sistema-occhio, si arriva, come visto, ad un dimensionamento funzionale del fotoricettore di 3.4 µm.

Nella *Tab. 1* vengono riassunte e messe a confronto le capacità risolutive dell'occhio umano con quelle di una comune macchina fotografica. Come si vede, il potere risolutivo dell'occhio umano risulta migliore di un buon sistema fotografico, di circa 4 volte, nonostante la sua minore lunghezza focale.

Strumento Specifiche	Apertura A	Apertura di minima diffrazione	Indice di rifrazione (n)	Intervalio spettrale (µm)	Lunghezza focale f (mm)	P <sub>v</sub> (lin <del>ce</del> /mm)	Ρ <sub>ι</sub> (μ <b>m</b> )	P <sub>a</sub> (mrad)
Occhio	2-8	4	1.34	0.38-0.72	17	300	3.4	0.23
Camera	1.4-32	5.6-8	1.5-2	0.35-0.90	50	74	13.5	1.6

Tab. 1 - Confronto fra le specifiche di risoluzione dell'occhio umano e quelle della camera fotografica. Per il computo di  $P_{v}$  della camera, all'obbiettivo e all'emulsione sono stati assegnati valori pari a 900 e 80 linee/mm, rispettivamente.

#### 5. CAMPI DI VISTA E PIXEL

Associati al concetto di potere risolvente e di risoluzione geometrica di un sistema sono i parametri FOV, IFOV e Pixel (*Fig. 3*). Per FOV (*Field of View*) si intende il campo di vista del sistema che corrisponde all'angolo  $\beta$  sotteso dallo strumento nella fase di ripresa mentre il valore di IFOV (*Instantaneous Field of View*), o campo istantaneo di vista, corrisponde all'angolo sotteso ad un certo istante dall'elemento di ripresa, o sensore, negli strumenti che lo prevedano; dipende quindi direttamente dalle sue specifiche dimensionali  $P_l$ , ed esprime, in proporzione, le dimensioni dell'elemento più piccolo risolto al suolo  $P_L$ , almeno in via teorica. Quest'ultimo, come detto sopra, viene più precisamente indicato come GIFOV (*Ground* IFOV).

L'IFOV rappresenta in sostanza l'area  $\Delta x$ ,  $\Delta y$  all'interno della quale viene rilevato il rispettivo flusso radiante che rappresenta a sua volta il valore medio rispetto alle diverse porzioni di superfici inquadrate e non va in nessun modo confuso con il concetto di *pixel* (abbreviatura di *picture-element*) che è invece l'elemento dell'immagine risultante e quindi del prodotto di *rappresentazione* di uscita (display CRT, play-back su film o carta, stampanti, ecc.) al quale viene generalmente assegnato il valore di radianza ottenuto dall'integrazione di lettura radiometrica del sensore sotto l'angolo di *acquisizione* IFOV specifico. Il pixel quindi assume un significato rappresentativo più che fisico di acquisizione; infatti, la sua dimensione, che solitamente corrisponde a quella dell'IFOV, o meglio del GIFOV, può anche essere diversa; basti pensare ad esempio, ad un'immagine degradata dove il singolo pixel rappresenta gruppi di pixel della matrice originale.

Anche il valore di IFOV è generalmente espresso in forma lineare od angolare, mantenendo le stesse relazioni già viste, in funzione delle dimensioni del sensore  $P_l$  nel modo seguente:

$$\text{IFOV}_l = P_L = P_l \frac{H}{f} \qquad [\text{m}]$$

$$IFOV_{\alpha} = P_{\alpha} = \frac{P_l}{f} \qquad [rad]$$

La validità dell'ultima relazione è vincolata alle consuete condizioni di angoli piccoli e comunque di  $P_i$ << f.

La disponibilità di differenti piattaforme spaziali offre la possibilità di diverse risoluzioni di ripresa e quindi l'opportunità di scelte mirate per un'informazione specifica a seconda del problema e dell'oggetto dell'indagine. In Fig. 4 sono messe a confronto, in forma esemplificativa, le caratteristiche

di risoluzione geometrica di alcuni fra i satelliti più utilizzati in Telerilevamento rispetto alle dimensioni medie di un campo di calcio.



Fig. 4 - Confronto tra le diverse risoluzioni geometriche dei sensori più importanti montati sui satelliti per il Telerilevamento, in relazione alle dimensioni di un campo di calcio.

#### 6. RISOLUZIONE DI CAMPIONAMENTO

La fotografia, sia da aereo che da satellite, rimane uno strumento fondamentale di acquisizione, sia per le ottime prestazioni di risoluzione geometrica che tuttora offre rispetto ad altri sistemi, sia per la grande disponibilità di riprese effettuate in passato e accessibili attraverso ai vari archivi. In tal senso, la memoria storica del paesaggio è soprattutto affidata alle emulsioni fotografiche come del resto anche gli aggiornamenti in grande scala di comprensori comunali o intercomunali. A ciò si deve aggiungere l'immenso patrimonio esistente di tipo militare che, per motivi geopolitici e tecnologici, è soggetto sempre più all'azione di declassamento strategico e quindi alla sua liberalizzazione per usi civili, come ad esempio i prodotti dei satelliti americani CORONA che operarono nel periodo della guerra fredda, tra il 1959 e il 1972, raccogliendo un'enormità di dati relativi a tutto il pianeta, con una risoluzione geometrica alquanto interessante, compresa tra i 12 e 2 metri. L'utilità di tali informazioni risulta evidente per più di un'applicazione, e spesso è desiderabile gestire tali dati in formato digitale, sia per la loro integrazione con altri più recenti, sia per il loro utilizzo in piani informativi di sistemi per l'analisi del territorio.

Allo scopo si utilizza un digitalizzatore di immagini, o scanner, di cui esiste un'ampia gamma di disponibilità sul mercato, con un'altrettanta ampia gamma di qualità e caratteristiche; si va da quelli più sofisticati a tamburo o "frame-grabber" in grado di scandire l'immagine con una risoluzione fino a  $4 \mu m$  (6350 dpi=digits per inch) a quelli di uso più corrente, disponibili presso ogni centro di calcolo, con pretese molto più contenute e con una cella risolta mediamente dell'ordine delle decine di micron. Considerando che mediamente la disponibilità è di strumenti che hanno una capacità di campionamento compresa tra 300 e 1200 dpi – cui corrispondono celle con dimensioni tra 85 e 20  $\mu$ m – risulta interessante approfondire l'aspetto delle dimensioni del campionamento in relazione all'utilizzo dei dati e alle specifiche del dato originale. Perciò vanno tenute in debito conto anche le costi di produzione e, non ultimo, in termini di volume informatico, al fine di operare delle scelte coerenti e soddisfacenti che molto di sovente non sono quelle tecnologicamente migliori ma quelle più utili.

Per prima cosa occorre definire la risoluzione geometrica dell'immagine e il potere risolvente del supporto fotografico di partenza, sia esso carta o pellicola. Dopo di che, va deciso il passo di campionamento da impiegare durante la scansione, considerando che anche lo scanner ha le sue caratteristiche di rendimento, per cui, se da una parte garantisce una cella minima di risoluzione, al contrario sappiamo come la coerenza dello spot non risulti costante e dipenda dalle diverse condizioni di modulazione e di microcontrasto, includendo in ciò anche il rumore di fondo tipico dell'emulsione. In pratica, il prodotto finale risentirà dei limiti operativi dell'acquisizione per cui è buona regola sovrastimare le dimensioni della cella di campionamento.

Sulla base dei risultati di indagini effettuate sulle emulsioni di pellicole impiegate in fotografia aerea, il valore caratteristico medio  $\sigma$  di PSF (*Point Spread Function*) risulta essere di 10+13 µm e di 15+17 µm, rispettivamente per quelle in bianco nero e a colori, per un equivalente di 50-100 linee/mm; per quelle pancromatiche ad alta risoluzione si arriva fino a 4+7 µm, o 150+250 linee/mm. Il valore di PSF rappresenta il limite fisico della rappresentabilità di due punti-sorgente contigui sull'immagine, per cui campionare al di sotto di tali dimensioni perde di ogni significato.

Per quanto riguarda le stampe fotografiche, esse hanno un potere risolvente inferiore, mediamente tra 20 e 30 linee/mm, corrispondenti a 33 e 50  $\mu$ m; anche in questo caso, da esperienze condotte su materiali di vario tipo, è stata dimostrata l'inutilità di un campionamento a maggior dettaglio, non riscontrando un corrispondente miglioramento nella riconoscibilità degli elementi individuati rispetto ai supporti originali, nel senso che i tempi e i costi sia di digitalizzazione che di gestione dei relativi prodotti non risultano congrui allo sforzo di un campionamento maggiore. In pratica, a parità di condizioni, l'utilizzo di un passo di campionamento di 15  $\mu$ m o di 40  $\mu$ m, significa passare da un degrado dell'originale del 5% ad uno del 15%. Applicando uno spot di lettura di 4  $\mu$ m, invece, su

328

pellicole ad alta risoluzione, si riesce a mantenere lo stesso livello di qualità e quindi di riconoscibilità dell'originale. Al contrario, nel caso di uno spot di 80 µm, cui corrisponde un livello di scansione di circa 300 dpi, si perde circa il 20% dell'informazione originale.

In ogni caso, l'operazione di digitalizzazione, implica la disponibilità di strumenti atti a gestire grandi quantità di dati, talvolta davvero enormi, e quindi anche di raffinate tecniche di compressione. A titolo di esempio, una digitalizzazione a 8 bit di una fotografia aerea in bianco-nero, formato standard 9" x 9" (254 x 254 mm<sup>2</sup>), e di cui si considerino utili 200 x 200 mm<sup>2</sup> può rappresentare un peso informatico variabile di alcuni ordini di grandezza, passando da 60 MByte a 24 Gbyte per file-immagine.

A titolo di esempio seguono due campioni provenienti da una ripresa effettuata dallo Space-Shuttle con la Large Format Camera su pellicola High Definition Aerial 3414, formato 230 mm x 460 mm (*Fig. 5*). Il sistema operava da un'altezza H di 236 km con una focale f di 305 mm, per una scala di ripresa pari a circa 1:770.000, identica a quella del sensore HRV su SPOT. Il potere risolvente medio della pellicola vale 200 linee/mm, mentre per l'obbiettivo è di 800 linee/mm, per un valore ottimale statico complessivo di 160 linee/mm, inferiore a quello visto per l'occhio umano. La risoluzione strumentale corrispondente al suolo risulta in questo modo di circa 5 metri, mentre quella effettiva sulla copia disponibile del film, che include gli effetti dovuti al movimento relativo navicella-terra, all'assorbimento atmosferico e ai passaggi di duplicazione, si può valutare ragionevolmente sui 10 metri.

Nell'esempio sono stati utilizzati due passi di campionamento per due risoluzioni diverse:

- a 1250 dpi, per una cella di circa 20 µm di lato e per un pixel al suolo di 15 metri (Fig. 5a);
- a 2500 dpi, per una cella di circa 10 µm di lato e per un pixel al suolo di 7.5 metri (Fig. 5b).

Come si può facilmente constatare anche visivamente, la struttura dell'immagine ottenuta a scansione ridotta (*Fig. 5a*) appare immediatamente più leggibile e meglio contrastata, e quindi maggiormente fruibile, rispetto a quella campionata più finemente, a dimostrazione che il passo di scansione va sempre opportunamente pesato rispetto alla risoluzione effettiva del sistema.

329



Fig. 5 - Due campioni della stessa scena ripresa dallo Space-Shuttle con la Large Format Camera a risoluzioni di scansione diverse: 1250 dpi nel primo caso, per un file di 3600 pixels (a) e 2500 dpi per un file di 14400 pixels (b).

# 7. IL FATTORE SCALA

Nella rappresentazione della realtà un ruolo estremamente importante è il rapporto di scala, definito come il rapporto tra la distanza di due punti su un'immagine (o su una carta) e la distanza reale corrispondente al suolo. Ad esempio, la scala delle tavolette IGMI 1:25000 implica che una unità di rappresentazione sulla carta topografica corrisponde a 25000 unità reali al suolo.

In generale, il fattore di scala, o meglio il rapporto di scala, è inteso secondo tre intervalli: piccola, media e grande scala, come definiti in *Tab. 2*.

Scala	Valore	Rapporto carta/suolo
Piccola scala	< 1:500 000	1 cm > 5 km
Scala intermedia	> 1:500 000 < 1:50 000	0.5 km < 1 cm < 5 km
Grande scala	> 1:50 000	1 cm < 0.5 km

Tab. 2 - Definizione e significato delle varie scale di rappresentazione nella documentazione di	tipo
cartografico e in generale nelle discipline del rilievo.	

Si fa notare come, nell'uso corrente, i termini piccola e grande scala abbiano un significato esattamente opposto a quanto definito, essendosi perso il significato originale di rapporto a vantaggio di quello più immediato di estensione o comprensione areale.

La scala di un'immagine dipende sia dalle condizioni di ripresa (*acquisizione*) che dal fattore di ingrandimento impiegato nella riproduzione (*rappresentazione*).

Per la parte di acquisizione il fattore di scala è il rapporto tra dimensioni omologhe, come l'altezza o la distanza H del sistema dal bersaglio e la lunghezza focale f dello strumento impiegato, oppure il rapporto tra la dimensione dell'elemento risolto al suolo  $P_L$ , o GIFOV, e la dimensione fisica del sensore  $P_l$ , o IFOV. Perciò, per definire la scala di una immagine valgono le due relazioni seguenti:

 $Scala = \frac{H}{f}$ 

$$Scala = \frac{P_L}{P_l}$$

E' da notare come la scala di ripresa non dipenda solamente dalla risoluzione geometrica  $P_L$  come potrebbe sembrare naturale, ma tenga conto anche della dimensione fisica del sensore  $P_l$  e quindi, in definitiva, dell'angolo di vista  $\beta$ : scala di ripresa e risoluzione geometrica sono quindi due concetti molto diversi. A dimostrazione di ciò si confrontino i rapporti di scala di ripresa dei sistemi Landsat-TM e Spot-HRV/P: quello del primo risulta essere il doppio rispetto a quello del secondo nonostante la rispettiva risoluzione geometrica sia inferiore di un terzo (*Tab. 3*).

Una volta ottenuta, l'immagine può essere rappresentata in scale diverse a seconda dell'ingrandimento e quindi delle dimensioni del pixel di rappresentazione; si parla in questo caso di scala di rappresentazione, il cui concetto ben si distingue da quello di ripresa appena visto. Perciò vengono presi in esame quegli aspetti legati alle relazioni dimensionali dei pixel rispetto alla risoluzione originale di acquisizione, ricordando come, per definizione, il pixel sia appunto l'elemento di rappresentazione di una scena acquisita, diverso dall'IFOV che invece coincide con l'elemento di acquisizione.

Un ingrandimento, sia esso di immagini analogiche che digitali, produce un aumento del rapporto di scala, e in parallelo un miglioramento informativo – dettagli maggiormente visibili –, fino ad un punto limite, oltre il quale il prodotto degrada e perde le sue caratteristiche strutturali unitarie e di continuità. Questo limite corrisponde con la comparsa di eccessivo rumore rispetto all'informazione che si presenta come un aumento di grana per le immagini fotografiche e di visualizzazione della struttura, o dei singoli pixels, nel caso di quelle digitali: nei due casi si assiste ad una perdita di continuità di lettura delle informazioni spaziali da parte del sistema occhio-cervello.

Un criterio di limite di scala di rappresentabilità di un prodotto può quindi essere il limite della risoluzione grafica di rappresentazione, già impiegato normalmente in cartografia e corrispondente alla dimensione del tratto grafico, definito come dimensione minima tracciabile nel disegno cartografico e che equivale a 0.2 mm. Oltremodo, tale dimensione è ben al di sopra del dettaglio rilevabile dall'occhio umano che, da una distanza media di lettura di 25÷30 cm, e in condizioni di massimo contrasto, vale 0.05÷0.07 mm. Pertanto la scala di rappresentazione di un'immagine che non presenti eccessivo disturbo del "reticolato" dei pixel è legata ad una dimensione del pixel nell'intorno degli 0.2 mm.

Anche la scala di rappresentazione è definita come il rapporto fra la distanza tra due punti sull'immagine rispetto a quella corrispondente al suolo, però in questo caso non è fissa, essa dipende appunto dal valore dimensionale del pixel rispetto all'elemento di acquisizione originale.

In tal senso, le caratteristiche di risoluzione geometrica di acquisizione controllano direttamente, mediante la scala scelta di rappresentazione, la qualità del prodotto finale che mostrerà diversamente l'evidenza dei singoli pixels. La *Tab. 3* mette a confronto due esempi di scale di ripresa e di rappresentazione diverse, correlate alle dimensioni del pixel risultante.

Satellite Sensore		Lunghezza	Scala di Risoluzione	Risoluzione	Dimensioni		Scala di rappresentazione				
		focale	ripresa	al suolo	sensore	5	Scala ottimale	Sca	ala limite		
		f (m)		P_(m)	<i>Ρ<sub>1</sub> (μm)</i>	P	Pixel = 0.2 mm		Pixel = 1 mm		
Landsat	ТМ	228 . 10 <sup>-3</sup>	1:309 000	30	97	1:	150 000	1:	30 000		
Landsat	ETM+	244.10 <sup>-3</sup>	1 : 289 000	30	104	1:	150 000	1:	30 000		
Spot	HRV/XS	108 . 10 <sup>-3</sup>	1 : 770 000	20	26	1:	100 000	1:	20 000		
Landsat	ETM+/Pan	244 . 10 <sup>-3</sup>	1 : 289 000	15	52	1:	75 000	1:	15 000		
Spot	HRV/Pan	108 . 10 <sup>-3</sup>	1 : 770 000	10	13	1:	50 000	1:	10 000		

Tab. 3 - Relazione tra le diverse risoluzioni geometriche dei sensori spaziali e le scale di rappresentazione in funzione delle dimensioni del pixel

#### 8. ALCUNE OSSERVAZIONI SUL CONCETTO DI RISOLUZIONE

In generale, si può dire che esiste una relazione diretta tra i diversi tipi di risoluzione per cui, ad esempio, ad un'alta risoluzione geometrica o spettrale corrisponde una bassa risoluzione temporale, oppure ad un'alta risoluzione radiometrica necessariamente corrisponde una bassa risoluzione geometrica e spettrale. Questo fatto è dovuto essenzialmente alla stretta relazione esistente fra risoluzione geometrica e spettrale per cui, se da una parte è vero che il flusso radiante rilevato da un sensore non dipende geometricamente né dalla distanza né dall'area rilevata, ma dalle caratteristiche di angolo di vista e dall'area del sensore, è importante ricordare come, d'altra parte, la stessa quantità radiante dipenda anche dall'ampiezza dell'intervallo spettrale considerato ed equivalga all'integrale

sotteso. Perciò, il dimensionamento spettrale della banda deve sempre tener conto della dimensione di IFOV, da cui dipende la risoluzione geometrica al suolo, ma anche dalla risoluzione radiometrica nel senso che bande spettrali troppo strette implicherebbero valori di flussi radianti troppo esigui da poter essere rilevati entro una dinamica opportuna di rappresentazione.

Oltre a queste considerazioni non si possono dimenticare altri fattori, legati all'esigenza di gestire e trattare una massa di dati ragionevole e congrua rispetto all'efficienza dei sistemi e alle loro capacità di memoria e di calcolo, oltre che alle finalità d'uso. Questo è uno dei motivi, infatti, per cui i prossimi sensori orbitali ad alta risoluzione geometrica e spettrale acquisiranno dati soltanto su programmazione preventiva, e non più con frequenza regolare.

#### Bibliografia

BRIVIO P.A., LECHI G.M. E ZILIOLI E, 1992. Il telerilevamento da aereo e da satellite, ed. Delfino, Sassari

KöBL O. AND BACH U., 1996. Tone reproduction of photographic scanner, *Phot. Eng. & Rem.* Sens., 62, 6:687-694

LEACHTENAUER, J., DANIEL K. AND T. VOGL, 1998. Digitizing satellite imagery: quality and cost considerations, *Phot. Eng. & Rem. Sens.*, 64, 1:29-34

MACDONALD, R.A., 1995. CORONA: success for space reconnaissance, a look into the cold war, and a revolution for intelligence, *Phot. Eng. & Rem. Sens.*, 61, 6:689-719

NASA, 1973. Advanced scanners and imaging systems for earth observations, Nasa sp-335, Government printing office, Washington. D.C.

SLATER, P.N.. 1980. Remote sensing: optics and optical systems, ed. Addison-Wesley. Reading

# SOFTWARE PER IL POST-PROCESSAMENTO DI IMMAGINI: Una Valutazione Rivolta all'uso dei Dati ERS SAR per Applicazioni di Telerilevamento

Andrea Bellini

Vitrociset S.p.A. c/o European Space Agency, ESRIN, APP-AED Via Galileo Galilei, CP 64, 00044 Frascati, Italy Tel: +39-06-94180680, Fax: +39-06-94180622, Email: <u>abellini@esrin.esa.it</u>

#### 1. INTRODUZIONE

Lo sviluppo di software commerciale per il post-processamento delle immagini e' direttamente legato all'utilizzo dei dati telerilevati da aereo ed ha ottenuto una forte spinta a partire dai primi anni '70. Con il lancio dei satelliti SPOT e LANDSAT, il software e' stato ulteriormente sviluppato e adattato al processamento dei dati provenienti da questi nuovi sensori. Negli anni '70 e '80 ci sono state delle opportunita', sebbene limitate, per la ricerca scientifica con dati provenienti da radar ad apertura sintetica (SAR). Le missioni SEASAT (1978), SAR580 (1981), Agrisar (1986), Agriscatt (1987 e 1988), Maestro (1989) e MAC (1991) hanno fornito dati telerilevati sia da aereo che da satellite. Si e` trattato di campagne di studio essenzialmente rivolte ad applicazioni per l'agricoltura e lo sviluppo di software dedicato al processamento di immagini SAR si e' limitato a questo tipo di applicazione. ERS e' stato il primo programma a fornire dati SAR per la ricerca scientifica su base continuativa. ERS-1 e' stato lanciato nel 1991. La prosecuzione delle operazioni ben oltre il suo ciclo vitale e il contemporaneo sviluppo e lancio del suo successore ERS-2 (1995), forniscono tuttora un'opportunita unica per lo sviluppo della ricerca scientifica e delle applicazioni commerciali nel campo dell'osservazione della terra. Il post-processamento dei dati SAR ha posto numerosi problemi allo sviluppo dei nuovi strumenti per l'analisi delle immagini. Per fare un esempio, le distorsioni geometriche, la riduzione del rumore (speckle), il volume dei dati, sono problemi tipici delle immagini SAR e richiedono un processamento specifico. I pacchetti software commerciali giocano un ruolo chiave nell'interpretazione dei dati da telerilevamento. Inoltre, le applicazioni richiedono un approccio strutturato nel trattamento delle immagini che comprende l'analisi dei dati SAR ed il loro utilizzo combinato con immagini provenienti da altri sensori e con altri tipi di informazione (per esempio GIS). Essi rappresentano in sintesi, il collegamento essenziale fra l'applicazione dei dati su base operativa e il dato stesso.

# 2. GLI OBIETTIVI

La domanda a cui si e' cercato di dare risposta e' se gli attuali strumenti per il post-processamento delle immagini fossero adatti all'analisi delle immagini SAR. La ricerca e lo sviluppo si basano fondamentalmente sul dialogo con gli utilizzatori e sulla conoscenza dei loro requisiti. Obiettivo primario e' stato quello di fornire a chi sviluppa questi strumenti software il punto di vista dell'utilizzatore dei dati e un commento sulle prestazioni del loro prodotto nei riguardi delle immagini SAR. La speranza e' che iniziative come questa contribuiscano a semplificare il legame fra l'utente finale, l'industria e chi fornisce i dati. La valutazione ha comportato un'analisi comparata dei maggiori pacchetti software presenti sul mercato per il post-processamento dei dati SAR. L'analisi e' stata condotta per circa un anno (1996) da un team di specialisti nel processamento delle immagini ed in particolare dei dati SAR.

# **3. I SOFTWARE ANALIZZATI**

I pacchetti software testati sono riportati in Tab. 1. L'elenco comprende alcuni fra i maggiori pacchetti commerciali disponibili sul mercato al momento della valutazione.

Software	Versione
ENVI (Research Systems Inc. and Alliant Computer Systems SRL)	2
ERDAS IMAGINE (Sistemi Avanzati)	8.1, 8.2
ERGOvista (Atlantic Scientific)	4.1, 4.3
ER-Mapper (Planetek Italia)	5.1
Multiscope (Matra Cap Systems)	1.3, 1.4
PCI (Ramtek Italia)	5.3

Tab. 1 - I software considerati nella valutazione

Per i test, sono state utilizzate tre workstations SUN e un Personal Computer le cui caratteristiche sono sintetizzate in Tab. 2.

Computer	Sistema Operativo	Memoria RAM
SUN Sparcstation 20	Solaris 2.3	64 Mbytes
SUN Sparcstation 20	Solaris 2.4	128 Mbytes
AXIL 235 (Sparcstation 10 clone)	Solaris 2.3	32 Mbytes
PC Pentium – Digital DECpc XL590	Windows 3.11	32 Mbytes

Tab. 2 - Caratteristiche dei computer usati per la valutazione

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> In parentesi e' riportato il distributore locale che ha fornito il software per la valutazione e l'assistenza tecnica.

## 4. IL PROGRAMMA DI TEST

#### 4.1. La Metodologia

Si possono individuare due fasi nel processo di valutazione (vedi *Fig. 1*). La prima fase ha comportato un'indagine di carattere generale sulle varie funzionalita' presenti nel software. Argomenti quali: l'analisi della documentazione, l'help on-line, i tutorials e l'assistenza da parte del supporto tecnico sono stati affrontati da tutti i componenti del team durante questa prima fase.



Fig. 1

La seconda fase e` consistita in un'analisi dettagliata delle prestazioni di ogni software e della qualita` delle funzionalita` disponibili. In questa seconda fase, per assicurare coerenza ai risultati del test, ogni componente del team dei valutatori si e` confrontato con tutti i software per la parte di sua competenza, secondo criteri e metodologie predefinite, come mostrato in *Fig. 2*.



Fig. 2

#### 4.2. Gli argomenti trattati

Gli argomenti considerati nella valutazione (tasks di *Fig. 2*) sono riassunti nei punti fondamentali in *Tab. 3.* L'esecuzione dei test ha generato una valutazione quantitativa per ogni caratteristica analizzata e per ogni software. Il risultato della successiva analisi comparata ha portato a una valutazione qualitativa di carattere generale.

Argomento	Caratteristica analizzata		
Interfaccia Grafica	• Progetto della interfaccia grafica per l'utente (GUI)		
	Semplicita` di utilizzo in operazioni di base		
	Completezza del menu' e delle finestre di dialogo		
Finestra di	<ul><li>Varieta` e qualita` delle opzioni</li><li>Formati di visualizzazione</li></ul>		
visualizzazione dati			
	Capacita` di processamento all'interno della finestra di		
	visualizzazione		
Documentazione e	Qualita` dei manuali		
funzioni di Help	Disponibilita` e qualita` dell'help on-line		
Import Export dei dati	Formati supportati		
	Collegamenti dinamici con il formato originale		
Geocodifica e	Punti di controllo		
rettificazione	<ul> <li>Varieta` e qualita` dei metodi di ricampionamento</li> </ul>		
	Trattamento dei modelli di elevazione digitale		
	Geocodifica specifica di immagini SAR		
Filtraggio e parametri	rametri • Trasformazioni PCA, RGB e IHS • Modifica di istogramma e LUT		
di visualizzazione			
	Filtri speckle		
Mosaicatura e	<ul> <li>tura e</li> <li>Livellamento di LUT</li> <li>Trattamento delle zone di sovrapposizione</li> <li>Varieta` e qualita` delle procedure disponibili</li> </ul>		
integrazione con dati			
"ottici"			
	• Trattamento di immagini con differente dimensione del pixel		
Classificazione	<ul> <li>Disponibilita' e qualita' degli algoritmi</li> </ul>		
	Capacita` di post-classificazione		
Integrazione con	<ul> <li>Disponibilita' di collegamenti dinamici con sistemi GIS</li> <li>Trattamento dei dati vettoriali</li> </ul>		
sistemi GIS			

Tab. 3 - Argomenti e caratteristiche prese in esame nella valutazione

#### 4.3. L'Area Test

Un'area test e` stata individuata circa trenta chilometri a Sud-Est di Roma. La zona comprende un'area collinare intorno ai Castelli Romani. Queste colline sono state generate da una passata attivita` vulcanica e molte caratteristiche della topografia sono dovute al periodo attivo. Il complesso di origine vulcanica si e` formato in tre distinti periodi: la struttura ad anello piu` esterna generata in una fase di attivita` conclusasi circa 350 000 anni fa, il cono centrale, sviluppatosi circa 250 000 anni fa e la piu' recente attivita' magmatica che, modellando i crateri minori, ha portato i laghi di Nemi e di Albano allo stato attuale.

Il complesso vulcanico si estende fino a una quota di 950 m e le rive dei due laghi, situati a circa 300 m di altezza, sono caratterizzate da pendenze notevoli. La zona circostante il cono centrale e' principalmente coperta da boschi di castagni, alcuni pascoli e in minor misura da zone agricole. Le pendici dell'anello piu' esterno sono caratterizzate in gran parte da alberi di ulivo e vigne. Le aree antropizzate si presentano con piccoli centri storici densamente costruiti che si diradano verso la periferia in strutture irregolari.

La scelta del sito di riferimento e' stata guidata da ragioni di disponibilita' dei dati telerilevati e di mappe, dalla conoscenza locale del sito da parte dei valutatori, dalla varieta' della topografia e del numero delle classi di uso del suolo.

Il set di dati utilizzato nei test comprende:

- 1. Tre immagini ERS SAR PRI (Fig. 3).
- 2. Due immagini SPOT pancromatiche (level 1B) non rettificate.
- 3. Un'immagine SPOT pancromatica rettificata (UTM 36, Fig. 4).
- 4. Un'immagine LANDSAT TM (Fig. 5).
- Un modello di elevazione digitale (DEM) con risoluzione verticale di 50 m e dimensione del pixel di 30 m (una versione 3-D e' rappresentata in *Fig. 6*).
- 6. Mappe dell'area.

#### 4.4. I risultati

Come accennato in precedenza, una valutazione quantitativa e' stata espressa per ogni singolo argomento trattato e per ogni software analizzato. Una matrice di risultati e' stata redatta per esprimere una valutazione generale cross-correlando le informazioni ottenute. I risultati qualitativi sono riassunti in *Tab. 4* nelle loro linee essenziali. Si e' preferito offrire un insieme di vantaggi-svantaggi che esprimono il punto di vista complessivo del team dei valutatori piuttosto che il risultato dei singoli test.



Fig. 3



Fig. 4



Fig. 5



Fig. 6

Software	↑ Pro	<b>↓</b> Contro
ENVI	Completo e semplice da usare	Scarsa presenza di algoritmi
	Approccio "a bande"	specifici per il processamento SAR
	• Utilizzo del disco rigido (file	Filtri speckle non ottimi
	virtuale)	La geocodifica utilizzando un DEM
	Beneficia della versatilita` di IDL	non e' supportata
ERDAS	Indicato per l'utilizzo combinato	Costoso, indicato per grandi
IMAGINE	con sistemi GIS	compagnie
	Semplice da usare	Scarsa presenza di algoritmi
	• Completo e ben strutturato nei	specifici per il processamento SAR
	menu`	Utilizzo del disco rigido
ERGOvista	Semplice e immediato da usare	Non adatto al processamento di
	Filtri speckle	files di grande dimensione
	Possibilita' di correzione per le	I visualizzatori d'immagine non
	distorsioni geometriche SAR	possono essere collegati fra loro
		Pochi formati DEM supportati
		Scarsa presenza di algoritmi
		specifici per il processamento SAR
ER-Mapper	Processamento programmabile	Non adatto per correggere le
ļ	(approccio ad "algoritmi")	distorsioni geometriche SAR
	Utilizzo del disco rigido	Analisi dell'immagine pixel-pixel
	Formati supportati	non supportata
	• Filtri speckle	Immagini SAK non comprese nel
	• Licenza gratuita per valutazione	gratuita
Multiscope	Semplice e immediato da usare	Il suo sviluppo e' tuttora in corso
<b>r</b>	Finestra mobile per	Scarsa presenza di algoritmi
	processamento parallelo	specifici per il processamento SAR
	Configurazione modificabile a	<ul> <li>Documentazione e help on-line</li> </ul>
	seconda delle esigenze del cliente	insufficiente
PCI	• Presenza di algoritmi specifici per	Di difficile utilizzo
	il processamento SAR	Interfaccia poco intuitiva
	Approccio "a bande"	Numero dei passi di processamento
	Utilizzo del disco rigido (link	elevato anche in task semplici
	dinamico)	Scarsi risultati nella correzione
	Completezza	delle distorsioni geometriche SAR

Tab. 4 - Sintesi dei risultati della valutazione

# 4.5. Un esempio di post-processamento: Requisiti per applicazioni di mappaggio di foreste su terreno collinare<sup>2</sup>

Dati da telerilevamento acquisiti da sensori "ottici" contengono informazioni principalmente legate alle proprieta' chimiche della superficie in esame (ad esempio il colore). Le microonde invece,

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Dati e metogologia di processamento gentilmente forniti da A. Beaudoin e N. Stussi, "Laboratoire Commun de teledetection" (LCT Cemagref-ENGREF, Montpellier, France)
forniscono informazioni sulle proprieta' geometriche e dielettriche della superficie e di un sottile strato sottosuperficiale (ad esempio la rugosita' ed il contenuto di umidita').

Le metodologie adottate per l'estrazione dell'informazione sono molto diverse se si considerano dati di origine diversa. Inoltre esse variano a seconda del tipo di applicazione del dato.

A conferma di quanto detto e' utile riportare un esempio di processamento dei dati SAR in cui una scelta accurata della metodologia adottata ed una catena di processamento progettata ad-hoc portano a risultati apprezzabili. Risultati confrontabili con quelli ottenuti a partire da immagini "ottiche" in aree di studio fino ad oggi giudicate favorevoli per questo tipo di frequenze.

L'uso dei dati SAR nelle applicazioni di terra e` principalmente rivolto al monitoraggio delle coltivazioni agricole, alle foreste, all'idrologia, alla geologia e allo studio della copertura vegetale. Il livello di operazionalizzazione di queste applicazioni e` tuttavia piu` basso rispetto a quello ottenuto per le applicazioni sul mare o sul ghiaccio. Questo deriva in gran parte dalla complessita` della catena di post-processamento.

In particolare, per le applicazioni di agricoltura, la metodologia emergente prevede lo svolgimento di alcuni passi fondamentali:

- Georeferenziazione
- Ricampionamento
- Correzione delle distorsioni geometriche e radiometriche
- Filtraggio del rumore (speckle)
- Mosaicatura
- Controllo del contrasto
- Segmentazione dell'immagine ed estrazione delle caratteristiche
- Classificazione
- Uso di dati ancillari
- Integrazione con sistemi GIS

Il "Laboratoire Commun de teledetection" (LCT Cemagref-ENGREF, Montpellier, France) ha sviluppato una catena di post-processamento adatta al trattamento di immagini acquisite su foreste in aree collinari.

Alcune immagini ERS SAR acquisite su una regione situata nel Sud-Ovest della Francia sono state analizzate, la *Tab. 5* riassume le caratteristice delle acquisizioni utilizzate in questo esempio. Il sito di interesse contiene montagne di altitudine compresa fra 300 e 1200 m e pendenze massime intorno ai 30 gradi. La foresta e` composta principalmente da piante di alto fusto (querce, faggi) e abeti, mentre la zona priva di foresta comprende coltivazioni agricole, pascoli e villaggi.

Prodotto	Data di acquisizione	Orbita
ERS.SAR.PRI	30 Aprile 1993	Ascendente
ERS.SAR.PRI	4 Giugno 1993	Ascendente
ERS.SAR.PRI	9 Luglio 1993	Ascendente
ERS.SAR.PRI	27 Aprile 1993	Discendente
ERS.SAR.PRI	1 Giugno 1993	Discendente
ERS.SAR.PRI	6 Luglio 1993	Discendente

Tab. 5 - Dati ERS SAR utilizzati

La Fig. 7 mostra la catena di post-processamento utilizzata in questo esempio. Essa e' divisa in due parti fondamentali: la correzione radiometrica (calibrazione e correzione angolare) e la correzione geometrica (geocodifica e ottimizzazione della risoluzione).

In *Fig. 8* si puo' notare una composizione multitemporale di Immagini SAR (passaggi ascendenti). E' interessante notare le distorsioni geometriche dovute a fenomeni di "layover" e "foreshortening" tipici delle immagini acquisite su zone montuose. A queste distorsioni si aggiungono delle alterazioni radiometriche dovute all'angolo di incidenza locale variabile da un pixel all'altro. La conoscenza delle caratteristiche di pendenza del terreno e' fondamentale per stimare l'angolo di incidenza locale e compensare le distorsioni radiometriche.

La Fig. 9 mostra il modello digitale del terreno per l'area di interesse. Utilizzando i parametri di acquisizione tipici della geometria dell'orbita e il modello digitale del terreno, e' possibile simulare un immagine SAR che naturalmente e' priva del contributo alla retrodiffusione dovuto al tipo di copertura del terreno ma evidenzia il contributo dovuto alla conformazione topografica (Fig. 10).

Per correggere la distorsione radiometrica e' necessario derivare un immagine simulata dell'angolo di incidenza locale nella geometria tipica dell'acquisizione. La *Fig. 11* mostra tale simulazione, questa immagine e' utilizzata per rimuovere questo effetto angolare dal coefficiente di backscattering rilevato.

Gli stessi dati di *Fig. 8* sono rappresentati in *Fig. 12* corretti radiometricamente. Si puo' notare che la maggior parte delle variazioni del coefficiente di backscattering dovute alla conformazione del terreno sono state rimosse eccetto per le zone di "layover". Le variazioni sono ora indice del tipo di copertura del terreno, e possono essere usate come discriminante nella classificazione. In particolare, la differenza fra zona coperta da foresta (grigio) e zona agricola (rosso e blu) e' piu' pronunciata rispetto ai dati di partenza.



Fig. 7



Fig. 8



Fig. 9



Fig. 10



Fig, 11



Fig. 12

Il processo di geocodifica secondo una proiezione di riferimento (UTM) consente la correzione delle distorsioni geometriche. La *Fig. 13* rappresenta i dati di partenza dopo questo ulteriore trattamento e si possono notare delle strisce sfocate nelle aree corrispondenti a pendenze rivolte nella direzione del radar. Dopo la geocodifica, se i dati sono disponibili, si possono combinare le informazioni fornite dai passaggi discendenti che, grazie ad una differente geometria di osservazione, consentono di integrare l'informazione nelle aree degradate. Il risultato di questo ulteriore processamento e` mostrato in *Fig. 14*.

Con questo procedimento, la risoluzione spaziale puo` essere ottimizzata e gli effetti di sfocatura possono essere rimossi. Ovviamente il procedimento e` valido se le immagini sono state acquisite nello stesso periodo, tanto piu` il target rimane costante fra un'acquisizione e l'altra, tanto piu` il metodo e` efficace.

La rimozione dello speckle (*Fig. 15*) favorisce l'interpretazione dell'immagine e a questo punto l'immagine puo' essere usata per un'analisi quantitativa utilizzando le stesse metodologie adottate per immagini acquisite su terreno pianeggiante.



Fig. 13



Fig. 14



Fig. 15

Per confronto, in *Fig. 16* e` riportata un'immagine LANDSAT TM (combinazione 4,5,3) acquisita il 28 Giugno 1993 sulla stessa zona. Il contenuto informativo estraibile da questo tipo di dato e` del tutto simile a quello fornito dall'immagine SAR post-processata.



Fig. 16

Generalmente, tre classi principali possono essere estratte dal dato SAR: la vegetazione di alto fusto (colori chiari), la vegetazione bassa in crescita (tonalita` scure) e le aree antropizzate (zone caratterizzate da forte retrodiffusione e quindi di colore bianco). Nel prodotto SAR, a causa delle differenti proprieta` di retrodiffusione della corona, si puo` distinguere la foresta di conifere da quella caducifoglie. Nell'analisi multitemporale, il contributo alla retrodiffusione della foresta di conifere e` piu` pronunciato nella acquisizione di Marzo (tonalita` rossa). Il colore rosso dei campi agricoli nel dato SAR e` probabilmente dovuto a forte retrodiffusione della vegetazione in crescita, mentre le zone verdi e blu possono essere attribuite a campi agricoli con coltivazioni a maturazione piu` lenta (grano). In sintesi, il dato LANDSAT TM, piu` tradizionalmente utilizzato in questo tipo di applicazione, puo` essere complementato dal dato SAR opportunamente trattato, specialmente in quei casi in cui la copertura nuvolosa degrada fortemente l'informazione. Inoltre, un'analisi combinata permette di distinguere sia le aree coperte da vegetazione, sia alcuni tipi di copertura vegetale. La *Tab. 6* riassume I risultati di questa analisi.

distinguere sia le aree coperte da vegetazione, sia alcuni tipi di copertura vegetale. La Tab. 6 riassume I risultati di questa analisi.

Uso del suolo	Combinazione multitemporale ERS SAR	LANDSAT TM
Aree antropizzate	Bianco	Blu scuro
Campi agricoli	Tonalita` scure, rosso, verde, blu	Celeste, rosso, marrone
Pascoli/Prati	Tonalita` scure	Celeste
Foresta Caducifoglie	Verde-giallo con tessitura pronunciata	Marrone-giallo
Foresta di conifere	Blu/magenta con tessitura pronunciata	Marrone scuro
Boschi di arbusti	Tonalita' scure	Celeste o marrone chiaro

Tab. 6 - Caratteristiche estratte dai dati ERS SAR e LANDSAT TM

#### 5. CONCLUSIONI

La conoscenza delle prestazioni offerte dai software per il post-processamento d'immagine e della qualita' dei risultati ottenibili e' un parametro fondamentale per lo sviluppo delle applicazioni dei dati da telerilevamento.

Il ruolo di questi software e' universalmente riconosciuto, essi costituiscono il collegamento fondamentale fra i dati del telerilevamento ed il loro utilizzo nelle applicazioni su base operativa. Tuttavia, per quanto riguarda il post-processamento dei dati SAR, i risultati prodotti nello sviluppo del software sono stati fino ad oggi insufficienti.

Un notevole sforzo e' stato fatto nell'adattare gli algoritmi esistenti per il processamento dei dati "ottici" al trattamento dei dati SAR, senza considerare a fondo la differente natura delle immagini. Questo e' particolarmente evidente se si considerano gli aspetti piu' profondamente legati al dato SAR (riduzione dello speckle, correzione delle distorsioni geometriche).

Ad esempio, la soluzione offerta dai pacchetti software commerciali nel caso del trattamento di dati acquisiti su terreni collinari, e` totalmente inadeguata. L'impossibilita` di usare un modello di elevazione digitale nei processi di correzione radiometrica e geometrica rendono l'utilizzo di questo tipo di dato estremamente limitato e non consentono di raggiungere risultati di rilievo. Per alcune applicazioni, come nell'esempio proposto, la quantita` di informazione che si puo` estrarre dalle immagini SAR utilizzando algoritmi specifici, diventa paragonabile a quella ottenibile da altri sensori storicamente piu` utilizzati per quel tipo di applicazione.

Qualche progresso e' stato fatto sulla scia del successo della missione ESA ERS Tandem e dopo il lancio di RADARSAT. La missione ESA ENVISAT-1, prevista per l'anno 2000, assicurera' la continuita' dei dati e grazie ad un SAR di concezione avanzata fornira' immagini ad alto contenuto informativo. Ad oggi e' prematuro giudicare se lo sviluppo di algoritmi specifici per il trattamento dei dati SAR si concretizzera' in un approccio che terra' conto correttamente della natura dei dati e dei requisiti delle applicazioni, tuttavia questo costituisce senza dubbio un passo importante verso il pieno sfruttamento delle potenzialita' di questo tipo di dato.

# Bibliografia

**ERDAS Field Guide. Version 8.1** ERDAS Imagine Production Tour Guide. Version 8.2 **ERDAS Imagine Installation Guide. Version 8.2** ERDAS Imagine Radar and vector Tour Guides. Version 8.2 ERDAS Imagine Vista Tour Guide. Version 8.2 ERDAS Imagine Configuring Peripherals. Version 8.2 Using PCI Software (Volume I). Version 5.2 EASI/PACE. Using PCI Software (Volume II). Version 5.2 EASI/PACE. EASI User's Guide. Version 5.2. PCI License System. User Guide. Version 5.2/5.2.1. Training Data Set Manual. Version 5.2. GCPWorks Reference Manual. Version 5.2. Getting Started. Version 5.2 EASI/PACE. ImageWorks. Version 5.2 EASI/PACE. ER Mapper 5.0. Installation. ER Mapper 5.0. Tutorial. ER Mapper 5.1. ER Radar. ER Mapper 5.0. Applications. ER Mapper 5.0. Programmers' C Library. ER Mapper 5.0. Open Standards.

ER Mapper 5.0. Reference.

ERGOVISTA for Windows (version 4.3). User's Guide.

ERGOVISTA Remote Sensing Application Module (version 4.3). User's Guide and Reference Manual.

ERGOVISTA (version 4.3). Command Directory.

ERGOVISTA (version 4.3). Function Development Kit. User's Guide.

ENVI User's Guide. The Environment for Visualizing Images. Version 2.0.

Multiscope User Manual (Ref.: MU/GB/MSX/0101)

Multiscope Administrator Manual (Ref.: MA/GB/MSX/0100)

## DALL'EWSE ALL'INFEO NEL PROGRAMMA CEO

# G. MARACCI

Commissione Europea Centro Comune di Ricerca Istituto per le Applicazioni dallo Spazio Unità: Sistemi Strategici per le Applicazioni dallo Spazio I-21020 Ispra (VA), Italia fax: +39 332 785461, e-mail: giancarlo.maracci@jrc.it

# **1. INTRODUZIONE**

Si è constatato che, a fronte di un enorme investimento effettuato in Europa per sviluppare e portare sensori per l'OT in orbita nello spazio, non c'è stato un altrettanto adeguato impegno di fondi per promuovere l'analisi e l'utilizzo dei dati raccolti dallo spazio. Come conseguenza l'informazione contenuta nei dati di OT, in molti casi, è rimasta soltanto a livello potenziale e non è stata estratta ed utilizzata per la risoluzione di problemi pratici.

A seguito di questa realtà la Comunità Europea ha deciso di iniziare il programma CEO e lo ha inserito nel IV programma quadro di ricerca della EC.

In particolare l'attuazione del programma CEO si è focalizzata sui seguenti obiettivi:

- aumentare il numero dei clienti che utilizzano l'informazione derivata dai dati di OT per la risoluzione di problemi reali
- incoraggiare e rinforzare le organizzazioni europee che lavorano nel campo dell'OT indipendentemente dal fatto che siano esse industriali, commerciali o di ricerca
- fornire una piattaforma comune per lo scambio dell'informazione fra le organizzazioni sopra indicate e i clienti, avendo presente lo scopo di rendere più rapidamente e più facilmente accessibili sia l'informazione che i servizi necessari allo scambio dell'informazione stessa.

Il programma CEO vuole costituire una fitta rete di rapporti fra clienti e fornitori di servizi; analogamente questi ultimi sono incoraggiati dal CEO a sviluppare prodotti che siano corrispondenti alle necessità degli utilizzatori. Inoltre il CEO persegue l'obiettivo di attrarre nuovi clienti mediante la promozione di progetti dimostrativi che evidenziano come i prodotti derivati dall'OT dallo spazio

possono effettivamente essere usati, con profitto, per particolari esigenze professionali. Gli scopi del programma CEO sono illustrati in *Fig.1* da un semplice diagramma.



Fig. 1 - Gli scopi del CEO

Il programma CEO è finanziato dalla Comunità Europea (CE) attraverso il Centro Comune di Ricerca (CCR) di Ispra in Italia e la DGXII - D4 (Unità Spazio) a Bruxelles.

## 2. II CONCETTO CEO

Per raggiungere gli obiettivi che il CEO si è prefissato è stato elaborato e sviluppato un concetto guida del CEO in cui sono state identificate quattro componenti fra loro strettamente interconnesse e coordinate; esse costituiscono la base di azioni funzionali alla effettiva realizzazione del CEO. Le quattro componenti sono rispettivamente: Sostegno all'Utente, Sostegno alle Applicazioni, Servizi di Acceesso, Controllo & Coordinazione. Il concetto CEO è stato ideato durante la *pathfinder phase* che ha preceduto l'attuale fase di sviluppo ed attuazione; esso è rappresentato in modo sintetico in *Fig. 2.* Le quattro componenti sono di seguito brevemente delineate.

# Sostegno all'Utente

Questa componente del CEO promuove iniziative riguardanti standard per i metadeta, l'eventuale costituzione di un archivio europeo, a lungo termine, di dati digitali di OT, la costituzione di un inventario di algoritmi e di modelli con il relativo *software* per l'OT, l'organizzazione e la conduzione di corsi di formazione, per la promozione del mercato nel campo dell'OT, indirizzati a specifiche classi di nuovi clienti. Infine è stato iniziato un servizio/ufficio di aiuto all'utente (*help desk*).



Fig. 2 - Rappresentazione grafica del concetto CEO

## Sostegno alle Applicazioni

Il CEO incoraggia lo sviluppo delle applicazioni che fanno uso delle osservazioni della terra finanziando al 50 per cento (*Shared Cost Actions*) opportuni progetti. Molti di questi sono stati selezionati a seguito delle chiamate per sottomissione di proposte emanate dalla DG XII della Commissione Europea sotto l'area 3.3 (Tecniche dallo spazio applicate al controllo dell'ambiente e alla ricerca) del programma Clima e Ambiente. Invece altri progetti, finanziati direttamente dal CEO, sono stati scelti per essere a sostegno dei Servizi della Commissione e delle sue politiche. Nell'ambito di questa componente sono previste anche azioni per rendere piu facilmente accessibili dati, non solo provenienti dallo spazio, come quelli dell'ECMWF (*European Centre for Medium-range Weather Forecasting*).

### Servizi di Accesso

Il sistema EWSE (*European Wide Service Exchange*) ha rappresentato il banco di prova del sistema CEO per lo scambio elettronico dei dati e dell'informazione; esso è stato lanciato nel Settembre 1995. Gli utilizzatori che si sono registrati nell'EWSE provengono da circa 60 differenti paesi. La maggior parte sono Europei, ma un numero significativo di contributi proviene dagli USA, dal Canada e dall'Australia.

La ricerca d'informazione nell' EWSE può essere effettuata in diversi modi: per testo libero, per chiave o per località (nella carta del globo). Le organizzazioni o gli utilizzatori individuali, registrati nell'EWSE, possono anche essere trovati in liste alfabetiche individuali o attraverso il "tradeshow" dove le organizzazioni sono riportate per area tematica. La URL dell'EWSE è riportata in Fig.3



#### Fig. 3 - Come registrarsi nel sistema EWSE

Il sistema EWSE sarà gradatamente sostituito dal sistema di accesso multinodale CEO quando questo sarà stato completamente sviluppato e si chiamerà INFEO (INFormation on Earth Observations).

Controllo & Coordinazione

Il CEO è in fase di discussione con i grandi fornitori di dati (come ESA, NOAA, NASA, EUMESAT e CCRS) così come con iniziative nazionali in Europa (quali NEONET in Olanda e ISIS in Germania) per una futura collaborazione ed eventuali accordi di lavoro in comune. Il programma ha anche dato contributi significativi al CEOS (*Committee on Earth Observation Satellites*) e alle iniziative del G7 sull'accesso e la disponibilità dei dati e dell'informazione. Allo stesso modo sono stati fatti progressi verso un accordo internazionale su un protocollo per l'interoperabilità dei cataloghi il CIP (*Catalogue Interoperability Protocol*).

#### 3. STATO DI ATTUAZIONE DEL CEO

La fase di attuazione del programma CEO è partita all'inizio del 1996 ed era previsto che si concludesse alla fine del 1998, tuttavia si deve prevedere una successiva fase di sperimentazione del sistema prima che il CEO possa operare in modo autonomo.

Al momento, nell'ambito delle quattro componenti, sono state intraprese diverse attività : alcune si sono già concluse, altre sono in fase di attuazione ed altre ancora in fase di *test* e continuo sviluppo.

Allo scopo di offrire un quadro dello stato di avanzamento del CEO, di seguito vengono presentati e/o accennati alcuni esempi più significativi di quanto è stato fatto o è in corso di realizzazione.

# Sostegno alle applicazioni

Nell'ambito del sostegno alle applicazioni diversi consorzi europei hanno già iniziato la realizzazione di circa trenta progetti selezionati nell'area 3.3 (CEO) del programma Ambiente & Clima. Ogni progetto approvato utilizza dati telerilevati, ha un cliente ben definito con particolari esigenze d'informazione, e la soddisfazione o meno del cliente costituirà elemento chiave nella valutazione del successo del progetto stesso. Complessivamente più di duecento organizzazioni di ricerca, commerciali o amministrazioni sono coinvolte in questi progetti. Fra queste organizzazioni significativa è la rappresentanza italiana.

### Sostegno agli Utilizzatori

Nell'ambito del sostegno all'utente il CEO ha stipulato circa venti contratti per attività riguardanti l'educazione e la formazione di personale che può utilizzare il dato telerilevato e pertanto con attenzione particolare rivolta all'utenza. Fra questi è da citare un contratto per una serie di azioni, coordinate dall'AIT (Associazione Italiana di Telerilevamento), tali azioni riguardano in modo particolare l'utilizzo del telerilevamento da parte dei servizi tecnici delle amministrazioni locali (regionali) ed il confronto con analoghe esperienze europee.

Va anche ricordato uno studio finalizzato alla valutazione del mercato potenziale della informazione telerilevata in diversi settori specifici e precedentemente individuati quali possibili clienti. I settori presi in considerazione, in un primo momento, sono stati: turismo, assicurazioni, ingegneria civile, impatto ambientale ed aree urbane. Successivamente lo studio è stato esteso all'industria della risorsa acqua, all'industria della risorsa agricola, all'industria della marina mercantile ed all'industria della navigazione interna ed al mappaggio digitale.

#### Servizi di accesso (SA)

Un discorso a parte richiedono i SA di cui nell'ambito del corso "Telerilevamento ed Ecologia Marina" è stata data una dimostrazione pratica di utilizzo mediante esercitazioni di navigazione in rete nel sito EWSE. In quella sede è stato anche preannunciato il passaggio dall'EWSE all'INFEO.

In *Fig. 4* alcune caratteristiche dei due sistemi sono messe a confronto. Al momento presente è comunque ancora notevole l'attività in corso, di realizzazione e *test*, prima della definitiva sostituzione di un sistema con l'altro

Lo sviluppo dei servizi di accesso (SA) per la realizzazione del sistema INFEO è avvenuto mediante sei contratti che hanno fornito un primo prodotto (SA *release* A) nella prima metà del 1998 e un secondo prodotto all'inizio del 1999 (SA *release* B). I SA del CEO sono stati sviluppati seguendo il concetto del sistema a *middleware* distribuiti; questo permette un punto di accesso comune a tutti i servizi pubblicizzati mediante il sistema stesso. L'interfaccia utente, disponibile sia ai clienti che ai fornitori, si basa sulla modalità di accesso standard del www. In ogni caso l'approccio scelto assicura che i SA non sostituiscono i meccanismi di contatto, eventualmente già esistenti, fra clienti e fornitori. Infatti un fornitore potrà continuare a rendere disponibili agli utilizzatori, mediante una *customer-built* interfaccia utente, i suoi dati, l'informazione o i servizi che ha già pubblicizzato o intende pubblicizzare con i SA del CEO.

I servizi che saranno disponibili dal MWND per i clienti sono:

- Servizio di annuncio pubblicitario che permette ai fornitori di pubblicizzare dati, servizi, avvenimenti ecc. e ai clienti di ricercarli e trovarli.
- Servizio di ricerca avanzata allo scopo di cercare ed ottenere informazione da catologhi remoti su dati e documenti.
- Servizio di dizionario per comprensione di termini, di insieme di termini (metadata) e definizioni.
- Servizio di registrazione per aiutare la registrazione degli utenti e il mantenimento da parte degli utenti dei dettagli relativi alla registrazione
- Servizi di aiuto (on-line help e help desk) e forum per discussioni.

I SA nella loro versione finale costituiranno una rete di *middleware nodes* e gli utenti potranno indirizzarsi a qualsiasi *middleware node* e avere accesso al medesimo insieme di dati e servizi.

Analogamente i SA offrono ai fornitori due modalità per rendere visibili i loro prodotti ai potenziali clienti:

- pubblicizzando dati e servizi mediante i SA del CEO. Essi infatti potranno spedire descrizioni, sotto forma di metadata, da includere in *databases* locali dei SA. In questo modo possono essere pubblicizzati anche singoli prodotti
- stabilendo un accesso *on-line* al proprio *database* usando lo specifico strumento CEO per i fornitori. Contemporaneamente essi annunceranno nei SA la possibilità di questo servizio.

L'accesso *on-line* ai dati e all'informazione bibliografica è particolarmente interessante quando:

 Il catalogo contiene metadati a livello di prodotto granulare tale da rendere interessante per l'utilizzatore farvi una ricerca (questo significa che la descrizione a livello di *dataset* non è sufficiente).

- Il dataset cambia/evolve così rapidamente che un aggiornamento del database locale CEO non è praticamente possibile.
- Il catalogo è una biblioteca di documenti con un grande numero di records.



Fig. 4 - Confronto fra l'EWSE e l'INFEO

## Il CIP (Catalogue Interoperabilyty Protocol)

Sebbene siano ora disponibili standard industriali per dare agli utilizzatori una visione comune di numerosi *servers*, cioè il WWW, tuttavia manca ancora una reale interoperabilità ed esiste la necessità di un protocollo che sia dedicato alla OT e alle scienze dell'ambiente. Il CEO ha sviluppato il protocollo per risolvere questo problema : è il CIP.

Il CEO ha già sviluppato un *software* dimostrativo per il CIP-A (ufficialmente ratificato dalle maggiori Agenzie Spaziali internazionali attraverso il CEOS/PTT) con lo scopo di provare la fattibilità delle specifiche del CIP.

Il dimostratore del CIP-A comprende i seguenti componenti:

- WWW gateway
- Retrivial Manager (che incorpora il Z39.50 APIs, databases di raccolta e spiegazioni)
- Traduttore per i cataloghi DLR ISIS ed Euromap
- Traduttore per il catalogo EUMESAT MARF.

Questo *software* (codice sorgente) è attualmente disponibile e può essere facilmente ottenuto richiedendolo al CEO.

Comunque alcuni aspetti importanti debbono ancora essere esplorati e quantificati. Fra questi si possono indicare:

a. Impegno richiesto per configurare e istallare il traduttore CIP su cataloghi di natura differente (per esempio: cataloghi di dati spaziali e non spaziali)

b. Impegno richiesto per mantenere un traduttore CIP da parte di un fornitore di catalogo

 Prestazione e regolarità di funzionamento legata alla configurazione multipla del *Retrival* Managers in un ambiente quasi operazionale.

Per dare una risposta alle precedenti questioni aperte, relative all'ingegneria del CIP e per contribuire alla popolazione dei SA del CEO con cataloghi collegati tramite CIP, è stato effettuato un esperimento basato sull'uso del dimostratore CIP-A.

I cataloghi che hanno partecipato all'esperimento sono:

Catalogo di dati da aereo sulla Bassa Sassonia - LGN

- Cataloghi dell'Istituto Geografico Nazionale, IGN-France
- Cataloghi del Centro Britannico di Dati Atmosferici BADC

ed inoltre i cataloghi con i risultati delle attività condotte dall'Istituto per le Applicazioni dallo Spazio del CCR quali:

MARS e cataloghi relativi

cataloghi OCEAN e CORSA

Infine l'ESA (ESA/ESRIN) ha contribuito all'esperimento adattando il *software* del dimostratore CIP-A per il catalogo MUIS-A.

# Controllo & coordinazione

L'attività corrispondente a questa componente del CEO non potrà mai essere considerata completamente conclusa perchè interessa tutte le altre e le orienta in modo organico per un buon funzionamento del sistema CEO nel suo complesso. Si ritiene pertanto che l'attività di questa componente debba, sia pure in forma ridotta, continuare anche quando il sistema CEO funzionerà in modo autonomo ed autosufficiente.

Al controllo & coordinazione infine va attribuito il merito dei diversi (alcune decine) workshop ed incontri di lavoro organizzati dal CEO con partecipazione di esperti, prevalentemente europei, che hanno trattato svariati argomenti che vanno dalla tematica relativa ad un archivio europeo di dati di OT alla valutazione di iniziative editoriali per favorire la disponibilità di *datasets* mediante opportuni meccanismi di citazione e garanzia di qualità.

