

COMUNE DI OLBIA



PIANO URBANISTICO COMUNALE IN ADEGUAMENTO AL PPR E AL PAI

OLBIA	FASE 1 - RIORDINO DELLE CONOSCENZE
R.1	ASSETTO AMBIENTALE Relazione geologica

COORDINATORE

Prof. Giuseppe Scanu

SINDACO

Dr. Settimo Nizzi

COLLABORATORI

Dott.ssa Geol. Barbara Spanu

Dott.ssa Geol. Angela Soggia

DIRIGENTE

Ing. Davide Molinari

CARTOGRAFIA



Ser.Pro. S.r.L.S.

Delibera di adozione n.

del

Delibera di approvazione n.

del

GIUGNO 2020

INDICE

1. Premessa	Pag	2
2. La suddivisione del territorio in fasce altimetriche	“	3
3. La pendenza dei versanti	“	6
4. L'esposizione dei versanti	“	8
5. La storia geologica come base per la caratterizzazione ambientale	“	10
5.1 Il quadro evolutivo generale durante l'Era paleozoica	“	10
5.2 Principali facies intrusive erciniche della Sardegna settentrionale		14
5.3 Quadro evolutivo geologico-strutturale durante l'Era mesozoica	“	15
5.4 Evoluzione geologico-strutturale terziaria e cicli sedimentari	“	17
5.5 Principali successioni connesse con la fase compressiva (?) dell'Eocene medio-Aquitano	“	19
6. Geologia	“	20
6.1 Premessa	“	20
6.2 La litologia	“	21
6.2.1 L'ambito di Olbia	“	21
6.2.2 L'ambito di Berchiddeddu	“	22
6.2.3 L'ambito delle Isole	“	24
6.3 Lineamenti strutturali	“	25
6.4 La neotettonica	“	25
7 Geologia tecnica	“	26
7.1 Premessa	“	26
7.2 La zonazione geologico-tecnica: ambiti, caratteri, stratigrafia	“	27
7.3 I caratteri geotecnici	“	30
8. Geomorfologia	“	32
8.1 Premessa	“	32
8.2 Le “unità geomorfologiche” e gli “elementi geomorfologici”	“	33
8.2.1 Rilievi montani e collinari, vallecicole interne su rocce granitiche e migmatitiche	“	33
8.2.2 Falde, coni detritici	“	34
8.2.3 Il reticolo idrografico	“	34
8.2.4 Superfici a deboli ondulazioni e linee di costa	“	37
8.2.5 Linee di costa	“	38
8.2.6 L'attività geomorfologia	“	39
8.2.7 L'ambito delle isole	“	40
9. Idrogeologia	“	42
9.1 Premessa	“	42
9.2 I principali fattori di condizionamento del ruscellamento superficiale e dell'infiltrazione	“	42
9.2.1 I fattori morfologici	“	43
9.2.2 Fattori geologici	“	43
9.2.3 Fattori biologici	“	45
9.2.3.1 I fattori antropici	“	46
9.2.4 Infiltrazione efficace e coefficiente di infiltrazione potenziale	“	46
9.2.5 Complessi idrogeologici e permeabilità relativa	“	47
9.3 Modello idrogeologico e manifestazioni sorgentizie	“	48
9.4 La situazione idrogeologica dell'ambito di Olbia	“	49
9.5 La situazione idrogeologica dell'ambito di Berchiddeddu	“	50
9.6 La situazione idrogeologica delle Isole	“	50
10. Conclusioni: dalle anticipazioni sul paesaggio agli indirizzi	“	51
Bibliografia di riferimento per la geologia	“	55

1. PREMESSA

L'analisi cui fa riferimento il presente rapporto è orientata alla conoscenza dei valori fondamentali dell'ambiente e dei tratti più significativi del paesaggio fisico dell'ambito territoriale su cui si sviluppa il Comune di Olbia.

Lo studio si estende per oltre 30.900 ettari, oltre ai 6.130 ettari del settore di Berchiddeddu, exclave ubicata poco a sud rispetto al centro urbano di Olbia, e alle Isole di Tavolara e Molara.

Lo studio svolto appare assai interessante sotto molteplici aspetti, poiché si è cercato di cogliere il significato fondamentale degli elementi che segnano questa particolare connotazione ambientale. Lo studio si basa su rilevamenti di campagna, su diverse indagini in situ effettuate a più riprese, sulla fotointerpretazione di immagini riprese da aereo e da satellite, tradizionali e/o digitali, pancromatiche e/o a colori, su documenti bibliografici ufficiali, su documenti provenienti da studi e ricerche inedite effettuate per conto di altri Enti pubblici, tra cui l'AMNP di Tavolara, Molara e C. Coda Cavallo. Trattandosi di uno studio a supporto della pianificazione urbanistica comunale, un particolare rilievo è stato assegnato alla compilazione delle cartografie, cui è affidato il compito di descrivere geograficamente la distribuzione sul territorio dei vari tematismi analizzati.

Sicché, la Relazione, ossia il presente rapporto scritto, chiarisce le problematiche tecnico-scientifiche inerenti gli aspetti rappresentati sulla carta e la loro evoluzione/interazione; essa è comunque sufficiente a supportare una corretta pianificazione urbanistica comunale, a parte gli approfondimenti cui si accennerà e che saranno riferiti ad aspetti particolarmente problematici da trattare a scala diversa da quella adottata per la redazione del PUC, generalmente 1:10.000.

Le carte tematiche prodotte, cui fa riferimento la presente analisi, sono il frutto, come si è detto e verrà meglio evidenziato in prosieguo, di attente valutazioni, rilevamenti, diretti e indiretti, verifiche e controlli, sintesi e rielaborazioni strutturate.

L'analisi presente in questo rapporto è rivolta alla definizione degli aspetti geologici in senso generale, seguendo le indicazioni che sono state fornite per la redazione dei PUC da parte dell'Ass.to Regionale degli EE.LL., Finanze e Urbanistica, e proseguirà rivolgendosi agli altri settori di interesse. Per meglio inquadrare il territorio nel contesto ambientale della regione, visto che i condizionamenti ambientali sono in qualche modo legati alle vicende geologiche dello stesso, è apparso indispensabile fornire un quadro della situazione evolutiva geologico-strutturale che ha portato all'aspetto attuale del territorio oggetto di interesse.

La relazione descrittiva è suddivisa in capitoli, ognuno dei quali riferito a un tematismo specifico. Il titolo del capitolo, preceduto da un numero che si ripete in maniera progressiva accompagnato da una sub numerazione per i diversi paragrafi e sottoparagrafi, indica il tematismo o lo strato informativo considerato. In testa alla relativa descrizione è riportato l'elenco delle cartografie cui esso fa riferimento, sia che si tratti di rilievo diretto (ad esempio la geolitologia), sia che si tratti di derivazione tematica orientata (ad esempio geologia tecnica).

2. LA SUDDIVISIONE DEL TERRITORIO IN FASCE ALTIMETRICHE

Cartografia di riferimento:

A 1 - Altimetria (Olbia: Nord, Centro, Sud; Berchideddu, Tavolara – Molara)

Quale introduzione alla conoscenza di base del territorio del comune di Olbia è stata redatta la carta delle fasce altimetriche per cercare di cogliere in maniera rapida, ma allo stesso tempo emblematica, le energie del rilievo in gioco. Si è ritenuto opportuno, cioè, valutare l'altimetria per individuare eventuali aree differenziate su cui si estende il territorio del comune, anche oltre i suoi confini amministrativi per cogliere alcune particolarità. A tal fine sono state discriminate le isoipse di 50 metri sulla carta di base utilizzata e si è provveduto a campire con colori diversi le fasce corrispondenti all'intervallo delimitato da due isoipse successive. In totale sono state discriminate 14 fasce che coprono l'intervallo 0 - 700 metri, quest'ultima quota raggiunta proprio verso i settori marginali del territorio comunale: Monte Pinu (742 m), Punta delle Carre (672 m), Punta Lu Casteddi (665 m). Oltre alla plasticità delle forme del rilievo, desumibile dal susseguirsi delle varie tinte che caratterizzano ognuna delle fasce di altitudine individuate, si osserva agevolmente la dominante morfologica fondamentale, preludio alla delineazione dei caratteri ambientali del territorio, così come sarà meglio descritto nelle parti successive.

Già dalla classificazione per fasce altimetriche si riconoscono in maniera evidente delle linee guida fondamentali dell'assetto complessivo del territorio, mettendo in risalto sia l'incidenza della tettonica sull'articolazione del rilievo da cui questo appare influenzato, sia, ovviamente, l'andamento del reticolo idrografico.

E' una lettura particolarmente significativa e chiara, quella consentita dalla carta altimetrica, che delinea l'andamento del territorio in cui andrà a calarsi la realtà del P.U.C. consentendo con facilità l'individuazione di quegli elementi di progetto che costituiscono la filosofia portante del nuovo assetto urbanistico. La struttura ad anfiteatro del territorio appare ben definita dalla cintura di colline che lo delimitano da nord a nord-ovest, mentre resta aperto verso sud-ovest, quale preludio al raccordo con l'entroterra che si ricollega direttamente alla Sella di Monti e a tutto il corridoio dell'ampia piana di Oschiri-Chilivani, per rinchiudersi poi, definitivamente, verso sud.

Emerge, in particolare, la dominanza di linee sollevate intorno alla città, che sembrano chiuderne l'orizzonte disegnando una cintura di ambienti morfologicamente articolati quasi a voler arricchire, e differenziare, lo spettacolo di apertura della città verso il mare, da una parte, contrapponendosi, dall'altra parte, con le morfologie svettanti. Una sorta di arredo ambientale che dalla città si percepisce a chiusura di uno spazio dominante e incombente fino al mare, quasi definendone la sua area vitale.

Appare subito, come si diceva, la particolare disposizione del territorio, molto elementare da un lato, distribuito su orientazioni semplici, strutturalmente motivate (faglie/fratture o manifestazioni filoniane) e quindi ricorrenti nell'area più vasta della Sardegna nord-orientale, ricco di significati oltremodo complessi, dall'altro. La conformazione morfologica del territorio in esame ha portato, come già detto, ad individuare tredici fasce altimetriche la cui ampiezza è riportata di seguito, congiuntamente alla ripartizione percentuale.

Come si osserva dalla tabella 1, per l'ambito di Olbia prevale il settore pianeggiante (0 – 50 m), ovvero quello centrale, dove si estende il centro urbano, l'area industriale,

Fascia altimetrica	Superficie		
	Metri quadri	Ettari	Ripartizione percentuale
0-50 m s.l.m	124.979.339,46	12.497,93	40,05
50-100 m s.l.m	69.986.644,68	6.998,66	22,43
100-150 m s.l.m	34.673.037,98	3.467,30	11,11
150-200 m s.l.m	42.368.095,61	4.236,81	13,58
200-250 m s.l.m	17.301.708,11	1.730,17	5,54
250-300 m s.l.m	13.032.071,84	1.303,21	4,18
300-350 m s.l.m	4.498.462,70	449,85	1,44
350-400 m s.l.m	2.217.986,52	221,80	0,71
400-450 m s.l.m	1.448.570,06	144,86	0,46
450-500 m s.l.m	632.831,89	63,28	0,20
500-550 m s.l.m	397.751,71	39,78	0,13
550-600 m s.l.m	360.753,86	36,08	0,12
600-650 m s.l.m	149.082,50	14,91	0,05
650-700 m s.l.m	3.074,89	0,31	0,00
Totale sup.	312.049.411,79	31.204,94	100

Tab. 1a Suddivisione del territorio di Olbia per fasce altimetriche: valori assoluti e percentuali

l'aeroporto ed il porto, ma anche quello settentrionale, del Golfo di Cugnana: questo spazio occupa ben 12.497,93 ettari, pari al 40,05% dell'area considerata, subito seguito dalla fascia tra 50 e 100 metri che ha una estensione di 6.998,66 ettari e rappresenta il 22,43%. Da queste aree, entrambe affacciate direttamente sul mare, si procede verso nord, verso ovest e verso sud, dapprima con una fascia di raccordo (50 – 100 m) per proseguire poi più velocemente con quote più elevate. In particolare si segnalano, procedendo da nord a sud, i rilievi di Punta Cugnana, il Monte Mandriolo nel promontorio di Porto Rotondo, l'allineamento NW-SE dei rilievi minori (Punta Lu Casteddu, M. Colbu, Punta de Su Quadreddu, Punta de Su Aspro), il Monte Zapparottu sul limite comunale con Golfo Aranci, Monte Campu, Punta Niedda, Punta Lu Lutagiu, Monte Mandriane, Monte Alvo nella parte sud-occidentale del territorio comunale ed infine i rilievi meridionali, spartiti con il comune di Loiri: Monte Spirito Santo, Monte Cornobeco.

Per quanto riguarda il settore di Berchiddeddu, lo sviluppo altimetrico si attesta su quote superiori rispetto a quelle del settore di Olbia; si osserva infatti l'assenza della fascia che va da 0 a 50 m e poiché le quote più basse partono da circa 90 m si è optato per la creazione di un'unica classe di 60 m che potesse comprendere la modesta porzione di territorio compresa tra 90 e 150 m; inoltre si può notare la presenza di altre quattro fasce altimetriche con quote superiori ai 650 m. Tutto il settore va dai 90 agli 850 metri (s.l.m.) ed è rappresentato quindi da 1 fascia di 60 m e 13 fasce di 50 m di ampiezza. La carta allegata chiarisce inequivocabilmente la situazione mettendo in luce la marcata separazione tra il settore settentrionale e quello meridionale segnata dalla fascia dei 400 – 450 m. Nel settore nord-orientale si ha però un'accentuazione del rilievo fino a circa 630 m, in corrispondenza del Monte Salvanori-Monte di Mezzo. Nel settore meridionale le quote più alte si hanno in corrispondenza dei rilievi di Punta de Su Lizzu – Punta Soliris – Punta Intro e Serra e di

Punta Tantarillis, rispettivamente di 636 m, 715 m, 652 m e 739,18 m.

Dai dati sulla ripartizione percentuale delle fasce altimetriche nel territorio di Berchiddeddu (tab. 1b) si evince che la fascia più estesa è quella dei 250-300 metri pari al 16,83% del territorio quasi a parità con la fascia dei 500-550 metri che rappresenta il 16,26% del territorio. In generale si osserva che il maggiore sviluppo si ha tra i 200 ed i 350 metri, corrispondenti al 41,5%, e tra i 500 e i 600 m pari al 28,5% della superficie in analisi. Nel settore nord-orientale si ha però un'accentuazione del rilievo fino a circa 630 m, in corrispondenza del Monte Salvanori-Monte di Mezzo. Nel settore meridionale le quote più alte si hanno in corrispondenza dei rilievi di Punta de Su Lizzu – Punta Soliris – Punta Intro e Serra e di Punta Tantarillis, rispettivamente di 636 m, 715 m, 652 m e 739,18 m.

Fascia altimetrica	Superficie		
	Metri quadri	Ettari	Ripartizione percentuale
90 – 150 m s.l.m	886.620,49	88,66	1,44
150 – 200 m s.l.m	3.432.987,77	343,30	5,57
200 – 250 m s.l.m	7.401.439,27	740,14	12,01
250 – 300 m s.l.m	10.369.825,86	1.036,98	16,83
300 – 350 m s.l.m	7.804.549,35	780,45	12,66
350 – 400 m s.l.m	4.140.965,43	414,10	6,72
400 – 450 m s.l.m	3.034.106,04	303,41	4,92
450 – 500 m s.l.m	2.849.932,58	284,99	4,62
500 – 550 m s.l.m	10.019.151,85	1.001,92	16,26
550 – 600 m s.l.m	7.269.575,93	726,96	11,80
600 – 650 m s.l.m	2.920.680,31	292,07	4,74
650 – 700 m s.l.m	1.153.147,37	115,31	1,87
700 – 750 m s.l.m	292.082,78	29,21	0,47
m-gg di 750 m s.l.m	56.712,17	5,67	0,09
Totale sup.	61.631.777,19	6.163,18	100

Tab. 1b Suddivisione del territorio di Berchiddeddu per fasce altimetriche: valori assoluti di superficie (in ettari) e percentuali

Quanto all'altimetria delle isole di Tavolara e Molara si può chiaramente notare la differenza dell'andamento altimetrico che le contraddistingue, con la morfologia di Tavolara approssimativamente rettangolare molto allungata; il suo asse principale ha un andamento NE-SW e corrisponde alla cresta della montagna che raggiunge i suoi punti più elevati con Punta Cannone (564 m), a sudovest, e Punta Castellaccio (510 m), a nordest. Molara, al contrario, ha una forma più irregolare e le zone più elevate si collocano nella regione centro-occidentale dove si trova Punta la Guardia che con i suoi 158 m rappresenta il punto più elevato dell'isola. In questo caso sono state sufficienti 12 fasce per descrivere il territorio di Tavolara che, seppur di dimensioni relativamente ridotte rispetto a quelli analizzati in precedenza, presenta una grande variabilità di quota, si va infatti dai 0 m ai 560 m s.l.m. Per quanto riguarda Molara, invece, sono state sufficienti 3 fasce per racchiudere il *range* della sua elevazione che va da 0 m s.l.m. a 158 m s.l.m. Se per Molara si ha una morfologia

alquanto dolce con la fascia altimetrica maggiore che si ferma a 100- 150 m s.l.m., per Tavolara si arriva alla fascia che va dai 500 ai 550 m s.l.m. La fascia di altimetria maggiormente rappresentata è quella che va da 0 a 50 m s.l.m. e copre il 23,94% della superficie; in particolare si può osservare come il 58,74% del territorio sia compreso nell'intervallo tra gli 0 e i 150 m s.l.m. mentre le restanti porzioni di superficie vanno a occupare una percentuale via via minore fino a arrivare a una percentuale del 1,66% che descrive la fascia che va dai 500 ai 560 m s.l.m. caratterizzante la cresta di Tavolara.

Fascia altimetrica	Superficie		
	Metri quadri	Ettari	Ripartizione percentuale
0 - 50 m s.l.m	2.294.219,27	229,42	23,94
50 - 100 m s.l.m	1.878.613,56	187,86	19,60
100 - 150 m s.l.m	1.456.289,58	145,63	15,20
150 - 200 m s.l.m	814.435,55	81,44	8,50
200 - 250 m s.l.m	672.133,65	67,21	7,01
250 - 300 m s.l.m	537.706,92	53,77	5,61
300 - 350 m s.l.m	448.102,54	44,81	4,68
350 - 400 m s.l.m	448.089,10	44,81	4,68
400 - 450 m s.l.m	425.702,57	42,57	4,44
450 - 500 m s.l.m	448.089,10	44,81	4,68
500 - 560 m s.l.m	159.071,63	15,91	1,66
Totale	9.582.453,47	958,25	100

Tab. 1c Suddivisione del territorio delle Isole per fasce altimetriche: valori assoluti di superficie (in ettari) e percentuali

3. LA PENDENZA DEI VERSANTI

Cartografia di riferimento:

A 2 - Acclività (Olbia: Nord, Centro, Sud; Berchideddu, Tavolara – Molara)

La clivometria è un fattore di particolare importanza per un'oculata pianificazione del territorio, in particolare nelle aree montane in cui con estrema facilità possono innescarsi fenomeni di degrado e di erosione; In questa ottica si è provveduto a fare una discriminazione di massima del territorio di Olbia suddividendolo in otto ambiti: da 0 a 2,5%, da 2,5 a 5%, da 5 a 10%, da 10 a 20%, dal 20 a 40%, da 40 a 60%, da 60 a 80% e oltre l'80%. Il riparto delle superfici, sia areali che percentuali del territorio di Olbia è riportato nella tabella 2a

Solo una minima porzione del territorio comunale, come si evince dai dati, è caratterizzata da pendenze del suolo elevate, il totale del territorio con pendenza maggiore al 40% copre infatti 170,23 ettari, pari ad appena un 5,5% del territorio; si tratta di aree in cui predominano affioramenti rocciosi caratterizzati da un'evoluzione geomorfologica legata prevalentemente a processi gravitativi, peraltro molto limitati e ristretti solo in alcuni settori. Questa conoscenza è di particolare interesse ai fini applicativi e urbanistici in quanto consente di delimitare fisicamente quelle aree laddove, oltre una certa pendenza, intervenire può essere

problematico. Fornisce, altresì, utili indicazioni nella zonizzazione del territorio extraurbano, ad esempio sia per quanto concerne il limite tra zone a potenziale differente lavorabilità dei suoli sia per quanto concerne la individuazione delle zone H, di rispetto ambientale.

Classi di pendenza	Superficie		
	Metri quadri	Ettari	Ripartizione percentuale
0 - 2,5	135.398.544,93	13.539,85	43,39
2,5 - 5	32.043.513,64	3.204,35	10,27
5 - 10	48.357.010,30	4.835,70	15,50
10 - 20	62.287.651,37	6.228,77	19,96
20 - 40	32.260.429,22	3.226,04	10,34
40 - 60	1.553.023,39	155,30	0,50
60 - 80	139.344,29	13,93	0,04
>80	9.894,65	0,99	0,00
Totale	312.049.411,79	31.204,94	100

Tab. 2a Distribuzione del territorio di Olbia per classi di pendenza omogenea

Il settore di Berchiddeddu, nonostante l'aspetto nettamente collinare e a tratti "montuoso" presenta un andamento delle pendenze piuttosto equilibrato passando dai 2.168 ha della classe 10-20% ai 1.061 ha della classe 0 – 5% con circa 2.500 ha equamente distribuiti nelle classi 5-10% e 20-40%. Solo l'1,08% del territorio ha pendenze superiori al 40%.

Classi di pendenza	Superficie		
	Metri quadri	Ettari	Ripartizione percentuale
0 - 2,5	10.616.057,76	1.061,61	17,22
2,5 - 5	3.397.533,02	339,75	5,51
5 - 10	11.879.529,09	1.187,95	19,28
10 - 20	21.685.490,69	2.168,55	35,19
20 - 40	13.386.509,40	1.338,65	21,72
40 - 60	649.951,05	65,00	1,05
60 - 80	16.477,29	1,65	0,03
>80	228,89	0,02	0,00
Totale	61.631.777,19	6.163,18	100

Tab. 2b Distribuzione del territorio di Berchiddeddu per classi di pendenza omogenea

L'osservazione della carta conferma quanto detto nel paragrafo precedente relativamente all'altimetria, è evidente infatti la corrispondenza tra un'accentuazione delle pendenze e la fascia dei 400 – 500 metri che rappresenta una sorta di gradino morfologico che separa i settori nord e sud.

Per quanto riguarda il territorio di Tavolara e Molara si può osservare come la classe di pendenza nettamente predominante è quella compresa tra il 20 e il 40% che va a coprire il

42,20% di superficie.

Classi di pendenza	Superficie		
	Metri quadri	Ettari	Ripartizione percentuale
0 - 2,5	579.801,55	57,98	6,05
2,5 - 5	125.837,54	12,58	1,31
5 - 10	402.621,12	40,26	4,20
10 - 20	1.705.508,21	170,55	17,80
20 - 40	4.043.857,76	404,39	42,20
40 - 60	2.106.877,56	210,69	21,99
60 - 80	598.998,00	59,90	6,25
>80	18.951,72	1,90	0,20
Totale	9.582.453,47	958,25	100

Tab. 2c Distribuzione delle classi di pendenza omogenea nelle Isole

Si può altresì affermare che circa l'82% del territorio è compreso tra le fasce che vanno dal 10 al 60% di pendenza, con una assenza pressoché totale delle fasce più alte nell'isola di Molarà e che comunque a Tavolara non superano uno 0,2% di superficie.

4. L'ESPOSIZIONE DEI VERSANTI

Cartografia di riferimento:

A 3 - Esposizione dei versanti (Olbia: Nord, Centro, Sud; Berchideddu, Tavolara–Molarà)

Sempre a partire dal modello digitale del terreno, si è proceduto alla realizzazione della carta della esposizione dei versanti.

In questo caso sono state distinte otto classi, dell'ampiezza di 45° ciascuna corrispondenti alle quattro direzioni cardinali principali e alle quattro intermedie tra queste, oltre alla delimitazione delle porzioni di territorio pianeggiante.

Le tabelle 3 denotano i valori di ascrizione della superficie comunale suddivisa nei tre ambiti per ogni classe considerata, sia come superficie complessiva che come valore percentuale. Nell'ambito olbiese (Tab. 3a) le esposizioni a mezzogiorno e di NW sono rappresentate all'incirca con la stessa frequenza e così pure E e NE, mentre la porzione più estesa di territorio appartiene alla classe dei terreni pianeggianti che coprono il 22,64% (7.065,81 ha) della superficie in esame.

Prevalgono, sia pure di poco, le esposizioni verso nord ed est mentre le percentuali riferite a sud e ovest sono inferiori alle precedenti di circa una decina di punti percentuali.

Esposizione	Superficie		
	Metri quadri	Ettari	Ripartizione percentuale
N	33.143.450,24	3.314,35	10,62
S	25.135.270,20	2.513,53	8,05
E	36.361.333,32	3.636,13	11,65
W	27.687.990,75	2.768,80	8,87
NE	34.430.134,97	3.443,01	11,03
NW	30.111.442,29	3.011,14	9,65
SE	31.784.571,85	3.178,46	10,19
SW	22.737.107,32	2.273,71	7,29
Zone pianeggianti	70.658.110,84	7.065,81	22,64
Totali	312.049.411,79	31.204,94	100

Tab. 3a La distribuzione delle classi di esposizione dei versanti nell'ambito di Olbia

Anche nel settore di Berchiddeddu i dati di distribuzione percentuale evidenziano la presenza di ampie zone pianeggianti, quasi 950 ha, pari al 15,3% del territorio; per il resto la maggiore esposizione si ha a nord-ovest con il 16,28%.

Esposizione	Superficie		
	Metri quadri	Ettari	Ripartizione percentuale
N	8.178.449,54	817,84	13,27
S	5.432.553,10	543,26	8,81
E	5.412.543,56	541,25	8,78
W	6.913.764,97	691,38	11,22
NE	5.610.759,44	561,08	9,10
NW	10.036.247,46	1.003,62	16,28
SE	5.650.123,92	565,01	9,17
SW	4.960.108,18	496,01	8,05
Zone pianeggianti	9.437.227,03	943,72	15,31
Totali	61.631.777,19	6.163,18	100

Tab. 3b La distribuzione delle classi di esposizione dei versanti nell'ambito di Berchiddeddu

Per quanto riguarda le isole è da mettere in evidenza la bassissima percentuale di zone pianeggianti. Le classi di esposizione dominanti, quasi a parità, sono quelle relative a nord-est e sud-ovest, rispettivamente del 20,69% e del 18,09%, lo stesso equilibrio si ha per le altre classi di esposizione che si differenziano di 180°: N-S, E-W, NE-SW. Si osserva comunque una ripartizione equilibrata per macrocategorie di esposizione, genericamente

comprendenti il nord e il sud.

Esposizione	Superficie		
	Metri quadri	Ettari	Ripartizione percentuale
N	969.310,33	96,93	10,12
S	1.141.816,27	114,18	11,92
E	917.009,73	91,70	9,57
W	831.731,48	83,17	8,68
NE	755.478,99	75,55	7,88
NW	1.982.375,97	198,24	20,69
SE	1.733.005,80	173,30	18,09
SW	741.327,30	74,13	7,74
Zone pianeggianti	510.397,60	51,04	5,33
Totali	9.582.453,47	958,25	100,00

Tab. 3c – Suddivisione delle Isole per classi di esposizione dei versanti

Se, infatti, si mettono assieme il N, NE e NW e il S, SE e SW, si arriva in entrambi i casi a percentuali pari a circa il 35%, lasciando il restante 30% ai versanti con esposizione E (~ 13%), W (~ 9%), e pianeggianti (~ 7%).

5. LA STORIA GEOLOGICA COME BASE PER LA CARATTERIZZAZIONE AMBIENTALE

Le caratteristiche geologiche del settore della Gallura derivano dai numerosi e complessi eventi geologico-strutturali che hanno interessato l'Era paleozoica e l'Era cenozoica in tutta l'Isola. E' quindi necessario, per una sua completa ed esaustiva descrizione e caratterizzazione, inserire questo ambito territoriale in un contesto evolutivo regionale.

5.1 Il quadro evolutivo generale durante l'Era paleozoica

La struttura fondamentale del basamento sardo ha avuto origine dall'Orogene ercinico dovuto, in una prima fase (Siluriano), ad una collisione associata a subduzione di crosta oceanica e metamorfismo di alta pressione, seguita, in una seconda fase (Devoniano-Carbonifero), da una collisione continentale che ha prodotto inspessimento crostale, magmatismo e metamorfismo.

La suddivisione in fasce a diverso grado di metamorfismo che caratterizza le successioni paleozoiche della Sardegna unitamente ai risultati dei più recenti studi strutturali, hanno permesso di ricostruire la formazione della catena ercinica sud-europea (e quindi del basamento sardo che di essa è un segmento), sulla base della teoria orogenetica della tettonica a zolle.

L'evoluzione geodinamica ha coinvolto gran parte delle successioni sedimentarie e vulcaniche presiluriane (Paleozoico più antico) presenti nel settore centro-meridionale e sud-

occidentale dell'Isola di cui si fa un breve cenno nei successivi paragrafi.

Il margine passivo del Cambriano e l'arco vulcanico dell'Ordoviciano

Nella Sardegna di SW (Sulcis-Iglesiente) sono presenti potenti sequenze meta-sedimentarie del Cambriano inferiore-Ordoviciano inferiore che si ritiene costituiscano un margine continentale passivo di lunga durata. Tale ipotesi è suffragata dalla transizione a facies di mare più profondo che si ritrova procedendo da SW verso NE (Sardegna centro-orientale) e dall'assenza di vulcanismo calcoalcalino. Nella Sardegna centrale e sud-orientale (Sarcidano, Salto di Quirra, Gerrei, Sarrabus) invece, la potente successione sedimentaria cambriano-ordoviciano inferiore (Formazioni di S. Vito e di Solanas), derivante dai depositi di conoidi sottomarine, è sormontata da grandi spessori di metavulcaniti (che nel Sarcidano possono raggiungere la potenza di 400-500 metri), attribuite all'attività di un arco vulcanico sviluppatosi nell'Ordoviciano inferiore-medio (Garbarino et al., 1981). Si tratta di un magmatismo che dal punto di vista composizionale varia dalle più diffuse componenti acide a quelle intermedie e basiche aventi affinità calcoalcalina (Memi et al., 1982-1983). Il progressivo aumento dell'acidità delle metavulcaniti da NE verso SW di questo settore della Sardegna e il loro ringiovanimento nella stessa direzione, fanno ritenere che questo vulcanismo sia stato originato da un arco vulcanico impostato su crosta continentale e connesso ad una subduzione di crosta oceanica verso SW, che ne ha determinato la progressiva migrazione in quella direzione. L'Iglesiente-Sulcis, quindi, come già detto, privo di questo vulcanismo calcoalcalino, costituirebbe il bacino di retroarco, soggetto ad una fase compressiva ("fase sarda") con innalzamento e conseguente intensa erosione, testimoniata dai metaconglomerati poligenici ad elementi cambriani sintettonici, ivi presenti in discordanza sulla Formazione di Cabitza ("puddinga ordoviciano" - Oggiano et al., 1986; Martini et al., 1981).

Collasso dell'arco vulcanico

L'assenza del vulcanismo calcoalcalino nell'Ordoviciano superiore è da attribuire all'interruzione del processo di subduzione. La coltre vulcano-sedimentaria della Sardegna centro e sud-orientale e la "puddinga" dell'Iglesiente, infatti, sono state ricoperte, dopo la trasgressione che ha seguito il collasso dell'arco vulcanico, da depositi terrigeni continentali e di litorale assai variabili in potenza ed in facies, che costituiscono l'Ordoviciano superiore fossilifero a *brachiopodi*, *cistoidi* e *crinoidi*. Anche i basalti intercalati in questi sedimenti sono legati alla dinamica distensiva che ha seguito il rilascio dallo stress dovuto alla subduzione (Scholz et al., 1971).

Restaurazione del margine continentale passivo

Segue un intervallo di circa 100 M.a. privo di attività magmatica in cui, in successione, si ha la deposizione degli scisti neri con lenti di calcare ad *orthoceras* del Siluriano inferiore, la sedimentazione pelagica delle argille marnose con calcari del Siluriano superiore e dei calcari a *tentaculiti* del Devoniano inferiore e medio. Questa sedimentazione pelagica indica una restaurazione del margine passivo lungo il continente di Gondwana.

Nelle piattaforme esterne la sedimentazione carbonatica del Devoniano-Carbonifero inferiore è improvvisamente interrotta dalla deposizione del *flysch* carbonifero (Spalletta e Vai, 1982; Maxia, 1984; Barca e Spalletta, 1985; Barca, 1991; Barca et al., 1991), ossia da un deposito terrigeno sinorogenico contenente *olistostromi* e *olistoliti* delle formazioni devoniane, siluriane e ordoviciane, che affiora in quella zona della Sardegna meridionale che in seguito verrà indicata come "Zona a Falde" (Sarrabus meridionale e Sulcis orientale; in questa va

collocata anche la catena del Goceano e la Nurra meridionale).

Struttura collisionale della catena ercinica

La successiva collisione continentale che ha portato alla formazione della catena ercinica può essere ricostruita attraverso i seguenti 9 punti:

- 1 - il margine sovrascorrente del continente armoricano è rappresentato dal *Complesso metamorfico di Alto Grado* affiorante nella Sardegna settentrionale (Olbia, Golfo Aranci, Loiri-Porto S. Paolo, S. Teodoro, Brunella, ecc.). Esso costituisce la parte più interna della catena ed è formato da migmatiti e gneiss migmatitici in facies anfibolitica. Sono presenti, inoltre, all'interno di sporadici affioramenti di metabasiti, delle paragenesi relitte in facies eclogitica;
- 2 - il margine sottoscorrente della placca del Gondwana è rappresentato dal *Complesso metamorfico di Basso e Medio Grado* affiorante nella Nurra settentrionale, nella Sardegna centrale e centrorientale; si tratta di un metamorfismo che progredisce da sud verso nord dalla facies a scisti verdi a quella anfibolitica;
- 3 - i due complessi appena descritti sono separati da un contatto tettonico, costituito dalla "linea Posada-Asinara", interpretato come un segmento della sutura ercinica sud europea. E' una fascia milonitica con frammenti di crosta oceanica (le stesse metabasiti sporadicamente presenti anche nel *Complesso di Alto Grado*, più a nord) che dalla foce del fiume Posada attraversa tutta la Sardegna settentrionale fino all'Isola di Asinara. La modesta quantità di crosta oceanica coinvolta può essere stata determinata da una convergenza obliqua fra le due placche (Armorica e Gondwana);
- 4 - la collisione è testimoniata da due eventi metamorfici:
 - il primo, che caratterizza il *Complesso di Alto Grado*, è un metamorfismo precoce in facies eclogitica che nel Massiccio Centrale Francese e nel Massiccio Armoricano (Bretagna) ha età radiometriche comprese tra 430 e 380 M.a. Non esistono datazioni analoghe per la Sardegna settentrionale e la Corsica;
 - il secondo, che interessa il *Complesso di Medio e Basso Grado* e la "linea Posada-Asinara", è connesso all'appilamento crostale che ha accompagnato la collisione continentale;
- 5 - le coperture del margine sottoscorrente (ossia del *Complesso di Basso e Medio Grado*) rappresentate dalle sequenze sedimentarie e vulcaniche del Cambriano-Carbonifero inferiore, sono scollate dal loro basamento e accumulate in una pila di falde di ricoprimento, compresa tra la "linea Posada-Asinara" e la *Zona Esterna* della catena costituita dal Sulcis-Iglesiente. Le differenze di carattere strutturale e stratigrafico che caratterizzano questo alloctono hanno suggerito di suddividerlo in una zona a "*Falde Interne*" affioranti tra la "linea Posada-Asinara" e la Barbagia (che comprende anche parte del Goceano e la Nurra meridionale) e una zona a *Falde Esterne* affioranti tra la Barbagia e l'Arburese-Iglesiente-Sulcis nord-orientali;
- 6 - le rocce metamorfiche delle *Falde Interne*, malgrado derivino dalle stesse successioni presenti nella Sardegna centro-meridionale (cioè nelle *Falde Esterne*), sono caratterizzate da un più alto grado metamorfico, dalla scarsità di vulcaniti ordoviciane e di calcari siluriano-devoniani;
- 7 - le coperture metasedimentarie e metavulcaniche delle *Falde Esterne* (già descritte dal punto di vista stratigrafico - Sarrabus-Gerrei) costituiscono la parte più esterna dell'alloctono e sono state messe in posto da NE verso SW nell'avanfossa della catena durante il Carbonifero inferiore (Viseano);

- 8 - le sequenze sedimentarie paleozoiche della Zona Esterna della catena ercinica, affioranti nel Sulcis-Iglesiente, sono caratterizzate da pieghe ad elevata inclinazione e metamorfismo regionale di bassissimo grado aventi direzione EW (Ordoviciano medio, "fase sarda") e NS (Orogenesi ercinica Carbonifero inferiore);
- 9 - successivamente, il basamento sardo è stato interessato da una inversione postcollisionale della tettonica, da compressiva a distensiva, che nelle zone interne dell'orogene (Sardegna settentrionale) ha avuto inizio probabilmente più precocemente nel Carbonifero inferiore, mentre nella Sardegna centro-meridionale ha avuto luogo tra il Carbonifero superiore (Westfaliano) e il Permiano allorché, al termine della convergenza, il collasso gravitativo ha coinvolto tutta la crosta inspessita.

La Zona assiale

Viene tradizionalmente collocata a NE della linea ideale che collega Stintino a Dorgali (a rigore il Goceano come già detto va collocato nella "Zona a Falde") ed in essa sono presenti rocce metamorfiche e granitoidi. Le metamorfiti derivano prevalentemente da facies pelitico-arenacee ed in subordine da prodotti ignei e depositi carbonatici; sono inoltre caratterizzate da metamorfismo progrado verso NE, ad intensità variabile dal basso all'alto grado. Le rocce granitoidi appartengono invece all'insieme delle plutoniti che costituiscono il batolite ercinico sardo.

Il metamorfismo non consente correlazioni biostratigrafiche e litostratigrafiche con la *Zona a Falde*; tuttavia, uno studio strutturale e petrografico-geochimico ha consentito di delineare un quadro tettonico evolutivo di questo settore della catena. Le litologie metamorfiche sono state raggruppate in due complessi metamorfici (Carmignani et al., 1992), uno di basso e medio grado ed uno di alto grado; i due complessi sono separati da una fascia milonitica in cui sono distribuiti corpi da decametrici a ettometrici di ortoanfiboliti oceaniche.

Il Complesso Metamorfico di Alto Grado

Diverse datazioni radiometriche (Beccaluva et al., 1985), hanno stabilito che la parte più interna della catena, affiorante nella Sardegna settentrionale (compreso il settore centro-settentrionale dell'Asinara) e in Corsica, ha un'età ercinica. Essa è costituita da migmatiti e gneiss migmatitici in facies anfibolitica di pressione intermedia (Franceschelli et al., 1982), dispersi in piccoli affioramenti nel batolite tardo-orogenico che li ingloba.

I protoliti delle migmatiti, che in Sardegna sono intrusi da ortogneiss ordoviciani (Di Simplicio et al., 1974), sono stati attribuiti al Pre-Cambriaco. Come nella Francia centrale e nelle Alpi occidentali, questo complesso contiene al suo interno rocce basiche aventi probabilmente due diverse origini:

- le anfiboliti e le anfiboliti ultramafiche con relitti di paragenesi granulitiche sono interpretate come derivate da complessi basici stratificati;
- altre anfiboliti deriverebbero invece da basalti tholeitici.

Il Complesso Metamorfico di Basso e Medio Grado della zona assiale

La ricostruzione dell'originale assetto geologico-strutturale del basamento nel complesso di medio e basso grado, è resa difficile oltre che dal metamorfismo ercinico anche dall'evoluzione tettonica terziaria. Rientrano nella zona assiale le metamorfiti della Nurra settentrionale, dell'Asinara meridionale, della bassa Gallura e della Baronia settentrionale.

La Zona a Falde interne

La Nurra centro-meridionale, la Catena del Goceano e la Baronia meridionale costituiscono dei nuclei isolati del settore che nei precedenti paragrafi abbiamo indicato come “Zona a Falde Interne”; in essa affiorano metamorfiti confrontabili e correlabili con successioni Cambriano-Devoniane della *Zona a Falde* compresa tra la linea Posada-Asinara e la Barbagia.

In particolare nel settore più settentrionale della Catena del Goceano, nella Serra di Orotelli e nel settore Orune-Lula sono presenti successioni terrigene attribuite prevalentemente al Cambriano-Ordoviciano inferiore (subordinatamente all’Ordoviciano superiore ed al Devoniano-Carbonifero inferiore) formate da metarenarie, quarziti e filladi.

Nel settore di Bono e M.te Rasu, invece, sono presenti sequenze di metarenarie micacee e quarziti alternate a metapeliti, correlabili con le Formazioni di S. Vito e Solanas che, peraltro, sono assai più rappresentate in affioramento nella Barbagia e nel Gerrei (Cambriano medio-Ordoviciano inferiore).

5.2 Principali facies intrusive erciniche della Sardegna settentrionale

Il complesso intrusivo orogenetico, indicato come “batolite sardo”, in affioramento ha un’estensione di circa 6000 Km²; le prime ricerche a carattere regionale relative alle plutoniti sarde hanno avuto inizio nei primi anni settanta (Ghezzi et Alti, 1972; Orsini, 1976; ecc.); successivamente, dagli anni ottanta in poi, diversi studi a carattere petrografico-strutturale-geochimico hanno consentito di delineare un quadro evolutivo degli eventi intrusivi in relazione alla tettonica ercinica (Di Pisa & Oggiano, 1985, 1987, 1988; Cherchi et al., 1987; Cherchi & Musumeci, 1987). Gli aspetti strutturali di tali ricerche hanno riguardato forma e strutturazione interna dei plutoni in riferimento ai processi deformativi connessi alla tettonica tardo-ercinica e alpina. Il batolite sardo é costituito da un’associazione plutonica calcicalcina caratterizzata da un’estrema eterogeneità composizionale in cui sono rappresentati gabbri, dioriti, tonaliti, granodioriti, monzograniti. In subordine si hanno le intrusioni di granitoidi a due miche (+and + sill + cord) e quelle minori costituite da masse basiche, da graniti alcalini e da alcune masse di albititi. Inoltre la presenza di strutture di flusso magmatico, la geometria e i rapporti con le rocce incassanti dei vari plutoni e stocks, hanno evidenziato la sua natura composita. Ghezzi & Orsini (1982) hanno proposto una suddivisione generale delle varie facies che caratterizzano questo complesso, tenendo conto sia delle caratteristiche petrografiche sia della cronologia della messa in posto e delle correlazioni con l’evoluzione tettonico strutturale del complesso metamorfico:

- plutoniti precoci sin-tettoniche;
- plutoniti tardo-tettoniche;
- plutoniti post-tettoniche.

Recenti dati strutturali e radiometrici consentono di inserire i fenomeni di messa in posto dei granitoidi nel contesto evolutivo tettonico-metamorfico che ha caratterizzato il basamento. In base ai risultati acquisiti nelle ricerche in tal senso si può proporre la seguente nuova classificazione delle plutoniti:

- 1) *plutoniti foliate*;
- 2) *plutoniti orientate*;
- 3) *plutoniti isotrope*.

- 1) Per la loro strutturazione interna le *plutoniti foliate* venivano in passato considerate sin-tettoniche (Ghezzi & Orsini, 82); attualmente, l’associazione della loro messa in posto con strutture geologiche post-collisionali induce ad attribuirgli una diversa collocazione.

Queste plutoniti sono distribuite in diversi settori della catena e presentano una certa eterogeneità dal punto di vista composizionale.

In particolare nella Zona assiale (Complesso di Medio e Alto Grado), sono costituite da leucograniti associati al complesso migmatitico e da tonaliti, granodioriti, monzograniti e quarzodioriti.

- 2) Le *plutoniti orientate* costituiscono gran parte del batolite, presentano una composizione variabile da granodioritica a monzogranitica s.s. (con subordinati quarzodioriti, tonaliti e masse basiche) e una marcata orientazione degli elementi cristallini precoci.
- 3) Il raggruppamento delle *plutoniti isotrope* comprende termini distribuiti in tutta la catena, accomunati dalla presenza di tessiture isotrope prive di orientazioni magmatiche. I contatti con intrusioni precedenti sono sempre discordanti e dal punto di vista composizionale prevalgono le facies granitiche s.s.

I caratteri tessiturali, i rapporti con le metamorfiti incassanti ed altri elementi fanno ritenere che la messa in posto delle plutoniti foliate e delle plutoniti orientate sia sostanzialmente coeva mentre le plutoniti isotrope possono essere considerate post-tettoniche (Cherchi G.P. & Musumeci G., 1992).

5.3 Quadro evolutivo geologico-strutturale durante l'Era mesozoica

Successioni connesse con l'evoluzione del margine continentale sud europeo di età compresa tra il Carbonifero superiore ed il Cretaceo

Il passaggio dal Paleozoico al Mesozoico nelle medesime condizioni ambientali ha reso problematica, soprattutto per la scarsità di fossili in quei livelli, una dettagliata suddivisione stratigrafica.

Le successioni sono costituite per un primo periodo dai sedimenti permo-carboniferi e triassici trasgressivi sulla catena ercinica, peneplanata a seguito della intensa erosione post-carbonifera. L'ambiente continentale di questa fase è testimoniato da diverse facies tra cui le più diffuse dalla più antica sono:

- conglomerati, arenarie, brecce vulcaniche, calcari con selci e lenti di antracite, argilliti (Carbonifero sup.-Permiano inf./Barbagia, Ogliastra, Gerrei);
- arenarie e siltiti di piana alluvionale con piante (Carbonifero sup.-Permiano inf./Nurra);
- arenarie quarzoso-micacee ed i conglomerati di piana alluvionale, con intercalazioni di calcari silicizzati (Permiano sup. - Trias medio/Iglesiente, Arburese, Gerrei, Nurra).

La sequenza di facies triassiche più completa della Sardegna, riferite al "tipo germanico", si trova nella Nurra (in altri settori della Sardegna questo stesso periodo è rappresentato da sequenze molto meno complete ed estese in affioramento; Sulcis-Iglesiente, Gerrei). La sedimentazione inizia in ambiente continentale nel Trias inferiore (Bundsandstein) col susseguirsi di un'alternanza di arenarie rosse variegata, micacee, a tratti conglomeratiche con argille fini rosso scuro; nella parte alta, al passaggio al Muschelkalk, si passa ad un ambiente lagunare evaporitico rappresentato da un livello di argille gessifere.

Nel Trias medio (Muschelkalk) si passa gradualmente da facies litorali (nella parte bassa, la presenza di marne e dolomie gessose, indica un ambiente lagunare evaporitico in continuità col Trias inferiore) a facies di mare aperto; la trasgressione, iniziata nel Trias medio, ha interessato la parte occidentale dell'Isola per poi estendersi verso la parte orientale; questo è stato probabilmente l'unico periodo di completa trasgressione sulla Sardegna dopo il Paleozoico. In questa fase si sono sviluppate soprattutto le rocce carbonatiche: calcari, calcari dolomitici, dolomie derivanti da fanghi micritici fossiliferi con strati che raggiungono lo

spessore di circa 150 metri.

Al passaggio col Trias superiore (Keuper) si ritorna ad un ambiente litorale ed evaporitico: la sequenza inizia con alternanze di sedimenti dolomitici marini con strati argillo-marnosi gessiferi lagunari, seguita da una formazione lagunare-evaporitica di argille gessifere ed ancora da marne variegate rosse e verdi e dolomie cariate.

All'inizio del Giurese, nel settore occidentale della Sardegna, all'ambiente lagunare evaporitico del Trias superiore si sostituisce un ambiente di piattaforma costiera (Lias inferiore: Nurra). Non vi sono indizi attendibili a dimostrare che i mari abbiano coperto completamente l'intera Isola durante il Giurese, appare tuttavia probabile che l'estendersi dell'ingressione marina da occidente verso oriente abbia isolato una dorsale mediana che, in qualche punto, ha consentito una certa comunicazione tra il bacino occidentale e quello orientale. Per le differenti caratteristiche litostratigrafiche si possono distinguere tre ambienti diversi di sedimentazione: il bacino occidentale, il bacino orientale ed una zona centrale detta "dei Tacchi".

Nel bacino occidentale (Nurra), il Giurese con i suoi circa 1000 m di potenza, rappresenta la serie più completa di questo periodo presente in Sardegna, formata esclusivamente da depositi di piattaforma di natura calcareo-dolomitica. Poggia in successione stratigrafica sul Trias (Keuper) e, data la sua notevole potenza, non si rinviene in un'unica successione affiorante con continuità. Sono rappresentati i tre periodi classici:

- il Lias inizia alla base con calcari grigio scuri ad *ammoniti*, *ostree* (con umbone ricurvo *Lyogrifhaea*) e resti di *crinoidi*; seguono calcari chiari e ben stratificati con intercalazioni marnose ad *echinidi*, *celenterati* e *lamellibranchi*; lo spessore globale è assai incerto, ma non dovrebbe superare i 200 metri. Il Lias poggia sui gessi e le argille variegiate del Trias superiore (Keuper), ma, per l'assenza di fossili guida, non è possibile definire il limite di demarcazione netta tra le due età;
- il Dogger prosegue dal Lias con calcari oolitici (o pisolitici), dolomie e marne in alternanze a *trigonia*, *nerinee*, ecc., per uno spessore di 300-400 metri;
- il Malm è rappresentato da calcari e dolomie in alternanza con calcari bianchi a *Clypeina Jurassica* (un'alga calcarea), per uno spessore complessivo di 300-400 metri.

Il Giurese medio-superiore (Dogger-Malm) è stato caratterizzato da frequenti alternanze di sommersioni ed emersioni. Nel bacino centrale (Barbagia di Seui e Belvì, Sarcidano) le successioni giuresi hanno quella particolare morfologia e giacitura indicata col nome di "tacchi o tønneri" e mostrano caratteri litostratigrafici che le differenziano dagli altri due bacini. La successione inizia nel Dogger inferiore, in discordanza col basamento paleozoico peneplanato, con facies arenacee e conglomeratiche di ambiente continentale e deltizio, intercalate da lenti argillose di origine lacustre. La superficie di erosione permo-triassica è frequentemente ricoperta da un crostone limonitico ercinico che costituisce un residuo di paleosuolo lateritico di età permiana. I sedimenti marini che sovrastano i depositi continentali hanno una potenza molto variabile in conseguenza del fatto che il lunghissimo intervallo di tempo di emersione ha determinato localmente notevoli differenze nella riduzione degli spessori da parte dei processi esogeni. Chiude la sequenza una successione calcareo-dolomitica della potenza di circa 100 metri la cui parte sommitale è attribuita al Malm inferiore.

Per quanto concerne il bacino orientale, il più vicino all'area di nostro interesse (Baronie: M.te Albo, M.te Tuttavista; Isola di Tavolara), il paleosuolo limonitico e i sedimenti continentali basali non sono presenti con continuità; la successione è stata suddivisa in tre unità litostratigrafiche, parzialmente eteropiche: la Formazione di Dorgali, la Formazione di

M.te Tului e la Formazione di M.te Bardia. Anche nel bacino orientale la serie completa del Giurese può superare la potenza di 1000 metri nonostante al passaggio Dogger-Malm, alcuni autori hanno ipotizzato la presenza di lacune stratigrafiche da attribuire a fenomeni di erosione sottomarina.

Un secondo intervallo di tempo, compreso tra il Cretaceo e l'Eocene medio, è caratterizzato da depositi di sedimenti continentali e marini non interessati da importanti strutture tettoniche, nemmeno nei depositi trasgressivi dell'Eocene poggianti in discordanza sul Paleozoico. Nel Cretaceo, infatti, i tre bacini marini che con probabilità si sono instaurati nel Giurese, pur con qualche modifica nei limiti geografici e di estensione sembra abbiano persistito.

Nel bacino occidentale al passaggio tra Giurese superiore e Cretaceo inferiore è in atto una sedimentazione di calcari e marne lacustri e lagunari a Carofite ed Ostracoidi con intercalazioni ad Ostree; si tratta della cosiddetta facies "purbeckiana" (dalla penisola di Purbeck, in Inghilterra) assai diffusa nell'Europa occidentale, che indica una fase regressiva molto estesa.

Successivamente, e per tutto il Cretaceo inferiore, si ritorna a condizioni marine con la deposizione di calcari mal stratificati in facies "urgoniana" (Lyon, 1963), molto ricca di organismi bentonici: *macroforaminiferi*, *spugne*, *idrozoï*, *rudiste*, *alghe calcaree*. Probabilmente gli ultimi depositi di questo periodo sono stati in parte erosi, come dimostra la lacuna stratigrafica in corrispondenza della deposizione delle bauxiti.

Nel Cretaceo superiore tutta la Nurra è interessata da una fase trasgressiva con sedimentazione più varia rispetto al Cretaceo inferiore. Nel settore di Capo Caccia prevalgono i calcari molto ricchi di *rudiste* e *macroforaminiferi* che, procedendo verso il settore più orientale (Olmedo-Alghero), appaiono sempre più interessati da intercalazioni di livelli marnosi a *foraminiferi planctonici* che indicano una maggiore subsidenza. Il settore di Olmedo è inoltre interessato dalla presenza di un orizzonte bauxitico.

Il bacino orientale (M.te Tuttavista, M.te Albo, Supramonte) è sempre costituito da depositi carbonatici di piattaforma: calcari bioclastici marnosi, calcari oolitici, selciosi con *cefalopodi* e *brachiopodi*; alla base marne e calcari marnosi paralici con *carofite* e *ostracodi*.

5.4 Evoluzione geologico-strutturale terziaria e cicli sedimentari

Nell'area di nostro interesse non sono presenti sedimenti attribuiti all'Eocene in quanto la regione è stata interessata da un'emersione con conseguenti processi di smantellamento delle litologie riferibili alle epoche precedenti; gli affioramenti Eocenici (inferiore-medio) della Sardegna, poggianti in discordanza sia sul substrato paleozoico che sui sedimenti del Giurese-Cretaceo, costituiti da arenarie, conglomerati basali e da facies calcaree a *nummuliti*, *assiline* ed *alveoline*, sono limitati alle zone del Golfo di Orosei e, più a sud, del Gerrei, del Salto di Quirra e nel Sulcis, con un graduale passaggio, da est ad ovest, da facies marine epicontinentali a facies continentali.

Nel prosieguo dell'Era cenozoica, la Sardegna, pur conservando il carattere cratonico instauratosi dall'inizio dell'Era mesozoica, subisce i riflessi del ciclo orogenico alpino che ha causato la fratturazione del basamento paleozoico ed il parziale piegamento e dislocamento delle sequenze sedimentarie mesozoiche. In questa fase in Sardegna si possono individuare quattro cicli sedimentari principali separati da lacune e discordanze stratigrafiche e correlabili sia con fasi orogenetiche (Alpina e Pirenaica), sia con fasi distensive (apertura del bacino miocenico delle Baleari e del Tirreno settentrionale, apertura del Bacino pliocenico del Mar

Tirreno meridionale).

La tettonica terziaria del Basamento Sardo-Corso deve essere correlata con l'evoluzione dei tre margini che lo caratterizzano:

- un margine collisionale con accrescimento di crosta oceanica, iniziato nel Cretaceo superiore, seguito da una distensione che per alcuni autori ha avuto inizio nell'Oligocene (Boccaletti et al., 1971; Dercourt et al., 1986), secondo altri nel Miocene inferiore (Egal, 1992);
- un margine passivo con una fase di rifting (Oligocene ?) e un moto di deriva e rotazione del Blocco Sardo-Corso (Burdigaliano), da associare all'apertura del Bacino delle Baleari e del Mar Tirreno settentrionale (Cherchi e Montadert, 1982,84; Bellon et al., 1977; Rehault, 1981; Genesseeux et al., 1989; ecc., ecc.);
- un margine passivo riferibile al Miocene superiore-Pliocene associato all'apertura del Mar Tirreno meridionale (Sartori, 1989).

1^ fase: collisione con produzione di faglie trascorrenti (Eocene medio - Miocene inferiore)

Nella Sardegna nord-orientale e nella Corsica "Ercinica" il basamento è caratterizzato da faglie trascorrenti sinistre con trend NE-SW (faglie di Olbia, Tavolara, Nuoro, ecc.); nella zona della Gallura meridionale e della Baronia è presente anche un secondo sistema con trend E-W (faglia di Posada, Cedrino) che sembra seguire le preesistenti discontinuità tardo-erciniche (in particolare la faglia di Posada; Elter, 1987).

Il movimento sinistro è evidenziato da numerosi indicatori cinematici. La sezione geologica (con direzione NW-SE, perpendicolare al sistema di fratture associato alla faglia di Nuoro) del versante sud-orientale del M.te Albo, evidenzia che nel blocco occidentale i conglomerati di Cuccuru'e Flores poggiano in discordanza sugli stessi calcari giuresi che nel blocco orientale li ricoprono tettonicamente. Questa situazione strutturale suggerisce la presenza nella faglia di Nuoro, oltre che di una componente trascorrente sinistra, anche di una componente contraria minore. In sostanza, le due faglie (Nuoro e Cedrino), con trend rispettivamente NE-SW e E-W, con il loro movimento hanno prodotto un cuneo che si è inserito localmente nel basamento duplicando le coperture mesozoiche e ricoprendole. Analogamente si può individuare un secondo cuneo caratterizzato dalla stessa dinamica tra la faglia di Tavolara (NE-SW) e la faglia di Posada (E-W). La tettonica trascorrente della Sardegna NE e della Corsica "Ercinica" è da correlare ad un'importante fase compressiva che ha caratterizzato l'evoluzione geologico-strutturale post-ercinica della Sardegna; i dati oggi a disposizione sembrano indicare che questa fase si sia attivata dopo il Luteziano, probabilmente tra l'Oligocene e l'Aquitano. In accordo col modello geodinamico proposto da Principi e Treves (1984), si può interpretare il sistema costituito dalla Corsica "Alpina" e dall'Appennino Settentrionale, come un cuneo di accrescimento prodotto da un processo di subduzione sotto il blocco ercinico Sardo-Corso; quest'ultimo quindi sviluppò una convergenza in direzione della Corsica "Alpina" e della Toscana, all'epoca staccate.

2^ Fase: distensione connessa con l'apertura del Bacino delle Baleari (Miocene inferiore)

Il Miocene inferiore è caratterizzato da un'importante fase distensiva che ha interessato, in particolare, la Sardegna occidentale, come dimostra la potente successione sedimentaria (fino a 1000 metri di spessore) e il vulcanismo calcareo associato.

Questa fase è coeva alla deriva del Blocco Sardo-Corso e all'apertura dei Bacini delle Baleari e del Tirreno settentrionale.

Gli effetti di questa tettonica distensiva sono stati differenti in rapporto alle caratteristiche

della crosta interessata; durante la fase compressiva, nelle aree soggette ad inspessimento crostale (Toscana e Corsica "Alpina"), l'inversione del regime tettonico ha determinato un collasso gravitativo ed un magmatismo intrusivo ed effusivo (collasso del cuneo orogenetico nord-appenninico; magmatismo: Toscana, Mar Tirreno settentrionale). Nelle zone interessate da assottigliamento crostale, invece, l'inversione della tettonica ha prodotto una fase di *rifting* (apertura del Bacino delle Baleari e del Tirreno settentrionale).

3^ Fase: distensione connessa con l'apertura del Mar Tirreno meridionale (Miocene superiore-Pliocene)

Le principali strutture prodottesi durante questa fase sono le seguenti:

- il *graben* campidanese, avente una lunghezza di circa 100 Km dal Golfo di Cagliari a quello di Oristano e un trend NW-SE che riattiva, approfondendole, le strutture preesistenti del settore meridionale del *rift* sardo. Il *graben* ha iniziato ad attivarsi nel Pliocene medio, ma la maggiore velocità di subsidenza si è avuta nel Pliocene superiore;
- il sistema di faglie N-S che interessa il settore centro e sud-orientale dell'Isola.

5.5 Principali successioni connesse con la fase compressiva (?) dell'Eocene medio-Aquitano

In Sardegna, l'Eocene medio segna l'inizio di un periodo di grande instabilità tettonica che comprende anche una importante fase di accorciamento crostale (Carmignani et al., 1992). Durante questo periodo di instabilità vi è stata la deposizione di sedimenti di ambiente prevalentemente continentale.

FORMAZIONE DEL CIXERRI.

Si tratta di una formazione in facies continentale affiorante diffusamente nella Sardegna di SW. E' costituita da arenarie spesso conglomeratiche, marne ed argille siltose con spessori massimi che superano i 300 metri. Vi sono stati rinvenuti scarsi resti fossili di microfauna associata a *miliolidi* e *ceratidi* che confermano l'età Eocene superiore-Oligocene (Barca et al., 1973). Questa formazione costituisce l'ultimo deposito continentale prima dell'apertura del Bacino delle Baleari ed è sormontata ed attraversata da lave andesitiche oligoceniche 29.9 M.a. (Bellon et al., 1977; Savelli et al., 1979); in base allo studio della microfauna e delle paleocorrenti, alcuni autori indicano i Pirenei come area di provenienza di questi sedimenti (Barca e Palmerini, 1973).

CONGLOMERATO DI CUCCURU'E FLORES.

Distribuito in modo discontinuo lungo le faglie trascorrenti della Sardegna di NE, è costituito da brecce e conglomerati poligenici formati dall'erosione del basamento paleozoico e delle sue coperture giuresi e medio-eoceniche (Dieni e Massari, 1966, 1985; Busulini et al., 1987). Esso poggia in discordanza sul basamento paleozoico e sulle coperture del Giurese-Cretaceo; la presenza di faune cuisiano-luteziane e di clasti paleocenici fa ritenere che si tratti di depositi post-luteziani, da porre in relazione con qualche evento tettonico dell'Oligocene.

FORMAZIONE DI USSANA.

Sono depositi alluvionali e di pendio distribuiti diffusamente del margine orientale del *graben* campidanese per una potenza massima di 500 metri; datati Cattiano-Aquitano (Cherchi e Montadert, 1982, 1984), localmente passano a sedimenti di ambiente di transizione e marino (Aquitano).

SUCCESSIONE CONNESSA ALLA FASE DISTENSIVA DEL MIOCENE INFERIORE-MEDIO. Durante il

Burdigaliano, nella Sardegna occidentale si è sviluppata una fase di *rifting* (Thomas & Genesseeux, 1986). La successione del *rift* ha una potenza di 1000 metri ed è rappresentata da depositi marini del Miocene inferiore-medio (marne, arenarie, conglomerati, calcareniti, ecc.) con intercalazioni di vulcaniti calcoalcaline. Le vulcaniti hanno un'età compresa tra i 32 e gli 11 M.a, anche se la fase più intensa del vulcanismo è concentrata in un periodo compreso tra i 25 e i 17 Ma (Oligocene superiore-Burdigaliano) (Beccaluva et al., 1985).

SUCCESSIONE CONNESSA ALLA FASE DISTENSIVA DEL MIOCENE SUPERIORE-PLEISTOCENE. Presso Orosei sono presenti in affioramento dei sedimenti attribuiti al Pliocene inferiore, costituiti da conglomerati di trasgressione poco potenti e da sabbie di facies neritica dello spessore di 20 metri. All'epoca, nel Campidano prosegue il colmamento del bacino con la deposizione di una potente successione continentale di sedimenti marnoso-arenacei-conglomeratici che poggiano sia sul Miocene superiore che sul Pliocene inferiore-medio marino (Formazione di Samassi). Le faglie della parte più meridionale della "fossa oligo-miocenica", sviluppatasi lungo il bordo orientale del massiccio paleozoico dell'Iglesiente-Sulcis, vengono riattivate dal *graben* campidanese che si estende per circa 100 Km tra Cagliari e Oristano con direzione NNW-SSE (Cherchi & Montadert, 1982). Ha inizio così una nuova fase tettonica distensiva, evidenziata dall'attività vulcanica correlabile con l'apertura del Mar Tirreno meridionale. L'attività vulcanica, che è consistita nella fuoriuscita di basalti alcalini e transizionali in colata ha un'età compresa tra 5.3 Ma e 0.14 Ma (Beccaluva et al., 1985), le colate basaltiche ricoprono terreni di varia età, dal Paleozoico al Cenozoico.

6. LA GEOLOGIA

Cartografia di riferimento:

A 4- Geolitologia (Olbia: Nord, Centro, Sud; Berchideddu, Tavolara – Molara)

6.1 Premessa

Nel territorio in esame sono presenti in affioramento litologie riferibili al Paleozoico, al Mesozoico, al Quaternario ed Attuali; mancano terreni attribuibili al Cenozoico durante il quale, probabilmente per l'emersione di questo settore dell'Isola, vi è stata una parziale interruzione della sedimentazione accompagnata da processi di erosione.

Non tutte le determinazioni di età geologica dei singoli affioramenti sono sicure in quanto, soprattutto per quanto concerne i depositi quaternari ed attuali privi di riferimenti paleontologici, ci si è basati sui rapporti stratigrafici reciproci e sulle analogie regionali relative alla dinamica geomorfologica.

Gli elementi geologico-strutturali a grande scala che caratterizzano il territorio di Olbia sono:

- il complesso migmatitico ercinico;
- il batolite granitico ercinico (e manifestazioni filoniane connesse);
- calcari e dolomie del Mesozoico a Tavolara;
- il sistema di faglie trascorrenti sinistre di età terziaria con trend NE-SW;
- l'associazione di lineamenti del M.te Limbara ed il sistema di fratture M.ti di Alà-M.te Olia.

Nel presente rapporto si farà riferimento per lo specifico argomento alle relative cartografie elaborate per i differenti ambiti considerati: Olbia, Berchideddu e le Isole.

6.2 La litologia

6.2.1 L'ambito di Olbia

Il Paleozoico é rappresentato dal complesso migmatitico, dalle rocce granitoidi e dalle manifestazioni filoniane connesse di cui daremo di seguito una descrizione delle principali facies e differenziazioni, oltre che dai depositi di alterazione e copertura recente.

Facies migmatitiche. Vi sono due estesi affioramenti in parte condivisi con il territorio amministrativo di Golfo Aranci, entrambi localizzati nel settore nord-orientale della cartografia geo-litologica ed allungati secondo una direzione prevalente NE-SW. Un primo affioramento interessa la fascia costiera comprendente P.ta Aspra, la marina di Pittulongu, P.ta Bados procedendo nel territorio di Golfo Aranci fino al Golfo della Marinella e Porto Rotondo.

Il secondo affioramento interessa, a partire da Cala Razza di Giunco, tutta la fascia costiera che si affaccia sul Golfo e sul Porto di Cugnana addentrandosi inoltre, verso SW, fino al massiccio dei M.ti Plebi comprendente P.ta De Su Aspro (473 m s.l.m.) e P.ta De Su Quadreddu (456 m s.l.m.).

Si tratta di migmatiti, nebuliti, gneiss, talora con lenti di calcsilicati, che numerosi autori attribuiscono al Pre-Cambriano; gli gneiss e le migmatiti rientrano nelle zone a Sillimanite+Muscovite e Sillimanite+K-Feldspato. Localmente inglobati nelle migmatiti (massiccio dei M.ti Plebi) vi sono anfiboliti ed anfiboliti ultramafiche con paragenesi relitte di facies granulitiche derivati da complessi basici stratificati.

Batolite ercinico. La facies intrusiva più rappresentata è quella dei monzograniti inequigranulari. Affiorano in tutto il settore meridionale e centrale dal confine con Loiri (tra Capo Ceraso e Telti) e nel settore centrale fino al confine con Golfo Aranci. A nord interessano il settore di S. Pantaleo e parte del bacino idrografico del Rio S.Giovanni. Nella piana di Olbia gli affioramenti interessano alcuni rilievi isolati (*inselberg*) separati dalla copertura di alterazione dei graniti stessi e da coltri sedimentarie quaternarie. Sono caratterizzati da tessiture marcatamente disequigranulari con fenocristalli centimetrici di K-Feldspato immersi in una matrice equigranulare.

I monzograniti equigranulari sono invece presenti in un piccolo lembo al confine con Loiri presso Monte Spirito Santo. Si tratta di monzograniti leucocrati, a biotite, a grana grossa che spesso costituiscono delle facies differenziate dei monzograniti inequigranulari, la cui messa in posto é successiva.

Le granodioriti tonalitiche sono presenti in un affioramento di limitata estensione circondato dalla facies migmatitica di Porto Rotondo a nord, del Golfo della Marinella ad est e dei M.ti Plebi ad ovest. A sud, invece, sono a contatto con i monzograniti inequigranulari. Si tratta di plutoniti a grana media ed a tessitura anisotropa caratterizzati dalla presenza di K-Feldspato bianco rosato pluricentimetrico; misure radiometriche (Rb/Sr) indicano un'età di 307 +/- 6 MA. I leucograniti equigranulari sono presenti nel settore settentrionale lungo una fascia allungata secondo la direzione NE-SW tra S. Salvatore (poco a nord est di S.Pantaleo), P.ta Cugnana (650 m s.l.m.) e P.ta Lattu Petrosu (364 m s.l.m.). L'affioramento è a contatto con le migmatiti ad est e con i monzograniti inequigranulari ad ovest. Appartengono alla famiglia dei leucograniti biotitici rosati; hanno una tessitura equigranulare a grana fine e poca biotite. Le manifestazioni filoniane sono prevalentemente leucogranitiche (porfidi granitici ed in subordine filoncelli di quarzo), interessano in particolare i monzograniti (che del resto

costituiscono la facies più diffusa) in tutti i settori d'affioramento e mostrano un'orientazione tra NNE-SSW e NE-SW. Alcune manifestazioni filoniane del settore nord-orientale che interessano il batolite e le migmatiti, presentano un'orientazione NW-SE. Le manifestazioni filoniane a composizione basica, sono molto meno rappresentate delle precedenti. Hanno una composizione prevalentemente basaltica ad affinità calcalcalina e subordinatamente shoshonitica (molto frequentemente in letteratura si fa riferimento ai tipi lamprofirici). La loro cronologia è molto incerta e complessa. Intersecano un po' tutte le facies intrusive e sono in gran parte legati con la fratturazione del basamento nelle fasi tardo erciniche. La loro orientazione prevalente è compresa tra NNE-SSW a ENE-WSW. I filoni basaltici derivano da un magmatismo sub-crostante che ha trovato nella fase distensiva post-orogena le condizioni favorevoli per una risalita a livelli alto-crustali. Risultano ancora incerti i meccanismi di messa in posto dei filoni lamprofirici; non sono disponibili datazioni radiometriche che consentano di definire esaurientemente il quadro genetico complessivo. Il Quaternario-Attuale è rappresentato dai depositi di arenizzazione e alluvionali, dai detriti di falda e dalle coperture terrigene eluvio-colluviali.

I processi di alterazione hanno prodotto un'ampia fascia di *granito arenizzato* che localmente si spinge fino ad una profondità di alcune decine di metri; il fenomeno interessa in particolare le colline debolmente ondulate degradanti verso i fondovalle e le valli sospese, mentre nei versanti più acclivi, alle quote superiori, tale processo è stato meno intenso.

La natura dei *depositi alluvionali* che caratterizzano i principali corsi d'acqua rileva la netta prevalenza dei processi di alterazione e disaggregazione chimica del substrato granitico rispetto ai processi fisico-meccanici. Sono tuttavia individuati due ordini di terrazzi alluvionali formati da depositi prevalentemente sabbioso-limosi con ciottoli. Il più recente costituisce gli alvei di magra e di piena ordinaria ed è caratterizzato da scarsa componente ciottolosa. Il terrazzo alluvionale antico è presente in piccoli lembi, spesso caratterizzati da ripe di erosione sia a valle che a monte con la componente ciottolosa più rappresentata. Avvicinandosi alla fascia costiera perdono del tutto la componente ciottolosa a vantaggio della frazione sabbioso-limosa.

I *detriti di falda* sono rappresentati da depositi di versante incoerenti o a debole cementazione costituiti da clasti decimetrici immersi in una matrice sabbioso-limosa, cumuli detritici sciolti, massi e blocchi granitici franati dai ripidi versanti.

Dal punto di vista areale le *coperture terrigene eluvio-colluviali* sono molto rappresentate soprattutto nel settore centro-meridionale, nell'area di piana degradante verso la costa. Derivano dall'evoluzione pedogenetica del substrato granitico più o meno alterato e/o arenizzato su cui generalmente poggiano. Raccordano alcune morfologie residuali che nel loro smantellamento spesso gli hanno apportato una certa quantità di materiale detritico. Sono costituiti da terre limoso-sabbiose incoerenti con clasti smussati centimetrici e decimetrici di elementi granitici. Presentano generalmente un colore marrone a causa della frazione organica. Localmente, in alcune aree depresse, apporti di materiale argilloso originato da processi di alterazione del substrato, hanno determinato la formazione di aree con difficoltà di drenaggio.

Queste coperture possono essere sede di falde acquifere stagionali di scarsa potenzialità.

6.2.2 L'ambito di Berchiddeddu

Per quanto riguarda l'Isola Amministrativa di Berchiddeddu il Paleozoico è rappresentato dalle rocce granitoidi e dalle manifestazioni filoniane connesse.

La presenza del batolite ercinico all'interno dell'Isola Amministrativa di Berchiddeddu può essere ricondotta a quattro macro-aree. La litologia intrusiva maggiormente rappresentata è quella dei leucograniti biotitici rosati a grana media inequigranulari porfirici per rari cristalli di K-feldspati e quarzo globulare, caratterizzati da una tessitura isotropa e relativi all'Unità intrusiva di Monte Lerno. Essi affiorano in tutto il settore meridionale andando a interessare i confini con Monti, Padru e Alà dei Sardi per un'estensione vicina al 50% dell'ambito considerato. All'interno di quest'area si trovano Punta Sos Beccos (475 m s.l.m.), Punta Lu Muru (600 m s.l.m.), il complesso della Contra Ruja e Contra Sos Nibereddos, tutta la zona più alta del territorio di Berchiddeddu e quindi Punta Soliris (709 m s.l.m.), Punta Tantariles (739m s.l.m.), Monte di Pinu (702 m s.l.m.) fino ad arrivare all'abitato di Battista.

Un'altra importante porzione che interessa circa il 40% della regione in studio si trova nella parte settentrionale ed è coperta dalla Facies di Punta Lovia Avra Subunità intrusiva di Catala, appartenente all'Unità intrusiva di Tempio e caratterizzata da Monzograniti inequigranulari con fenocristalli eudrali di K-feldspato aventi taglia compresa tra 1 e 5 cm. In questa litologia si trovano i centri abitati di Berchiddeddu e di Sa Castanza, di Trainu Moltu Sos Coddos e Pedru Gaias fino a arrivare a Mamusi. Nell'area non sono presenti rilievi paragonabili a quelli presenti nell'area precedentemente analizzata ma si può citare la presenza di Punta Colovrare (270 m s.l.m.), Punta L'Altari (502 m s.l.m.), Monte de Lu Cummaru (380 m s.l.m.), Punta de Lu Casteddu (348 m s.l.m.)

In un'area ristretta a nord-ovest si può osservare la presenza della Facies di Loiri con monzograniti moderatamente equigranulari a grana media con piccoli fenocristalli di K-feldspato rosati, relativi all'unità intrusiva di Monte Nieddu. Si va da Monte Ruju (377 m s.l.m.) a Punta Imbalsamato (323 m s.l.m.) a Monte Papaone (437 m s.l.m.). Sempre relativi all'Unità intrusiva di Monte Nieddu, ma appartenenti alla Facies di Punta Micalotto, nella zona nord-orientale si ha la presenza di una piccola zona caratterizzata da leucograniti rosati a grana medio fine inequigranulari porfirici per fenocristalli di quarzo globulare e di K-feldspato rosato. In quest'area i principali rilievi sono rappresentati da Punta di Lu Colbu (532 m s.l.m.), Monte di Mezzo (631 m s.l.m.) e Monte di Salvanori (640 m s.l.m.). Da menzionare anche una piccola area presente nella zona centro-settentrionale composta da granodioriti inequigranulari con fenocristalli di K-feldspato che raggiungono dimensioni anche di 4 cm. Anche questa litologia appartiene alla Facies di Monti e quindi alla sua Unità intrusiva. Infine nella parte nord orientale dell'area, nei pressi di Monte Nieddu si hanno dei porfidi granitici di colore prevalentemente rosato e rossastro a struttura da afirica a porfirica per fenocristalli di Quarzo, Feldspato e Biotite, con tessitura isotropa in giacitura prevalentemente filoniana.

Le manifestazioni filoniane sono prevalentemente di natura idrotermale con prevalenza di quarzo spesso mineralizzate a barite e fluorite talora anche con solfuri metallici. Questi hanno un'orientazione predominante NE-SW, interessano in maggior parte i monzograniti inequigranulari, con una concentrazione relativamente più alta nella zona più settentrionale. All'interno della stessa formazione e con la medesima orientazione dei filoni succitati si nota la presenza di filoni relativi all'Unità intrusiva di San Gregorio, relativa quindi al Complesso migmatitico ercinico. Il Complesso migmatitico affiora a nord della Linea Posada-Asinara entro i granitoidi. I protoliti sono con ogni probabilità precambriani. Secondo alcuni studi (Carmignani L. et Alii (1994) il Complesso migmatitico costituisce una falda cristallina sovrascorsa, durante la collisione ercinica, sulle metamorfite di medio grado che affiorano lungo la Linea Posada-Asinara. La litologia dominante è costituita da migmatiti che mostrano una certa eterogeneità di tipologie tessiturali e composizionali (metatessiti, diatessiti, ecc.).

Le manifestazioni filoniane a composizione basica sono molto meno rappresentati ed hanno una composizione prevalentemente basaltica a serialità transizionale di composizione basaltica olivinica e trachibasaltica a struttura porfirica per fenocristalli di Plagioclasti, Olivine e Clinopirosseni ed una tessitura intersertale ofitica. La loro maggiore presenza all'interno dell'area in studio si ha nei pressi dell'abitato di Berchiddeddu e quindi sui monzograniti inequigranulari. La loro cronologia è incerta e complessa ma si può supporre che siano legati alla fatturazione del basamento nelle fasi tardo erciniche. La loro orientazione prevalente è NE-SW. È da menzionare anche una piccola presenza di filoni basici a composizione andesitica o basaltica a volte porfirici con fenocristalli di Am generalmente molto alterati in massa di fondo da afirica a microcristallina. La direzione in cui questi filoni si sviluppano è ENE-WSW. Per concludere, nella parte più a sud dell'area e quindi all'interno dei leucograniti, nei pressi di Punta Soliris, si ha la presenza di Filoni e ammassi aplitici con giacitura NNE-SSW circa.

Il Quaternario – Attuale è anche qui rappresentato dai *depositi alluvionali*. La natura di questi depositi che caratterizzano i principali corsi d'acqua, rileva la netta prevalenza dei processi di alterazione e disgregazione chimica del substrato granitoide rispetto ai processi fisico-meccanici. Lungo i corsi d'acqua principali sono state individuate delle aree caratterizzate dai depositi alluvionali attuali e recenti con tessitura prevalentemente sabbiosa. Questo fenomeno si nota in particolare nelle aree settentrionali e centrali del territorio, mentre nella parte più meridionale i corsi d'acqua scorrono in prevalenza direttamente su roccia poiché la morfologia e le pendenze che caratterizzano l'area non consentono la deposizione di materiale. Un'eccezione a questo si ha in corrispondenza del Rio de Sa Pira/Rio Pannuzzu dove si possono notare volumi importanti di depositi.

Le *coperture terrigene eluvio-colluviali* sono materiali residuali derivanti dal disfacimento in situ del substrato roccioso granitico e dalla loro evoluzione pedogenetica. Essi coprono la roccia madre con una coltre che può raggiungere anche qualche metro di spessore. Questi materiali possono essere asportati dove il processo di dilavamento è più intenso e depositati nella fascia adiacente ai rilievi collinari, dando luogo a consistenti coperture colluviali. Granulometricamente sono costituiti prevalentemente da terre sabbioso-limose, talvolta inglobanti materiali un pò più grossolani. La loro presenza è distribuita abbastanza equamente in tutto il territorio, anche se le coltri raggiungono le maggiori estensioni a sud dell'abitato di Berchiddeddu, nei pressi di Battista e di Mamusi e infine nella zona di S'Ena e sa Pira. Localmente, in particolare nei pressi di Mamusi e di Battista, queste coltri hanno contribuito a determinare la creazione di aree con difficoltà di drenaggio.

I *detriti di falda* sono invece costituiti da depositi di versante incoerenti o a debole cementazione, con clasti decimetrici immersi in una matrice sabbioso-limosa, cumuli detritici sciolti, massi e blocchi granitici franati dai ripidi versanti. Sono localizzati nella zona nord occidentale dell'ambito di Berchiddeddu, nella litologia dei monzograniti equigranulari della facies di Loiri, in particolare nelli fianchi di Monte Ruju, di Punta Imbalsamato e di Punta Li Paduleddi.

6.2.3 L'ambito delle Isole

La litologia appare qui abbastanza semplificata in quanto è rappresentata dal basamento leucogranitico affiorante nelle due isole, interessato da filoni di un certo sviluppo e allineati, come nel settore settentrionale di Molara, oppure in unico ammasso nella sua parte meridionale sormontati, solo nell'isola di Tavolara, dai calcari trasgressivi del giurassico,

differenziati in due facies principali. Alla base compare infatti la cosiddetta formazione di Dorgali, dolomie, dolomie arenacee, calcari dolomitici, da litorali a circalitorali, con foraminiferi e alghe calcaree (del Dogger – Malm). In successione affiora poi la formazione di Monte Bardia (classica cima del territorio dorgalese), costituita da calcari di scogliera e calcareniti organogene (biospariti), calcari oolitici (oomicriti), grainstone e packstone ad alghe e foraminiferi del Portlandiano Superiore. Sono inoltre presenti, a margine o lungo le coste, depositi di spiaggia antichi e recenti, e detriti di versante, oltre a sacche di alterazione arcossica nei graniti di Molara.

6.3 Lineamenti strutturali

Nel settore nord-orientale dell'Isola, caratterizzato in prevalenza da litologie omogenee, rigide e prive di discontinuità preesistenti (scistosità, stratificazioni, ecc.), si sono sviluppate, secondo dati di letteratura, due principali associazioni e sistemi caratteristici di fratture (*patterns*): l'associazione di lineamenti del M.te Limbara e l'associazione M.ti di Alà-M.te Olia. Il territorio di Olbia rientra in entrambi i sistemi. L'associazione M.te Limbara è costituita da un fascio di lineamenti orientati da NE-SW a ENE-WSW piuttosto lunghi a cui sono associati brevi lineamenti NNE-SSW e NW-SE. L'associazione M.ti di Alà-M.te Olia ha una direzione compresa nel settore da NE a E-NE con associati brevi lineamenti di direzione NNE-SSW e NW-SE; come per l'associazione di lineamenti M.te Limbara, anche per questa l'interpretazione più soddisfacente è quella di un movimento trascorrente sinistro. Nel territorio di Berchiddeddu, in particolare nel settore più meridionale, nei leucograniti dell'Unità di Monte Lerno ed ha una direzione compresa da NE a E-NE con associati brevi lineamenti di direzione NNE-SSW e NW-SE; l'interpretazione più soddisfacente per questa associazione di lineamenti è quella di un movimento trascorrente sinistro.

Una citazione particolare merita la faglia di Olbia che, con direzione NE-SW, da Capo Figari arriva quasi fino ad Oschiri. Qui subisce una leggera deviazione e una duplicazione formando un cuneo. Un ramo procede con direzione ENE-WSW, l'altro continua con trend NE-SW fin quasi a raggiungere Chilivani. L'andamento della faglia di Olbia ricalca quello della faglia di Tavolara che, più a sud, dall'omonima isola, attraversa la Gallura e parte del Goceano fino all'abitato di Illorai.

In passato i due *patterns* M.te Limbara e M.ti di Alà-M.te Olia, sulla base del fatto che interessano i leucograniti, venivano considerati semplicemente post-ercinici. Attualmente la ricostruzione dell'evoluzione che caratterizza i tre margini del bacino sardo-corso nel terziario, ha consentito di attribuire queste fasi di tettonica trascorrente all'Eocene medio (fase Alpina).

6.4 La neotettonica

Gli intervalli di tempo presi in esame in letteratura sono: II° (da 5.2 a 3.4 M.a.); III° (da 3.4 a 0.7 M.a.); IV° (da 0.7 a 0.018 M.a.); V° (da 0.018 M.a. all'attuale).

L'area di interesse dal punto di vista neotettonico può essere suddivisa in due settori:

- 1 - il settore occidentale è caratterizzato da un sollevamento generale uniforme durante la fase II e III, marcato da paleosuperfici incise nei graniti con alvei incassati e meandriformi;
- 2 - il settore orientale è caratterizzato dalla rimobilizzazione delle vecchie faglie inverse alpine, riutilizzate per movimenti distensivi durante i sollevamenti generali dell'area nel II° e III° intervallo. Tali movimenti sono stati accompagnati da un generale basculamento verso

NE e riattivazione delle vecchie strutture N-S. A seguito dei sollevamenti verificatisi negli intervalli II e III, lungo queste direttrici durante gli intervalli IV e V, si sono impostate negli intervalli una serie di valli iso-orientate, soggette a sovraescavazione durante il Plio-Pleistocene e successivamente sommerse dalle acque marine (Coste a Rias della Gallura). In particolare, in prossimità della faglia di Olbia, nel 1838, si è verificato un terremoto, mentre altre scosse sono state avvertite anche di recente, pure non meglio identificate.

7 GEOLOGIA TECNICA

Cartografia di riferimento:

A 5 - Geologia tecnica (Olbia: Nord, Centro, Sud; Berchideddu, Tavolara – Molarà)

Si è ritenuto di non dover estendere questo tipo di indagine e di predisposizione cartografica alla parte a mare del territorio olbiese, ovvero alle Isole le quali, com'è noto, sono inserite all'interno dell'Area marina protetta di Tavolara e Capo Coda Cavallo, già identificata come area marina protetta di riferimento con la Legge n. 979 del 31 Dicembre 1982, istituita nel 1997, con Decreto Ministeriale del 12 Dicembre 1997, in seguito modificato con Decreto Ministeriale del 28 Novembre 2001. La gestione è in capo al Consorzio costituito fra i Comuni di Olbia, Loiri Porto San Paolo e San Teodoro, con un direttore di nomina ministeriale. Dal 2011 l'AMP di Tavolara Punta Coda Cavallo coincide con il SIC ITB 010010 "Tavolara Molarà e Molarotto" che la Regione Sardegna ha affidato allo stesso consorzio.

Stante il livello di protezione vigente è emersa la oggettiva inutilità di effettuare delle valutazioni applicative sulla geolitologia in virtù del fatto che è improbabile la realizzazione di interventi derivanti da azioni collegate alla pianificazione e all'autorizzazione comunale. Per altro la competenza dell'Amministrazione sotto questo profilo non sarebbe diretta ma sotto ordinata all'AMP.

7.1 Premessa

Oggetto delle analisi tematiche del P.U.C., e in particolare di quelle cui fa riferimento la presente relazione, è quella di fornire le conoscenze ambientali di base affinché la pianificazione urbanistica che su di esso verrà calata non generi fenomeni di disequilibrio o dissesti fisici, traducibili visivamente in danni a persone e cose. Lo studio in esame si fonda proprio su questi presupposti e, per quanto di competenza relativamente al substrato di appoggio delle strutture di prossima realizzazione, cercherà di individuare quelle modalità di intervento che garantiscano al nuovo sistema terreno/struttura in elevazione, quando queste saranno costruite, un equilibrio fisico oltreché, in prima istanza, ambientale.

Obiettivo di questa parte assolutamente applicativa all'interno del contesto ambientale esaminato è quindi quello di fornire indicazioni per garantire queste linee di intervento. Indicazioni che devono essere operative e volte a difendere da una parte il diritto dei cittadini a soddisfare le esigenze abitative e, dall'altra, a garantire l'Amministrazione che un certo modo di intervenire sul territorio, naturalmente rispettando i criteri e i parametri che verranno suggeriti, non provocherà alterazioni allo stato di equilibrio ambientale ed eviterà il degrado. Questo può essere assicurato sulla base della valutazione dei caratteri geologico tecnici dei terreni che saranno interessati dalle previsioni urbanistiche, ovviamente in aggiunta anche alle altre indicazioni di carattere ambientale (morfologiche, idrogeologiche, ecc.).

A tal fine, come per altro richiesto dall'Ass.to regionale degli EE.LL.FF. e Urbanistica, si è proceduto ad una valutazione areale geologico tecnica dei terreni oggetto di interesse delle previsioni del P.U.C., soffermandosi, oltre che su tutto il territorio, in particolare sulle aree di

potenziale espansione urbana. Tale valutazione ha evidentemente tenuto conto delle considerazioni litologiche prima svolte, successivamente integrate e verificate sul posto. Si sono presi in considerazione anche dei parametri geomeccanici ricavati per le varie aree, o già conosciuti, al fine di poter procedere, come richiesto, ad una valutazione geotecnica di massima dei vari ambiti di interesse.

E' evidente, infatti, come in un processo di area vasta, quale quella in corso di svolgimento con la realizzazione del P.U.C., non può oggettivamente avere significato alcuno il dato puntuale riferito ad uno specifico sito, poiché non si tratta di individuare le caratteristiche dei terreni sui quali verrà realizzata una determinata opera con requisiti e dimensioni precise. Occorre, invece, valutare l'attitudine geologico tecnica dell'area a sopportare, senza che si inneschino i processi di disequilibrio cui si faceva cenno, la variazione di carico e di tensioni che saranno indotte dalle nuove realizzazioni previste all'interno del P.U.C., una volta che si darà corso alla sua pratica attuazione.

Sulla base della caratterizzazione geologico-tecnica, effettuata a partire dai dati geologici di base dianzi descritti, verranno quindi esaminati i problemi zionali che possono riguardare le costruzioni previste, fornendo indicazioni di carattere generale validi come orientamento di base fermo restando che, per taluni casi, ed in specie per le opere pubbliche e per quelle private di un certo impegno occorrerà verificare le previsioni del P.U.C. con indagini puntuali mirate, volte alla caratterizzazione esecutiva vera e propria dei terreni oggetto di quella specifica realizzazione e quindi assoggettabili a nuovi stati tensionali.

Per altro, la richiesta specifica avanzata dall'Amministrazione in merito agli aspetti geotecnici consiste nella "caratterizzazione geotecnica di massima" ed è giustificata dal fatto che, un'analisi geotecnica sul territorio interessato dal P.U.C., quindi di area vasta, che richiede indagini geognostiche approfondite e puntuali, indagini geofisiche, profili stratigrafici ed interpretativi, prove ed analisi di laboratorio, elaborazioni statistiche, ecc., rappresenta un impegno notevole sotto il profilo economico, non acconsentita, al momento, dall'Amministrazione. E' allora evidente come questa parte non può che considerarsi, come da richiesta dell'Ass.to, solo di massima, quindi finalizzata a tracciare il quadro dei problemi sotto il profilo geologico tecnico con l'ipotesi di approfondimenti successivi, d'area e puntuali, su cui, infine, caratterizzare esecutivamente il terreno di sedime. Si ritiene, pertanto, che questa parte debba costituire la base di partenza e non di arrivo per la conoscenza vera e propria degli aspetti geotecnici dei terreni di interesse: conoscenza che, è evidente, deve essere completata e dimostrata all'atto della realizzazione degli interventi, quantomeno di quelli più importanti, quindi da allegare ai progetti esecutivi delle opere ricadenti nei vari ambiti così come meglio specificato di seguito.

7.2 La zonazione geologico tecnica: ambiti, caratteri, stratigrafia

La suddivisione del territorio interessato alle trasformazioni previste nel P.U.C. tiene conto della classificazione litologica, già descritta, integrata evidentemente dai dati geotecnici, geomorfologici, idrologici, idrogeologici.

Le aree individuate per il territorio di Olbia e di Berchiddeddu sono chiaramente riconducibili agli stessi ambiti di seguito esposti. E' da precisare che trattandosi di tematiche che coinvolgono aspetti operativi inerenti la possibile realizzazione di interventi, di tale argomento non si tratterà per le Isole, non dipendendo questi dalla potestà del Comune.

1. Ambito delle formazioni granitiche e migmatitiche: LC1 e LC2

Questo ambito interessa diverse zone di espansione e di completamento del centro urbano

di Olbia, delle frazioni e degli insediamenti turistici residenziali della costa nonché la quasi totalità del territorio dell'isola amministrativa di Berchiddeddu: trattandosi della litologia prevalente si può dire che è quello maggiormente interessato dalle trasformazioni urbanistiche.

Nella carte allegate si possono distinguere le classi LC1 e LC2, che descrivono rispettivamente un litotipo monolitico non stratificato non fratturato e un litotipo monolitico non stratificato ma fratturato.

Dal punto di vista della litologia e della geotecnica, in senso applicativo, si possono distinguere due termini, che corrispondono a:

a) Formazione granitica e migmatitica litoide le quali, sotto il profilo applicativo possono considerarsi omogenee;

b) Formazione sabbioso-arcosica (derivata direttamente dall'alterazione della precedente) Le difficoltà di discriminazione tra questi due termini alla scala delle carte utilizzate derivano direttamente dall'andamento dei rispettivi limiti e dal modo in cui tali litologie si interfacciano in quanto, a volte, si tratta di passaggi improvvisi da uno all'altro oppure di affioramenti del primo all'interno del secondo, oppure ancora, del sub-affiorare, all'interno del secondo, del tetto del primo, non osservabile direttamente, ma rinvenibile con gli scavi a breve profondità. Di fatto una situazione complessa ed eterogeneamente variabile che rende impossibile una classificazione strutturata.

Nella cartografia geolitologica di riferimento quindi, tali termini, devono essere interpretati come una differenziazione di massima in cui le aree sono state suddivise sulla base della prevalenza di un litotipo rispetto all'altro ma, di fatto, i due termini risultano strettamente connessi pressoché dappertutto.

a) Formazione granitica e migmatitica litoide

Questa formazione non presenta grandi variazioni di caratteri litoide nelle zone di espansione o di interesse del P.U.C.; è attraversata da rari filoncelli di quarzo e presenta una struttura notevolmente influenzata da estesi e diffusi lineamenti tettonici provocati dalle vicende prima descritte, come rilevato nella cartografia alla macroscala.

Ma ancora prima di questi eventi, è da osservare che la marcata fratturazione prodottasi presumibilmente sia durante il raffreddamento sia per implicanze tettoniche successive ha suddiviso la massa in blocchi conferendogli l'aspetto di una pseudo stratificazione.

Quando non affiora diffusamente con le superfici che si presentano arrotondate, in relazione all'erosione ed alla desquamazione che normalmente tali rocce subiscono, è presente ovunque, al di sotto dei depositi sabbiosi, al cui interno può rinvenirsi anche qualche blocco sferoidale integro.

Pur essendo compatte, al tetto queste formazioni possono comunque presentarsi leggermente alterate, anche se non completamente degradate e arenizzate e risulta difficile stabilire un limite netto che rappresenti il contatto con la formazione sabbioso-arcosica. Il passaggio granititi-sabbioni arcosici, infatti, avviene in maniera graduale ed in modo sovente insensibile. Le formazioni granitoidi sono interessate da superfici di frattura e di fessurazione disposte in modo abbastanza regolare e normalmente orientate in senso ortogonale tra di loro.

In profondità, l'andamento del tetto di questa formazione è variabile in rapporto all'alterazione che essi subiscono riuscendo difficile, quasi sempre, seguirle esattamente ed ubicarle con precisione, soprattutto se ci si allontana dalle zone dove la presenza è stata accertata direttamente.

b) Formazione sabbioso-arcosica

Questa formazione poggia direttamente sul granito o sulle migmatiti verso cui passa in modo graduale tanto che, sovente, come si diceva, è difficile stabilirne il limite nettamente.

La differenza tra questa formazione e le prime, granitica e migmatitica, consiste nella potenza dello spessore dello strato di arenizzazione e nella sua intensità. Mentre nel primo caso, infatti, esso è solitamente poco potente, in questo secondo caso assume un valore decisamente marcato e difficilmente, nel caso di uno scavo normale per la realizzazione di opere civili, può essere superato, fino ad arrivare al basamento granitico compatto. Trattasi, soprattutto, di depositi arcosici, di colore rossastro a causa dell'ossidazione dei componenti ferrosi. La formazione sabbioso-arcosica è costituita da sabbie addensate, più o meno ghiaiose, con presenza, in quantità variabile, di minerali argillosi derivati dalla trasformazione del feldspato potassico e dalle miche, normalmente molto compatte. Sono stati notati maggiori addensamenti di minerali argillosi soprattutto lungo linee di frattura la cui deposizione, operata dalle acque circolanti, ha causato l'occlusione delle fratture.

Le caratteristiche geo-meccaniche di queste formazioni sono variabili da punto a punto in relazione allo stato della roccia e, in particolare, in rapporto all'alterazione ed all'argillificazione dei feldspati e dei minerali femici costituenti la massa rocciosa.

2 - Ambito dei depositi di copertura

Questo ambito è quello interessato più marginalmente dalle previsioni urbanistiche del P.U.C., visto che, le zone di ampliamento dell'edificato, le aree di servizio, le infrastrutture principali, ecc. si estendono prevalentemente nei precedenti settori.

In quest'ambito possono venire compresi sostanzialmente depositi incoerenti di colluvium o terrigeni vari, frammisti localmente a ciottoli. Nelle carte allegate sono state individuate numerose classi afferenti a questo ambito. Tra i materiali semi-coerenti è da sottolineare la presenza dei materiali granulari cementati o molto addensati a prevalenza grossolana, indicati con la sigla LS1, estesi nell'area dove si estende l'attuale centro abitato della città di Olbia. È presente, anche se in minor misura rispetto ai precedenti, un litotipo pseudo-coerente, indicato in carta con la sigla LP2, caratterizzato da materiale coesivo poco consolidato, la sua maggiore presenza si può notare nell'area che dalla foce del Padrongianus va fino alle vecchie saline e arriva a interessare parte dell'abitato di Murta Maria.

Per quanto riguarda invece i materiali incoerenti la diffusione all'interno del territorio si fa più larga e la gamma delle classi presenti nel territorio di Olbia si fa più ricca: si va dai depositi di versante indicati con LI1, ai litotipi sciolti o poco addensati con una granulometria non definita, indicati con LI2 a quei litotipi sciolti o poco addensati con granulometria prevalentemente sabbiosa (LI4) o prevalentemente fine (LI5).

Si tratta dei depositi arealmente molto limitati, presenti su paleo depressioni e in alcuni impluvi, appoggiati in livelli ad andamento lenticolare sopra i terreni visti precedentemente relativi al primo ambito.

Sono costituiti da terre limo-sabbiose (localmente frammiste a ciottoli), normalmente sciolte, di colore scuro o grigio scuro, ricche di sostanza organica che ne rende le caratteristiche geotecniche particolarmente scadenti, normalmente sede di falde acquifere stagionali.

Dal punto di vista stratigrafico, quindi, sulla base di quanto detto, considerando le osservazioni dirette, si può dire, per necessità di sintesi, visto che in un discorso di pianificazione di area vasta non può proporsi un'analisi puntuale, che la situazione generale

presente nel territorio di interesse degli ambiti di trasformabilità del P.U.C. si può ricondurre a due ambiti principali. Il primo è quello caratterizzato dalla presenza di graniti e dei depositi provenienti dal loro disfacimento in sito. Il secondo è quello delle coperture recenti, di riempimento colluviale o terrigeno. Nel primo ambito si possono avere due casi.

1° Caso - Il granito è affiorante direttamente e allora in profondità si rinviene sempre lo stesso materiale, via via sempre più integro e compatto. Lo stesso dicasi anche nel caso del granito sub-affiorante, allorché è ricoperto con un semplice velo di terreno.

2° Caso - E' presente il sabbione di arenizzazione. Questa formazione è a copertura della roccia in posto che si rinviene a profondità variabile, dal metro ai diversi metri: raramente supera i quattro/cinque metri, in concomitanza con il differente processo locale di alterazione dei graniti. Al di sotto del livello di copertura sabbioso, sfumante o passante gradualmente, come detto prima, è presente la roccia in posto. Nel secondo ambito la stratigrafia riscontrata in generale è riconducibile ad un complesso limoso-sabbioso variamente conglomeratico incoerente o pseudocoerente per una scarsa matrice argillosa.

7.3 I caratteri geotecnici

Sulla base di quanto detto prima, relativamente alla tipologia della pianificazione urbanistica cui fa riferimento la presente relazione, di area vasta, in considerazione della scala di rilevamento e di restituzione adottata, è evidente che non si può supportare il P.U.C. con una caratterizzazione geotecnica puntuale, di singolo ambito di intervento, o relativa alla singola infrastruttura.

Di ciò, semmai, come si dirà nella parte conclusiva, verrà chiesta la predisposizione al momento della loro realizzazione, dovendo, il progetto attuativo, come peraltro previsto dal D.M. 11.3.1988, giustificare la scelta adottata come quella possibile, o fattibile, coerentemente alle caratteristiche del sito interessato dalla esecuzione delle opere.

Ad integrazione della zonazione geotecnica dei terreni descritti nel punto precedente, si intende comunque, in questo paragrafo, fornire alcuni parametri solo di tipo orientativo, quindi validi globalmente, di massima, per tutto l'ambito considerato, degli aspetti fisico meccanici o dei parametri geotecnici che solitamente vengono considerati nel calcolo delle strutture di appoggio delle costruzioni ai terreni di sedime.

Si tratta di parametri derivati da indagini effettuate precedentemente di cui lo scrivente ha, comunque, avuto la possibilità di verificarne la congruenza con le situazioni presenti, ritenendole simili alle effettive caratteristiche litostratigrafiche degli ambiti coinvolti. Così, per gli ambiti prima individuati e per le zone di interesse, saranno espressi dei riferimenti atti a caratterizzare, di massima, sotto il profilo geotecnico i terreni oggetto degli interventi previsti nel P.U.C. Si ritiene, a tal fine, necessario omettere di descrivere puntualmente le situazioni e soffermarsi solamente sui valori medi che si ritengono, di massima, rappresentativi di tutto l'ambito.

In riferimento alla zonazione precedentemente proposta, pertanto, si hanno le seguenti situazioni:

1 - Ambito dei graniti e delle migmatiti

Si possono verificare, come detto, due situazioni:

a) Affioramento diretto, o sub-affioramento, delle formazioni litoidi solide, compatte. In questo caso il substrato di base è costituito direttamente dai graniti compatti, al limite solo debolmente alterato, comunque a comportamento litoide, per cui non si pongono problemi di

carico in quanto questi possono ben essere elevati e superare il limite di rottura del calcestruzzo essendo, la resistenza della roccia, a rottura, com'è noto, superiore di diverse centinaia di kg/cm².

b) Sono presenti i sabbioni arcosici, di alterazione delle sottostanti formazioni granitiche, la cui profondità, con i passaggi di cui si è detto, è variabile nell'ordine dei metri. In questo caso, allorché non si raggiunge con lo scavo per la posa in opera delle fondazioni delle strutture da realizzare il tetto delle formazioni compatte, occorre tener conto dei caratteri dei sabbioni trattandosi di sabbie ghiaiose, poco e variamente limose con zone argillose, i parametri da assumere sono:

γ = peso di volume, variabile mediamente da 1,80 a 1,85 g/cm³;

c = coesione, nulla 0,0 t/mq;

φ = angolo di attrito, variabile mediamente da 31° a 34°.

Tali parametri, da verificare, se non caso per caso comunque area per area, in relazione alla tipologia di intervento prevista (lottizzazione, fondazioni di case, strada, infrastrutture di linea e puntuale, opera pubblica, ecc.) sono quelle al cui interno possono riscontrarsi quelli effettivamente osservabili nei terreni presenti nella singole località di ubicazione.

2 - Ambito dei depositi terrigeni di copertura

In funzione della situazione descritta precedentemente estremamente variabile da punto a punto, vista l'eterogeneità (verticale e orizzontale) dei singoli livelli, si possono considerare i seguenti parametri validi come indicazione di massima media che andrà accertata puntualmente in relazione alla tipologia di intervento prevista.

Anche in questo caso è da verificare la possibilità di asportare completamente le sacche di questo materiale e poggiare le fondazioni direttamente sul sabbione o sul granito compatto e allora valgono le considerazioni precedenti.

Nel caso invece che la copertura sia molto più potente i parametri medi che possono essere adottati nel caso di costruzioni che non incidano in maniera rilevante sul terreno di fondazione, possono essere quelli appresso indicati:

γ = peso di volume, mediamente compreso tra 1,81 e 1,84 t/mc;

c = coesione, nulla 0,0 t/mq;

φ = angolo di attrito, variabile entro valori compresi tra 26° e 28°.

Nei casi relativi alle coperture è opportuno considerare la densità immersa visto che, anche se non per tutto l'arco dell'anno, sia pure solo periodicamente, le superfici occupate da tali materiali possano ritrovarsi al di sotto della falda freatica, soprattutto in concomitanza con la stagione piovosa.

Nelle condizioni sopra evidenziate, dal punto di vista applicativo, si possono trarre le seguenti considerazioni. Nel caso dell'ambito delle formazioni granitiche è evidente come la presenza in affioramento o a debole profondità delle rocce compatte o solo parzialmente alterate, possa consentire qualsiasi soluzione fondazionale, tra cui l'appoggio diretto delle murature sul terreno, o i plinti.

Naturalmente dopo aver creato un minimo di alloggiamento e aver ripulito la superficie dai materiali di alterazione eluviale.

Laddove è presente, invece, il sabbione di arenizzazione, sarebbe più opportuno ricorrere a fondazioni lineari continue, incastrate a un minimo di profondità dalla superficie del suolo

pari ad almeno 0,80 m, comunque dopo aver superato, anche in questo caso, lo strato di terreno superficiale.

Negli altri casi è consigliabile ricorrere all'adozione delle fondazioni dirette lineari continue, tipo travi rovesce se la presenza di facies particolari (argilloso-limose, ecc.) può fare presumere la possibilità di cedimenti differenziali. Tali condizioni, evidentemente, devono essere accertate preliminarmente. Solo in presenza di casi particolari, ad esempio le pile dei ponti, o di strutture abitative e/o industriali di grande sviluppo verticale che devono trasmettere carichi concentrati di un certo impegno si può ricorrere, previa verifica preliminare, alla realizzazione di fondazioni profonde, con pali e/o altro.

Nel caso comunque generale, sia dei sabbioni arcocici di alterazione delle rocce granitiche in situ, sia dei terreni presenti nelle aree interessate dai depositi di copertura, ai fini del calcolo della capacità portante delle fondazioni si suggerisce di adottare l'equazione di Terzaghi-Meyerhof

$$q_a = 1/F (cN_c + \gamma D_n q + 0.5 \gamma' B N_\gamma)$$

dove:

q_a = carico ammissibile (t/m^2);

c = coesione (t/m^2);

γ = peso di volume (t/m^3);

γ' = peso di volume immerso (t/m^3);

D = profondità del piano di posa della fondazione (m);

B = larghezza della fondazione (m);

N_c, N_a, N_γ = fattori di capacità portante, funzioni dell'angolo d'attrito interno.

Introducendo di volta in volta a seconda dei casi, i parametri considerati e quelli verificati in relazione alla facies presente, si ricava direttamente la capacità portante delle fondazioni in relazione ai suoi parametri geomeccanici. Ovviamente una verifica di queste considerazioni andrà effettuata, di volta in volta, puntualmente, in relazione alle opere di attuazione proposte in attuazione delle previsioni del PUC.

8. GEOMORFOLOGIA

Cartografia di riferimento:

A 6 - Geomorfologia (Olbia: Nord, Centro, Sud; Berchideddu; Isole)

8.1 Premessa

Da un'analisi a grande scala emerge che i caratteri morfologici del territorio di Olbia derivano dall'azione delle forze endogene che vi hanno prodotto faglie di rilevanza regionale (sia di età paleozoica sia di età terziaria) e la messa in posto del batolite tardo-ercinico (e delle manifestazioni filoniane connesse). Le principali forme del rilievo generatesi sono:

- *alti strutturali*, rappresentati dai rilievi granitici e/o migmatitici sotto forma di massicci (quote massime P.ta delle Carre 672 m s.l.m., Punta Lu Casteddi 665 m s.l.m., P.ta Cugnana 649,51 m s.l.m.);
- *bassi strutturali*, costituiti da ampie vallate a basse quote disseminate da forme residuali (inselberg, picchi rocciosi, cupole, filoni emergenti per morfoselezione). A queste principali forme si sovrappone un'idrografia sempre condizionata da fattori strutturali che, alle quote superiori, si presenta non di rado profondamente incassata nel basamento.

Nell'ambito dell'indagine geomorfologica, ragionando a scala più piccola, sono state eseguite due suddivisioni essenziali, tali da permettere di individuare da un lato i grandi lineamenti del paesaggio naturale (unità geomorfologiche) e dall'altro le forme ed i processi recenti ed attuali responsabili del modellamento del territorio (elementi geomorfologici).

8.2 Le “unità geomorfologiche” e gli “elementi geomorfologici”

Le "unità geomorfologiche" rappresentano un quadro di riferimento fisico-geografico con settori costituiti dai rilievi montani, dalle fasce collinari e dalle vallate. Tali settori sono tutti singolarmente interessati e/o collegati da processi geomorfologici del passato e attuali (si tratta, in definitiva, di aree che presentano una certa omogeneità in quanto evolutesi in base a processi morfogenetici ben individuabili).

Gli elementi rappresentano le forme derivanti da un modellamento dovuto a processi fisico-chimici quali alterazione chimica della roccia (ad es. idrolisi dei silicati), azione delle acque correnti superficiali e della gravità.

Si è scelto di analizzare contestualmente la geomorfologia di Olbia e quella di Berchiddeddu visti i notevoli punti in comune tra i due territori.

Le principali unità individuate e distinte su base lito-morfologica sono le seguenti.

- rilievi montani e collinari su rocce granitoidi e su rocce migmatitiche; vallecole interne;
- falde e coni detritici;
- idrografia e superfici di spianamento (vallate) a bassa quota;
- superfici ondulate con affioramenti rocciosi discontinui; linee di costa.

Vengono di seguito descritti i caratteri salienti delle unità geomorfologiche individuate e, nell'ambito di ciascuna di queste, le forme di erosione e di accumulo che ne precisano con maggior dettaglio le morfogenesi recenti e attuali responsabili del modellamento.

8.2.1 Rilievi montani e collinari, vallecole interne su rocce granitiche e migmatitiche

I rilievi su rocce del basamento paleozoico sono piuttosto estesi e costituiscono la fascia altimetrica più elevata; si presentano sia sotto forma di massicci, sia di creste e picchi rocciosi non di rado allineate secondo direttrici prevalenti; queste ultime forme indicano sovrapposizioni e interferenze con eventi strutturali coevi o successivi alla loro messa in posto.

I rilievi più elevati di Olbia si trovano al confine centro-occidentale del territorio comunale e costituiscono un breve allineamento tra le vette di P.ta Pino (742 m), P.ta Delle Carre (672 m), P.ta Lu Casteddi (665 m).

Nel settore settentrionale spicca un secondo allineamento tra P.ta Pelchia Manna (421 m), P.ta Muvrone (451 m), P.ta Di La Jannichedda (580 m), P.ta Cugnana (650 m), Contra Li Mandri 532 m), P.ta Lisandru (397 m).

Un pò a sud-ovest di P.ta Cugnana, superata la S.S. 125, i M.ti Plebi tra P.ta Su Quadreddu (456 m) e P.ta De Su Aspro (473 m), presentano un allineamento NE-SW.

I rilievi della fascia altimetrica intermedia (150-350 m) costituiti non di rado da forme residuali (picchi rocciosi isolati, torri, cupole) sono raccordati da superfici a deboli ondulazioni con sottili coperture eluvio-colluviali derivanti dall'evoluzione pedogenetica del substrato granitoide alterato e/o arenizzato a cui, non di rado, si sono sommati apporti detritici dei versanti soggetti a spianamento. Si tratta di aree in cui l'alterazione chimica dei graniti interessa spessori consistenti del substrato roccioso. Queste superfici talvolta sono interrotte da ripide scarpate e vallecole create dalle incisioni fluviali.

Osservando la carta di Berchiddeddu si identificano facilmente due grandi ambiti, uno settentrionale caratterizzato da quote relativamente basse e uno contraddistinto da quote più

elevate che occupa la sezione meridionale del territorio. Sono le rocce granitiche a caratterizzare il sistema montuoso i cui punti più elevati sono relativi ai rilievi di Punta de Su Lizzu, Punta Soliris, Punta Intro e Serra e di Punta Tantarillis, rispettivamente di 636 m, 715 m, 652 m e 739,18 m. Per quanto riguarda invece il sistema settentrionale si può osservare un andamento abbastanza regolare ma con la presenza nella zona nordorientale di un incremento del rilievo fino a circa 630 m, in corrispondenza del Monte Salvanori - Monte di Mezzo.

8.2.2 Falde, coni detritici

Nonostante l'evoluzione del rilievo sia in gran parte dominata dai processi di alterazione sul basamento granitico, alle quote superiori sono abbastanza diffusi anche i processi gravitativi con cadute di detrito (formazione di falde e coni detritici) e rotolamento di grossi blocchi di roccia in parte disgregata dalle fratture di raffreddamento della massa magmatica.

I depositi detritici sono costituiti da clasti sottili ed allungati con spigoli vivi prodotti dai fenomeni di alterazione subaerea e dall'azione della gravità. Sono localizzati prevalentemente ai piedi delle scarpate più ripide e la cementazione scarsa od assente favorisce, in occasione di piogge particolarmente intense, l'insorgere di piccoli smottamenti. Localmente le coltri detritiche contengono blocchi di granito di dimensioni consistenti che formano veri e propri corpi di frana.

Per quanto riguarda il settore settentrionale del territorio di Olbia le falde detritiche interessano in particolare i ripidi versanti dei rilievi intorno all'abitato di San Pantaleo e le incisioni fluviali adiacenti. Nel settore occidentale, questi depositi orlano i versanti al margine dei massicci e delle creste rocciose ove è presente una rottura di pendio netta. Con le minori pendenze, i clasti frammisti a una matrice sabbioso-limosa, hanno favorito lo sviluppo della macchia mediterranea (peraltro non molto alta e localmente degradata dagli incendi), che in certa misura protegge i versanti dai fenomeni erosivi.

Per quanto riguarda il territorio di Berchiddeddu si possono trovare detriti di falda principalmente nella zona nordoccidentale, in corrispondenza delle granodioriti dell'Unità intrusiva di Monti.

8.2.3 Il reticolo idrografico

E' intanto opportuno rilevare l'estrema variabilità delle portate dei corsi d'acqua del settore. Come nel resto dell'Isola, infatti, i corsi d'acqua hanno carattere torrentizio: scorrono impetuosi nelle stagioni piovose e sono asciutti durante la stagione estiva ed in gran parte di quella autunnale. Tuttavia, grazie alla stabilità geomorfologica dei loro bacini ed ai caratteri del substrato litoide, la torrenzialità non produce fenomeni franosi che coinvolgono grandi masse rocciose o terrose; nelle aree montane si possono individuare episodi localizzati di caduta di blocchi rocciosi e piccoli smottamenti di detriti lungo i versanti più acclivi. Nelle aree pedemontane possono esservi limitati episodi di erosione accelerata dei suoli con, talvolta, depauperamento del terreno superficiale.

La rete idrografica del settore presenta, prevalentemente, i caratteri di un reticolo molto assestato, pur decisamente orientato a seguire le motivazioni strutturali che ne hanno guidato l'evoluzione.

Il corso d'acqua più importante del territorio comunale di Olbia è il fiume Padrogiano. Esso assume questa denominazione nel tratto terminale, dopo aver ricevuto le acque del Rio

Piricone. Precedentemente è noto come Fiume Enas e con questa denominazione riceve gli apporti del Rio Santo Simone e del Rio Parasole.

Il Fiume Enas occupa una depressione tettonica avente direzione WSW - ENE ed è impostato quasi interamente sul basamento granitico. Nasce nelle pendici del Monte Niddoni (1.231 m) lungo il versante orientale della catena del Limbara. Ha uno spartiacque di 179 Km indicato procedendo da occidente da M.te Telti (233 m), M.te Tundu (831 m), Mte Niddoni (1231 m), M.te La Eltica (600 m), P.ta Sa Pruna (695 m), M.te Sa Pianedda (819 m), P.ta De Torrida (870 m), P.ta Lu Casteddacciu (878 m), P.ta Di Lupinu (340 m), M.te Piccino (326 m). Escludendo il contributo del Rio Su Piricone, di cui si parlerà a parte, ha un corso principale lungo 39.4 Km che drena una superficie di 249 Km². Il tratto a monte presenta un reticolo a tratti sub-dendritico, a tratti angolato secondo le direttrici tettoniche, a tratti ancora profondamente incassato nel basamento granitico. Nella piana di Olbia, invece, presenta un reticolo anastomizzato impostato sulle proprie alluvioni terrazzate dove le deboli pendenze hanno determinato un andamento meandriforme. I lembi residui dei terrazzi alluvionali antichi ed i terrazzi recenti sono caratterizzati dalla classica morfologia tabulare, leggermente inclinata verso l'alveo attuale e della presenza a tratti di nette ripe di erosione operate dal corso d'acqua (queste ripe interessano anche le coperture terrigene eluvio-colluviali del basamento granitico).

Il più importante affluente del Fiume Padrogiano assume il nome di Rio Su Piricone solo nella parte terminale, dall'ingresso nel territorio di Olbia. Precedentemente, più a monte esso assume, nell'ordine, il nome di Rio della Castangia, Rio Mannu e Rio Lerno. Nel tratto montano ha uno sviluppo del reticolo idrografico fondamentalmente dendritico con una densità di drenaggio piuttosto elevata. Il Rio Su Lerno nasce nel territorio di Padru, a una quota compresa tra i 600 e i 700 metri dai versanti occidentali di P.ta La Pedra Bianca (775 m). Ha un alveo incassato nella roccia con curve piuttosto strette e riceve gli apporti di numerosi canali che incidono le ripide scarpate (tra di essi il più importante il C.le Sos Nidos che nasce alle pendici sud-occidentali di Monti Nieddu). Nei pressi della frazione di Cuzzola, sempre in territorio di Padru, il Lerno cambia bruscamente direzione di 90° in SSW-NNE secondo l'allineamento tettonico della faglia di Tavolara. Subito a valle della deviazione riceve numerosi affluenti sia dalla sua sinistra che dalla sua destra idrografica la maggior parte dei quali sono impostati su canali provenienti dai ripidi versanti della vallata. Procedendo verso nord è impostato su superfici a deboli ondulazioni costituite da colline granitiche più o meno intensamente alterate, lungo una vallata che tende gradualmente ad allargarsi. Tra i numerosi affluenti i più importanti sono il Rio di Baddevera, proveniente dalla sinistra idrografica e i Rii Cadola, de Casteddu e de Biasi, dalla destra idrografica. Circa cinquecento metri più a nord della confluenza del Rio de Biasi, il corso d'acqua riassume il nome di Rio Mannu, subisce una leggera deviazione in S-N e lascia il territorio comunale di Padru per entrare in quello di Loiri-Porto S. Paolo.

Nel primo tratto ricadente nel territorio di Loiri, il Rio Mannu ha l'alveo profondamente incassato tra i rilievi collinari granitici e dopo qualche chilometro, a partire dalla confluenza col Rio d'Idda (suo affluente di sinistra), si getta in una vallata più ampia assumendo il nome di Rio della Castagna.

Il primo tratto del Rio della Castagna ha una direzione SW-NE, che mantiene fino al congiungimento col Rio de lu Mulinu che raccoglie ad ovest le acque di numerosi rilievi granitici tra cui P.ta di M.te Ruju (329 m) e P.ta di La Silvareda (351 m) e ad est invece, le acque dei rilievi metamorfici (Rio Sanalvò).

Nell'ultimo tratto il Rio della Castagna riassume la direzione S-N che manterrà fino al

congiungimento col Fiume Padrogiano. Qui le minori pendenze hanno determinato la formazione di un alveo anastomizzato.

Il Rio Nannuri (affluente di destra del Rio Su Piricone) nasce nei rilievi che dominano l'abitato di Berchiddedu a una quota di circa 300m e con andamento meandriforme attraversa le superfici a deboli ondulazioni a ovest di Loiri degradanti verso la piana di Olbia. Lungo questo corso d'acqua, caratterizzato da un bacino di raccolta piuttosto modesto, a non grande distanza dal confine amministrativo con Olbia, nel 1929 è stato realizzato un invaso di 200.000 mc per usi irrigui.

L'asta principale del corso d'acqua Piricone-Della Castagna-Mannu-Lernu passa dalla quota massima di 100 m alla quota minima di circa 6 metri (per un dislivello di 94 metri) e una lunghezza dell'asta principale di 15 km circa per una pendenza media inferiore all'1%. La lunghezza globale è di 38 Km e il coefficiente di drenaggio è 0,21.

In alcuni tratti del Rio della Castangia e dei suoi affluenti, a causa delle deboli pendenze, l'alveo tende ad allargarsi leggermente formando dei canali anastomizzati; il Rio inoltre incide alcuni terrazzi alluvionali antichi (di modesta estensione) che presentano la classica morfologia tabulare debolmente inclinata verso l'alveo e giacciono sulle colline granitiche o, in modo più limitato sui *glacis*.

La foce a delta del Fiume Padrogiano si trova in una stretta insenatura del Golfo di Olbia. La tranquillità delle sue acque e la scarsa profondità del fondale favoriscono il deposito dei sedimenti determinando l'avanzamento dell'apparato deltizio. Questo processo di deposizione, perdurando nel tempo, potrebbe determinare la creazione di una barriera tra l'insenatura ed il mare aperto con la formazione di uno stagno costiero.

Il secondo corso d'acqua in ordine d'importanza è il Rio S. Giovanni. E' delimitato da uno spartiacque di circa 80 Km passante per P.ta Occhione (387 m), M.te Ruju (260 m), P.ta di Tre Monti (298 m), M.te Pino (742 m), P.ta Cugnana (650 m), Monte di La Mizana (209 m), P.ta Turrita (360 m) e drena una superficie di circa 185 Km². Nasce dalle pendici dei Monti Alturina (495 m) e Scupagiu (445 m), ed è impostato in netta prevalenza su litologie granitiche. Il reticolo ad andamento prevalentemente dendritico o sub-dendritico presenta delle aree a modello parallelo o angolato. Il corso d'acqua principale è lungo 26 Km circa secondo una direzione prevalente N-S. Da metà è impostato su una valle ampia e ha un letto anastomizzato. Il corso d'acqua sfocia con un apparato deltizio nell'insenatura di Arzachena in cui rifornisce e fa progredire la spiaggia di Pitritza.

Il Rio Saligheddu ha un andamento prevalente W-E, un corso principale di 13 Km circa che sfocia vicino all'abitato di Olbia. Ha un bacino di circa 44 Km² e uno spartiacque di 35 Km individuato da P.ta Lu Luggiu (311 m), M.te Pino (342 m), P.ta Niedda (241 m), M.te Telti (233 m). E' impostato sul basamento granitico e dalle coperture alluvionali e terrigene eluvio-colluviali. Il reticolo idrografico è poco gerarchizzato probabilmente a causa della permeabilità medio-elevata delle coperture alluvionali.

Sia nel settore settentrionale (Golfo di Cugnana, Porto Rotondo, Golfo della Marinella) sia centrale (area urbanizzata di Olbia) e in quello settore meridionale dell'ambito di Olbia (Capo Ceraso, Porto Istana), sono presenti una serie di piccoli impluvi di portata effimera, perpendicolari alla linea di costa. Questi, tra cui il più significativo per la presenza nell'area urbana, è il Rio S. Nicola, raccolgono le acque dei versanti e della piana che si affacciano sul litorale nel corso della stagioni piovose.

Le aree più delicate sotto il profilo del rischio idrogeologico sono proprio quelle situate nella periferia urbana di Olbia e delle frazioni dove, in occasione di eventi pluviometrici di particolare rilevanza, le acque superficiali, raccogliendosi nei piccoli impluvi non

adeguatamente mantenuti, non trovando adeguato sfogo in direzione della costa, invadono le vie di comunicazione principali. Da questi episodi possono derivare erosioni, allagamenti e ristagni d'acqua di una certa rilevanza e pericolosità.

Il territorio di Berchiddeddu, a differenza di quello di Olbia, ricade all'interno di due bacini idrografici: la zona più settentrionale nel bacino del Liscia e quella meridionale nel bacino Coghinas-Mannu-Temo.

Nella sezione nord il corso d'acqua principale è il Riu Pelasole, affluente destro del Rio Padrogiano, mentre per quanto riguarda la parte meridionale, afferente al bacino del Coghinas, il corso d'acqua più importante è il Riu Mannu. Il Riu Mannu di Berchiddeddu, è lungo circa 40.140 m, nasce tra i monti di Padru e di Alà dei Sardi e funge da confine naturale con i loro territori comunali. Il fiume è caratterizzato da un reticolo idrografico dendritico e il suo andamento si può definire meandriforme ma va evidenziato come in alcuni punti esso presenti un carattere angolato ed impostato su fratture tettoniche del basamento paleozoico. Come accade spesso nei fiumi della Sardegna, il nome del corso d'acqua in esame cambia a seconda della zona, in particolare, per quanto riguarda il territorio di Berchiddeddu nasce con il nome di Rio de sa Pira, diventa Rio Mannu poche centinaia di metri più avanti, fino a che, in prossimità di Punta Pannuzzu (538 m s.l.m.) prende il nome di Riu Pannuzzu per poi entrare nel territorio di Oschiri e riprendere il nome di Riu Mannu.

Lo Spartiacque che divide il bacino del Coghinas dal bacino del Liscia si può individuare seguendo da ovest verso est: Punta Lu Carru (584 m s.l.m.), Contra Ruja (600 m s.l.m.) attraversa il complesso di Punteddone (571 m s.l.m.) arriva a Punta Torrione (679 m s.l.m.) Monte di Pinu (702 m s.l.m.) dopodiché lo spartiacque scende più a sud fino quasi a toccare la sponda destra del Riu Mannu e si immette nel territorio di Padru.

8.2.4 Superfici a deboli ondulazioni

Rientrano principalmente nella fascia altimetrica medio-bassa interessando rilievi collinari cupoliformi e superfici a debole inclinazione interrotte localmente dall'affioramento di forme residuali emergenti dal basamento roccioso (picchi, torrioni, creste). Sono superfici evolutesi soprattutto per l'azione dei processi di alterazione chimica subaerea che raccordano le aree pedemontane con la piana di Olbia solcata dai Rii Siligheddu e Padrogiano (e suoi principali affluenti) e con la fascia costiera. Le litologie affioranti sono graniti più o meno fortemente alterati e/o ricoperti da una sottile coltre eluvio-colluviale originatasi per l'evoluzione pedogenetica del substrato con apporto di una certa quantità di materiali detritici.

Le aree maggiormente caratterizzate da queste forme sono:

- il settore nord-occidentale del territorio, nella zona di M.te Pulticoli (305 m) e M.te di M.Grazia (302 m), caratterizzata da alcuni filoni emergenti ed alcune cupole e picchi rocciosi;
- il promontorio costiero tra Porto Rotondo e La Marinella con i rilievi cupoliformi di Montighione, M.te Canareddu, M.te Majori;
- i rilievi cupoliformi al confine col territorio di Golfo Aranci (M.te Zapparottu, M.te Cabu Abbas, Cast.Ilo di Cabu Abbas, M.te Nieddu);
- l'area che dalla periferia W di Olbia si protende verso l'interno con filoni emergenti per morfoselezione;
- i picchi rocciosi isolati della piana tra il Rio Padrogiano ed il Rio Piricone (M.te S' Aspe, Castel Pedreso, M.te Longu, M.te Piscovei);
- nel settore meridionale il promontorio cupoliforme di Capo Ceraso (M.te Mandriolo, M.te

Malandroni);

- nel territorio di Berchiddeddu il promontorio cupoliforme di Monte S'Untulzu in prossimità di Sa Castanza;
- nella parte centro-orientale di Berchiddeddu il complesso cupoliforme di Sas Tenniasas, nella zona delle frazioni di Battista e Mamusi.

8.2.5 Linee di costa

La linea costiera si presenta con caratteristiche composite con alternanza di:

- tratti caratterizzati dalla presenza di ripidi versanti e promontori rocciosi (Cala Rizza di Giunco, Golfo di Cugnana, Porto Rotondo, Golfo della Marinella, Capo Ceraso, Porto Istana); in queste aree si alternano ripe di erosione litorale, piccole insenature e cale con spiagge costituite da depositi sabbiosi e/o ciottolosi;
- tratti di costa basa con apparati deltizi e stagni costieri derivanti da vecchie lagune (Foce Padrogiano, Lido del Sole, zona delle Saline, Stagno delle Tartanelle, Peschiera Murta Maria); in queste aree vi è una netta prevalenza di sedimenti fini costituiti da sabbie e limi sabbiosi.

Seguendo una classificazione genetica degli ambienti costieri, diversi autori hanno individuato nel Golfo di Olbia e lungo il tratto di litorale compreso tra Capo Ceraso e Porto Taverna i caratteri tipici delle coste di sommersione a modellamento sub-aereo fluviale (coste a rias). Procedendo nel litorale da Olbia verso sud, appare evidente il ridimensionamento dell'apparato deltizio del Rio Padrogiano che in passato arrivava fino alla Punta delle Saline (dove attualmente la riduzione degli apporti di acque dolci ha determinato la formazione di una laguna morta). Poco più a sud, sempre nel territorio amministrativo di Olbia, due lagune costiere alimentate dal Riu Piscera e dal Riu Ferruju (che in passato potevano contare anche sugli apporti del Rio della Castagna attualmente confluisce nel Piricone), hanno un'unica bocca a mare lungo il cordone litorale che si affaccia sull'isoletta di Patron Fiaso. In alcune aree limitrofe a queste due lagune ed all'apparato deltizio del Padrogiano sono state individuate delle dune costiere, ben stabilizzate, che si sviluppano per alcune centinaia di metri verso l'entroterra fino a superare in alcuni punti la S.S. 155. Altre lagune costiere la cui formazione è connessa all'evoluzione tettonica della zona nel plio-quadernario, sono state bonificate per colmata e trasformate in aree residenziali turistiche. Ancora più a sud, lagune e spiagge cedono il passo ai promontori rocciosi (P.ta di Tronfino, P.to Vitello, P.ta Ruja, C.po Ceraso), dove si alternano falesie, scogliere ed insenature di cui le più grandi sono caratterizzate da depositi sabbiosi di spiaggia derivanti prevalentemente dal rimaneggiamento di materiali di origine torrentizia (Porto S. Paolo, P.to Istana, P.to Taverna), le più piccole per accumulo dei sedimenti trasportati dalle correnti di deriva litorale (P.to Spurlatta, P.ta Corallina).

8.2.6 L'attività geomorfologica

I versanti alle quote superiori, dove la roccia affiorante non consente lo sviluppo della vegetazione, non di rado terminano con pareti sub-verticali dove predominano i processi gravitativi. Il detrito di falda che viene prodotto e si accumula sui versanti alla prima rottura di pendio in condizione di precaria stabilità, in occasione di precipitazioni particolarmente intense, dà luogo a smottamenti di piccola entità. In alcune aree, in particolare lungo le scarpate che delimitano le cime più elevate, le fratturazioni della roccia e i processi di alterazione sub-aerea, isolano grossi blocchi rocciosi in condizioni anch'essi di precaria stabilità, determinando situazioni di pericolosità ambientale ben localizzabili.

A quote inferiori si ha una sensibile riduzione delle pendenze con forme meno aspre. In queste condizioni, lo sviluppo di una discreta copertura vegetale rappresentata in prevalenza da macchia mediterranea, protegge il suolo dai fenomeni erosivi e dai processi di denudamento. Solo localmente, lungo i tratti più ripidi delle strade sterrate e nelle aree con la copertura vegetale degradata dagli incendi, si registra la formazione di solchi di erosione concentrata e di fenomeni di erosione diffusa.

Nella piana di Olbia nella periferia ovest della città e lungo l'alveo dei Rii Siligheddu e Padrogiano, le scarse pendenze, difficoltà di drenaggio legate a fattori litologico-strutturali e all'urbanizzazione, in occasione di eventi meteorici di particolare entità determinano localizzati allagamenti e ristagni d'acqua. Lungo il Padrogiano e i suoi principali affluenti, in alcuni tratti sono evidenti i segni della divagazione del corso d'acqua principale con ripe di erosione fluviale sui terrazzi alluvionali recenti e antichi e sulle coperture detritico-colluviali.

Un'area che necessita di particolari attenzioni è rappresentata dalla grande valle alluvionale del Rio Pradrongianus. Non lontano da questa regione sono sorte, infatti, importanti infrastrutture tra cui un ospedale che richiederà la creazione di un sistema di servizi ad esso connessi. Ciò comporterà la realizzazione di studi di compatibilità e l'eventuale creazione di opere di mitigazione del rischio idrogeologico vista l'importanza strategica per la comunità della nuova area.

Le piene, infatti, rappresentano il tipo più comune di pericolo geologico e colpiscono persone e cose più di tutti gli altri disastri naturali messi assieme, come per altro è accaduto poco tempo addietro per la città di Olbia. Rispetto a terremoti, eruzioni vulcaniche e frane hanno però un maggiore grado di prevedibilità.

Sono tanti i fattori in grado di influenzare le piene, quali il reticolo idrografico, il substrato più o meno impermeabile e non ultimo le caratteristiche delle precipitazioni. Gli eventi di piena che negli ultimi decenni si sono verificati nel territorio di Olbia sono perlopiù riconducibili a *flash floods* (piene improvvise), eventi estremi di breve durata che si verificano in corrispondenza di temporali a spostamento lento o stazionari che durano meno di 24 ore. L'intensità della pioggia supera sovente la capacità di infiltrazione del terreno a tutto favore del deflusso superficiale che raggiunge velocità molto elevate. Le piene improvvise hanno spesso effetti molto distruttivi dato che l'alta energia del flusso è trasferita in parte all'abbondante materiale solido trasportato (Clarke, 1991)

L'influenza antropica può apportare importanti cambiamenti nei caratteri dei bacini idrografici, si pensi al taglio dei boschi, all'urbanizzazione delle aree e quindi a una conseguente impermeabilizzazione del suolo. Il problema delle piene è particolarmente acuto dove una rapida espansione degli insediamenti è avvenuta senza alcun piano o addirittura in modo abusivo.

Per quanto concerne la dinamica costiera nella carta geomorfologica sono stati indicati i

tratti caratterizzati da prevalenza di apporti fluviali e quindi con avanzamento della linea di costa ed i tratti soggetti all'erosione da parte delle correnti di deriva litorale. Le stesse difficoltà di drenaggio, anche se in scala minore, sono presenti nella regione centro-orientale del territorio di Berchiddeddu, in particolare in prossimità di Trinu Moltu, dove il Rio San Tommeo, dopo aver percorso una zona sub-pianeggiante, imbocca in un'area caratterizzata da un repentino cambio di morfologia e da una sezione stretta che, in eventi piovosi eccezionali, ne ostacola il naturale deflusso.

Un'altra zona con difficoltà di deflusso si trova poco più a est della precedente, in prossimità di Mamusi, dove nel Rio Codalonga confluiscono da destra una serie di torrenti chiamati Li Canaleddi provenienti dal territorio di Padru che grazie alle morfologie presenti, in caso di eventi piovosi importanti, riescono a guadagnare una notevole energia. Anche in questo caso la sezione del Rio Codalonga si restringe a causa della morfologia e di conseguenza talvolta si possono creare delle criticità.

Per quanto concerne la dinamica costiera nella carta geomorfologica sono stati indicati i tratti caratterizzati da prevalenza di apporti fluviali e quindi con avanzamento della linea di costa ed i tratti soggetti all'erosione da parte delle correnti di deriva litorale.

8.2.7 L'ambito delle Isole

In particolare, sotto l'aspetto geomorfologico, appare di un certo interesse l'isola di Tavolara, che presenta una forma approssimativamente rettangolare, con due appendici alle estremità. È lunga 6 km e larga 1km circa, con una superficie di circa 600 ettari. Il suo asse principale coincide con la cresta della montagna, alta mediamente 500 m. s.l.m.

Il basamento granitico, arriva fino a 250 m s.l.m. nella parte sud-occidentale; come detto è sovrastata da una copertura calcareo dolomitica di età Mesozoica che raggiunge una quota di 510 m s.l.m. (Punta Castellaccio) e 565 m s.l.m. (punta Cannone). A 200 m s.l.m., sul piano compreso tra Punta del Papa e la cresta del Castellaccio si possono ritrovare i resti di un'idrografia superficiale di origine pre-carsica. L'inclinazione del basamento granitico sul versante nord-orientale fa sì che la copertura calcareo-dolomitica, arrivi fino al livello del mare.

L'isola di Tavolara è circondata da falesie attive, incise nel calcare e nelle dolomie. Nel versante meridionale le falesie raggiungono profondità di 25 m e estensione di circa 5 km. La falesia del versante settentrionale mostra, invece, cornici di modesta altezza ed acclività.

La morfologia della porzione calcarea dell'isola di Tavolara è chiaramente caratterizzata da fenomeni carsici diffusi. Non mancano i *karren* (o campi solcati), ossia forme di corrosione prodotte dall'acqua meteorica, nei quali la roccia appare percorsa da scanalature, solchi o crepacci, questi sono particolarmente evidenti nell'area a sud-ovest. Un altro esempio dell'attività carsica sono nell'area sono le doline di crollo, createsi a seguito del collasso dei soffitti di cavità prossime alla superficie morfologica. Per la sua notevole importanza paesaggistico-monumentale non può non essere citato l'Arco di Ulisse, sito nei pressi del vecchio faro è un arco in roccia, alto circa 50 m e formatosi probabilmente per il crollo della volta di una grotta.

Nelle falesie esterne si trova la maggior parte delle grotte generate dal carsismo, anche se molte di esse sono ostruite da depositi di falda cementati o da depositi arenacei quaternari. Tra le principali grotte vanno segnalate quella del Bue Marino, con ingresso subacqueo, quella del Ponte, porzione crollata di una vasta grotta, quella del Papa e quella della Mandria.

Questa particolare morfologia, assieme alle servitù militari, condiziona molto l'accessibilità dell'isola (P.d.G (2014)).

L'isola di Molara ha un'altezza di 161 m s.l.m e dista 1.67 km da C.po Coda Cavallo, ha un substrato roccioso di tipo granitico, si estende per circa di 340 ha e presenta un perimetro molto accidentato.

Entrambe le isole sono caratterizzate fondamentalmente da coste rocciose sia a livello del piano sopralitorale o spray zone (zona raggiunta solo occasionalmente dagli spruzzi del moto ondoso) sia nel piano mesolitorale o zona intertidale (fascia immersa in condizioni di alta marea e emersa con la bassa marea).

Lungo le coste la continuità degli affioramenti rocciosi è interrotta da coperture di sabbie quarzoso-feldspatiche nelle spiagge sommerse, corrispondenti a modeste insenature.

Le spiagge presenti sono perlopiù di dimensioni ridotte. Si tratta di spiagge molto piccole chiamate pocket beach, chiuse cioè tra promontori rocciosi che limitano la dinamica del trasporto dei sedimenti e prive di un retroterra dunale che operi da "serbatoio".

A Tavolara, è presente anche qualche spiaggia relativamente maggiore delle suddette pocket beach, seppur di modeste dimensioni. In particolare queste sono ubicate nella zona delle appendici sia occidentale che orientale, nella zona occidentale non vanno oltre i 14 m di profondità per una estensione massima di 380 m circa che viene raggiunta nella spiaggia de Lo Spalmatore mentre nella zona orientale si arriva a una profondità massima di circa 25 m per un'estensione che non va oltre i 170 m circa.

Il calcare di Tavolara conserva la memoria delle ultime grandi variazioni del clima che hanno interessato il pianeta.

Sulle pareti calcaree, al livello del mare, si forma il solco di battente: una profonda nicchia scavata nella roccia al livello di marea e una ampia concavità della parete sommersa sottostante. A Tavolara il solco fossile è particolarmente evidente nella costa meridionale, corrispondente al livello del mare di 125 mila anni fa quando questo si sollevò al di sopra di quello attuale di circa 7 metri.

Al termine dell'ultima era glaciale, intorno a 18 mila anni fa, con lo sciogliersi dei ghiacci, il livello del mare che si era ritirato di oltre 120 m, iniziò progressivamente a risalire con rapide accelerazioni e lunghe pause, durante le soste si formavano spiagge, cordoni dunali, stagni che poi venivano smantellati nella successiva fase di risalita. Di questi fenomeni rimane ampia traccia e lungo le coste di Tavolara essi consentono di ricostruire la forma delle terre emerse con il trascorrere del tempo. Le beach rock sono gli indicatori degli antichi livelli del mare più facilmente osservabili a Tavolara, dove vengono chiamate strade romane per la loro forma allungata, rettilinea, composta da blocchi squadrati e fessurati in modo regolare. Le beach rock si trovano a varie profondità fino a quella appena sotto il livello attuale del mare. Esse sono formate da arenarie e conglomerati, consolidati dalla precipitazione dei carbonati nella fascia di marea e rappresentano i cordoni sabbiosi che delimitavano ampi tratti di costa.

La piattaforma continentale in cui si imposta l'Area Marina Protetta di Tavolara, si estende per circa 10 miglia nautiche; la convessità del bordo in genere poco accentuata è sede di sedimenti propaganti. Fanno eccezione, con un bordo a substrato subaffiorante, le testate dei canyon di Molara.

La sedimentazione olocenica in piattaforma esterna è estremamente ridotta; ciò permette l'affioramento delle succitate linee di riva sommerse in facies di beach rock (spiagge fossili), con cordoni sviluppati per diversi chilometri a differenti profondità, secondo gli ordini relativi, fino al massimo regressivo dell'ultimo interstadio freddo (Ulzega, 1988).

I fondi marini della piattaforma interna e pericostiera mostrano caratteri morfologici strettamente legati ai fattori morfostrutturali del settore emerso.

Le forme che maggiormente caratterizzano le aree granitiche delle isole, oltre alle fratture di origine tettonica, sono i tafoni, ossia piccole cavità nella roccia. Questi sono abbastanza diffusi a Molara e se ne trovano esempi anche nell'isola di Tavolara con un particolare affioramento nello Spalmatore di terra. La genesi dei tafoni può essere ricondotta a una serie di processi e concause di cui rappresentano i principali protagonisti la corrosione (degradazione a seguito dell'azione meccanica abrasiva esercitata sulle rocce da particelle solide trasportate dal vento) e l'aloclastismo (alterazione fisica legata alla presenza e alla progressiva cristallizzazione di sali nelle fratture).

Considerata la morfologia dell'isola di Tavolara e la sua natura geologica è da evidenziare un importante rischio di frana per crollo in tutto il versante esposto a nord ovest. Attualmente a monte di quest'area sono riconoscibili le nicchie di distacco e diffusi detriti di versante difficilmente cartografabili. Tale rischio è stato riconosciuto in parte anche dal Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico (P.A.I.) della Regione Sardegna.

Su Tavolara la presenza di acqua dolce è molto limitata, praticamente assente. Le poche fonti citabili sono "la Minerale" nella zona di Punta Timone e la Fonte di Scirocco sul versante meridionale ma sono comunque assenti sorgenti perenni.

A Molara è interessante la presenza di due sorgenti, nonché di un piccolo corso d'acqua.

Sulle isole minori Piana e Cavalli è da indicare la presenza di zone umide salmastre.

9. IDROGEOLOGIA

Cartografia di riferimento:

A 7 - Idrogeologia (Olbia: Nord, Centro, Sud; Berchideddu; Isole)

9.1 Premessa

Nei paragrafi seguenti verrà fatto un rapido excursus sui principali fattori che condizionano il circuito delle acque nell'area in esame. In particolare si verificherà l'entità del ruscellamento superficiale e dell'infiltrazione delle acque meteoriche nel sottosuolo per poi valutare sia pure rapidamente il principale fattore che condiziona la circolazione idrica sotterranea, ossia la permeabilità relativa delle differenti litologie classificate.

9.2 I principali fattori di condizionamento del ruscellamento superficiale e dell'infiltrazione

In base alla sua capacità di assorbimento ed alla sua permeabilità una roccia viene penetrata dalle acque meteoriche: questo fenomeno è noto come processo di infiltrazione. Col ruscellamento invece, le acque non penetrano nel sottosuolo, ma defluendo in superficie giungono in tempi più o meno lunghi fino al recapito finale che è il mare. La prevalenza dell'infiltrazione sul ruscellamento o viceversa è legata sia a fattori naturali quali geomorfologici, geologici e biologici, sia a fattori di natura antropica.

9.2.1 I fattori morfologici

Il principale fattore morfologico che influenza l'infiltrazione e il ruscellamento è rappresentato dall'acclività dei versanti. All'aumento dell'acclività, infatti, aumenta la percentuale di acque meteoriche che scorrono in superficie (ruscellamento) e diminuisce quella di acque che si infiltrano. Anche le caratteristiche degli spartiacque superficiali costituiscono un fattore di condizionamento. Nel settore nord-orientale del territorio in esame, gli spartiacque sono piuttosto aperti e ciò determina un deflusso rapido delle acque superficiali attraverso un reticolo idrografico non molto sviluppato. Nel settore centrale e, sia pure in minor misura, in quello occidentale invece, le pendenze meno accentuate e la maggiore estensione del bacino di raccolta verso l'entroterra, fa sì che le acque superficiali tendano a raccogliersi nelle aste fluviali principali di maggior rilevanza, contribuendo al processo di ricarica degli acquiferi sotterranei. Un altro elemento di condizionamento è rappresentato dall'evoluzione delle fratture della compagine rocciosa. La capacità di infiltrazione attraverso una roccia fessurata è infatti relativamente minore rispetto alla stessa roccia che ha subito processi di alterazione fisico-chimica. Nel territorio in esame le aree di affioramento del granito arenizzato sono più ricettive di quelle di affioramento del granito fessurato e del metamorfico.

9.2.2 Fattori geologici

I fattori geologici che condizionano i processi di infiltrazione o di ruscellamento sono quelli da cui dipende la capacità di assorbimento e percolazione delle acque ossia la permeabilità della roccia. Essi sono essenzialmente la litologia, il grado di fratturazione e i processi di alterazione superficiale.

Evidentemente la natura geologica del mezzo costituisce un elemento fondamentale della sua capacità ricettiva. Le principali proprietà idrologiche delle rocce sono:

- *Permeabilità*: caratteristica fisica della roccia che determina la proprietà di lasciarsi attraversare dall'acqua per effetto di un carico idraulico. Se i vuoti sono costituiti da pori si parla di permeabilità per porosità, se i vuoti sono costituiti da fratture si parla invece di permeabilità per fratturazione. Chiaramente solo se questi vuoti sono comunicanti può esistere movimento d'acqua. Da essa dipende in buona parte la penetrazione, la circolazione e la distribuzione delle acque nel sottosuolo;
- *Porosità*: proprietà della roccia di contenere spazi vuoti fra gli elementi solidi che compongono la roccia stessa, esprime la capacità di immagazzinare e eventualmente cedere acqua;
- *Capacità di assorbimento*: capacità delle rocce di assorbire acqua quando siano state private dell'acqua vadosa;
- *Igroscopicità*: attitudine della roccia asciutta di assorbire e trattenere, per condensazione sulle pareti delle cavità, l'acqua contenuta nell'aria sotto forma di vapore;

- *Capacità di ritenuta*: capacità della roccia di trattenere acqua per fenomeni di capillarità e di adesione;
- *Capacità di percolazione*: attitudine della roccia satura d'acqua a cederne per azione della gravità e aumenta con l'aumentare delle dimensioni degli interstizi.

E' chiaro che una funzione preponderante è data proprio dalla permeabilità delle rocce.

La quantità dell'acqua che può penetrare nel suolo è a parità di altre condizioni direttamente proporzionale al coefficiente di permeabilità delle rocce che compongono il terreno. Anche il tipo di permeabilità delle rocce influisce naturalmente sulla quantità di acqua che può penetrare nel terreno.

Nella circolazione delle acque sotterranee se dalla gravità dipende il movimento generale dell'acqua, dalla forma, dalle dimensioni e dalla frequenza delle cavità intercomunicanti che attraversano le rocce rendendole permeabili, dipendono le modalità con cui tale circolazione si compie. Nelle rocce permeabili per porosità l'acqua si diffonde più o meno uniformemente in tutta la massa del terreno riempiendo i vuoti. Non così avviene nelle rocce permeabili per fessurazione nelle quali l'acqua segue fessure e canali che anche se costituiscono un reticolato continuo rimangono pur sempre separati da zone senza fessure e quindi impermeabili. Le fessure e i canali hanno inoltre una certa orientazione che determina la direzione di movimento dell'acqua.

Tra i terreni caratterizzati da una permeabilità per porosità sono ampiamente presenti nell'area di studio le coperture alluvionali ed eluvio-colluviali ghiaioso-sabbiose, rappresentate da depositi a stratificazione perlopiù irregolare che compongono letti fluviali, terrazzi alluvionali e pianure alluvionali. Se, per quanto riguarda l'ambito di Berchiddeddu queste litologie sono abbastanza limitate spazialmente e concentrate in aree perlopiù distanti da quelle urbanizzate, per quanto riguarda l'ambito di Olbia esse rappresentano una porzione alquanto importante nella distribuzione delle litologie, non solo da un punto di vista di estensione ma soprattutto di localizzazione, infatti è proprio su queste che ha avuto luogo la maggiore espansione urbanistica della città.

La maggior parte del territorio in esame è però caratterizzato da litotipi coerenti fratturati.

Il grado di fratturazione secondaria influisce sensibilmente in particolare nelle rocce litoidi in quanto le fratturazioni fanno aumentare la permeabilità della compagine rocciosa.

Nelle rocce la circolazione idrica avviene attraverso un sistema di vuoti che è notevolmente differente da quello che avviene nelle terre. Infatti nella maggior parte delle rocce la circolazione dell'acqua avviene attraverso le discontinuità primarie (stratificazione, scistosità) o secondarie (fratture, faglie, cavità carsiche).

In particolare nelle rocce intrusive, che hanno un ruolo preponderante nell'area in esame, i vuoti sono rappresentati quasi totalmente dalle fratture e faglie di origine tettonica. Tali discontinuità suddividono la roccia in porzioni piuttosto grandi e il flusso idrico risulta fortemente influenzato. Queste caratteristiche geometriche e meccaniche condizionano in modo determinante il flusso idrico sotterraneo, in quanto costituiscono delle vie preferenziali di infiltrazione dell'acqua. I deflussi in questi casi sono chiaramente influenzati dagli afflussi meteorici.

Uno studio approfondito di tale sistema (fondamentale per una buona pianificazione) necessiterebbe quindi di una ricostruzione dei circuiti idrici sotterranei tramite l'integrazione di dettagliati studi geologici, geologico-strutturali, geomeccanici e idrogeologici tradizionali con analisi più approfondite circa l'individuazione e la caratterizzazione delle "zone di

frattura". Questo consentirebbe di ricostruire con un buon grado di dettaglio il modello concettuale della circolazione idrica sotterranea, in particolare in relazione alla presenza di zone di intercomunicazione tra eventuali diversi livelli.

Eventuali escavazioni o manipolazioni effettuate senza le dovute conoscenze potrebbero infatti avere ripercussioni non solo sull'acquifero direttamente interessato dallo scavo, ma anche sulle manifestazioni idriche più superficiali, con conseguenze potenzialmente negative sulla portata delle sorgenti e dei corsi d'acqua della zona.

Ricostruire il circuito idrico sotterraneo, cercando di individuare i corpi idrici principali e quantificare il loro grado di interconnessione, è uno studio essenziale ai fini della pianificazione territoriale, infatti in fase di antropizzazione di zone caratterizzate da tali fratture si potrebbero creare delle connessioni tra questi "vuoti" prima inesistenti, dando vita così a un percorso di deflusso e espansione di eventuali contaminanti che, per esempio, in un'area industriale potrebbero trovare la loro genesi e diffusione. Giustappunto la zona industriale di Olbia è attraversata da una faglia avente direzione SW-NE che oltrepassa anche il centro urbano. Questa faglia rappresenta un elemento particolarmente critico, fondamentale nei percorsi dei fluidi. Una seconda faglia, parallela alla prima ma ubicata leggermente più a sud, attraversa la piana di Olbia, partendo dalla zona di Enas si sviluppa parallelamente all'aeroporto "Costa smeralda", per passare nei dintorni della foce del Padrogianus e proseguire verso Cala Saccaia. Anche questa è quindi ubicata in una porzione di territorio decisamente importante a livello urbanistico, sia attuale che futuro.

Altro esempio emblematico può essere fatto osservando come poco lontano dalla piattaforma impiantistica di gestione dei rifiuti di Spiritu Santu, di proprietà del Consorzio Industriale di Olbia, sia presente una frattura abbastanza estesa. Tale piattaforma comprende al suo interno una discarica operativa per rifiuti non pericolosi di proprietà consortile e una discarica dismessa di proprietà del comune di Olbia, quest'ultima a oggi individuata come sito contaminato dalla Regione Sardegna e sottoposta a interventi di Messa in Sicurezza Permanente. Qui più che in altre zone sarebbe fondamentale uno studio di dettaglio del modello idrogeologico che consenta di definire le direzioni di flusso della circolazione idrica sotterranea così da determinare un opportuno monitoraggio della qualità delle acque che permetta di rilevare possibili problematiche ambientali (l'infiltrazione di percolato e la diffusione di inquinanti in falda) e di prevedere eventuali e opportune opere di prevenzione e contenimento. Tale zona, inoltre, è ricca di piccoli corsi d'acqua e vede la presenza del Rio della Castagna, affluente destro dell'importante Rio Padrogianus. Vista la natura degli impianti e la normativa ambientale vigente, è prevedibile che per gli stessi esistano già studi idrogeologici di dettaglio e siano sottoposti a continui monitoraggi ambientali.

9.2.3 Fattori biologici

Tra i fattori biologici, prendiamo in considerazione il più importante che è rappresentato dalla vegetazione. Essa riduce sensibilmente l'impatto delle acque meteoriche sul suolo e ne facilita l'infiltrazione per la maggiore permeabilità dello strato superficiale interessato dalla deposizione del fogliame e dagli apparati radicali.

L'infiltrazione di acqua piovana nei suoli talvolta fa sì che essa impieghi più tempo per raggiungere i fiumi, riducendo la portata e quindi il rischio di inondazioni (mitigazione naturale delle alluvioni da parte del territorio). Gran parte delle risorse idriche nel suolo sono assorbite dalle piante, riducendo l'incidenza della siccità e quindi evitando la necessità di

irrigazione, con meno problemi di salinizzazione in agricoltura. Oltre a ciò, una maggiore infiltrazione di acqua riduce la dipendenza dagli impianti artificiali per la raccolta dei picchi di precipitazione. In questo modo la capacità del suolo e della vegetazione di trattenere acqua permette di immagazzinarla temporaneamente invece di raccogliere, canalizzare e depurare lo scolo.

Parti cospicue dell'area di nostro interesse sono coperte da macchia mediterranea, peraltro molto bassa e degradata dagli incendi.

9.2.3.1 Fattori antropici

L'occupazione di terreno, ovvero l'espansione di città e infrastrutture a spese dell'agricoltura, della silvicoltura o delle risorse naturali, è di norma correlata all'impermeabilizzazione del suolo, ossia la costante copertura di un'area di terreno e del suo suolo con materiali impermeabili artificiali come asfalto e cemento. Questa è considerata come uno dei maggiori processi di degrado del territorio. Il suolo svolge infatti una gamma molto ampia di funzioni vitali per l'ecosistema, ha un ruolo cruciale nella produzione alimentare oltre che di materiali rinnovabili come il legname, creando habitat adatti alla biodiversità del sottosuolo e di superficie, filtrando e moderando il flusso d'acqua verso le falde, rimuovendo, almeno in parte, le sostanze contaminanti, riducendo frequenza e rischio di alluvioni e siccità; inoltre aiuta a regolare il microclima in ambienti ad alta densità urbana, soprattutto laddove sostiene la vegetazione, oltre a svolgere funzioni estetiche a livello paesaggistico (AEA, 2012).

L'uso dei terreni rappresenta quasi sempre un compromesso fra esigenze sociali, economiche e ambientali diverse, ad esempio di abitazione, infrastrutture di trasporto, produzione energetica, agricoltura e protezione delle risorse naturali. La pianificazione territoriale può svolgere un ruolo importante nel favorire un uso più sostenibile dei terreni che prenda in considerazione la qualità e le caratteristiche di aree e funzioni del suolo diverse a fronte di obiettivi e interessi concorrenti, con un importante apprezzamento del valore del territorio e del paesaggio quali risorse limitate.

Da sottolineare il fatto che gli insediamenti urbani sorgono prevalentemente vicino alle zone più fertili, pertanto occupazione di terreno e impermeabilizzazione del suolo colpiscono spesso le aree più produttive.

Tra gli impatti principali dell'impermeabilizzazione del suolo si possono citare: la forte pressione esercitata sulle risorse idriche che causa cambiamenti nello stato ambientale dei bacini di raccolta delle acque, influenzando sugli ecosistemi e sui servizi che essi offrono e la riduzione dell'assorbimento di pioggia nel suolo, in casi estremi impedendolo completamente (AEA, 2012).

9.2.4 Infiltrazione efficace e coefficiente di infiltrazione potenziale

Al fine di determinare un ordine di grandezza della quantità d'acqua che si infila nel sottosuolo e giunge a far parte del cosiddetto saturo, è stato attribuito a ciascun complesso idrogeologico (alla cui descrizione si rimanda ai paragrafi successivi) un coefficiente di infiltrazione potenziale (c.i.p.), espresso in percentuale rispetto alla pioggia netta; i valori del c.i.p. sono stati scelti in base alle osservazioni effettuate in campagna ed a dati di letteratura (Celico, 1986; Civita, 1994).

COMPLESSI IDROGEOLOGICI	c.i.p.(%)
<i>Complesso delle plutoniti fessurate</i>	30÷35
<i>Complesso delle metamorfiti fessurate</i>	20÷25
<i>Complesso delle plutoniti alterate</i>	30÷40
<i>Complesso delle coperture detritiche ed alluvionali</i>	40÷60
<i>Complesso delle coperture eluvio-colluviali</i>	40÷50

9.2.5 Complessi idrogeologici e permeabilità relativa

Al fine di facilitare la lettura del territorio in chiave idrogeologica, le litologie sono qui di seguito divise e/o accorpate in complessi idrogeologici, in funzione delle loro caratteristiche di permeabilità relativa. Per complesso idrogeologico (Civita, 1973) si intende *"un insieme di termini litologici simili aventi una comprovata unità spaziale e giaciturale, un tipo di permeabilità prevalente comune ed un grado di permeabilità relativa che si mantiene in un campo di variazione piuttosto ristretto"*.

"COMPLESSO DELLE PLUTONITI E DELLE MIGMATITI FESSURATE"

E' costituito dalle rocce granitoidi (e manifestazioni filoniane connesse) del ciclo ercinico e dalle migmatiti paleozoiche.

In genere in Sardegna le rocce intrusive costituiscono degli acquiferi a bassa permeabilità nei quali l'acqua circola nella parte più superficiale, fino a una quota media di 40-50 metri (Celico, 1986); infatti la parte più superficiale della roccia é interessata da fratture derivanti da fenomeni tettonici e di decompressione. Tra le varie fratture, quelle più acquifere sono le verticali o sub-verticali mentre la porosità efficace é generalmente molto bassa. Nel territorio indagato il grado generale di permeabilità è molto basso per porosità, da basso localmente, in corrispondenza di faglie e fratture, medio per fratturazione.

"COMPLESSO DELLE PLUTONITI ALTERATE"

Alla rete di fratture che interessa la roccia granitoide si sovrappone una coltre superficiale discontinua, permeabile per porosità, costituita da un sabbione granitico grossolano misto a una frazione scarsa argillosa (vicino al regolite la frazione argillosa può sensibilmente aumentare determinando localmente l'intasamento delle fratture della roccia). Le fessure, come già detto generate da fenomeni tettonici e di decompressione, in condizioni climatiche favorevoli vengono interessate da una serie di fenomeni di alterazione fisica e chimica tra cui i più diffusi e frequenti sono quelli: termoclastici, crioclastici, di idratazione e idrolisi; anche gli apparati radicali contribuiscono a quest'opera di disaggregazione della compagine rocciosa. Dalla fascia di alterazione si passa gradualmente alla roccia fessurata e di seguito alla roccia sana. Altrettanto graduale é la diminuzione della permeabilità nello stesso senso. Nell'area il complesso presenta un grado di permeabilità medio-basso per porosità acquisita.

"COMPLESSO DELLE ALLUVIONI E DEI DEPOSITI RECENTI E ATTUALI"

I termini prevalentemente sabbiosi costituiscono gli alvei dei corsi d'acqua e delle aree golenali delle aree collinari e della piana di Olbia. Di limitata estensione, privi di cementazione, sono formati da sabbie e scarsi ciottoli di dimensioni centimetriche. Questi depositi, di potenza modesta, poggiano generalmente sui graniti più o meno alterati; sono sede di una certa circolazione idrica ed hanno come recapito gli alvei dei principali corsi

d'acqua. Presentano una permeabilità medio-alta per porosità.

Una coltre detritica orla i rilievi granitici delle quote superiori. Si tratta di clasti a spigoli vivi che si sono depositati al piede delle pareti granitiche più acclivi. Questi depositi, privi di cementazione, hanno una permeabilità medio-alta per porosità.

COMPLESSO DELLE COPERTURE ELUVIO-COLLUVIALI E DETRITICHE

Per quanto riguarda le coperture terrigene, malgrado la loro notevole estensione areale la limitata potenza ne fa degli acquiferi di potenzialità assolutamente trascurabile. Si tratta di coperture sabbioso-limose debolmente cementate derivanti dai processi di alterazione e arenizzazione del substrato granitico con, nella parte superficiale, clasti centimetrici e decimetrici derivanti da apporti detritici. Tuttavia la persistenza di questi livelli saturi anche se per pochi mesi all'anno non va trascurata nella caratterizzazione di queste terre dal punto di vista geotecnico.

9.3 Modello idrogeologico e manifestazioni sorgentizie

Nelle fratture all'interno dei graniti, che risultano pressoché costantemente sature d'acqua, la circolazione idrica è particolarmente lenta; queste fratture, che in genere risultano beanti fino alla profondità di 40-50 metri, localmente, lungo faglie e fratture, possono raggiungere la profondità di 100 metri.

In prossimità del tetto della roccia fratturata invece, la velocità dell'acqua è maggiore a causa della sua minore permeabilità rispetto alla copertura porosa costituita dalla coltre di alterazione (a meno di intasamenti prodotti dalla frazione argillosa). Dato che la circolazione idrica non si verifica a grandi profondità, la superficie piezometrica tende ad adattarsi alla morfologia esterna. In queste condizioni è evidente che le manifestazioni sorgentizie siano di piccola entità e di breve durata. Queste emergenze si concentrano in particolare dove le condizioni morfologiche determinano una concentrazione dei deflussi, dove la copertura di alterazione del granito arenizzato è molto sottile o assente e dove una manifestazione filoniana o un contatto col metamorfico (che con il granito costituirà un limite di permeabilità), si trovi in condizioni di giacitura favorevoli.

Le sorgenti sono con portate modeste e distribuite lungo le principali linee di frattura del basamento.

Grazie agli studi pregressi si può affermare che il territorio di Olbia è caratterizzato dalla presenza di un acquifero unico. La stessa affermazione non può essere fatta con certezza per quanto riguarda Berchiddeddu, per il quale sarebbe però necessario uno studio specifico e approfondito che esula dalle finalità del presente documento.

In ogni caso si può chiaramente affermare che gli acquiferi presenti nei territori di Olbia e di Berchiddeddu hanno sede sostanzialmente nei terreni di copertura (coperture detritiche ed alluvionali) e nei graniti arenizzati, mentre a maggiori profondità l'acquifero ha sede nei graniti fratturati. Non sono state infatti evidenziate differenziazioni idrogeologiche, legate a fattori stratigrafici e idrodinamici. Le difficoltà di drenaggio che caratterizzano alcune aree sono da attribuire alle scarse pendenze, alla bassa permeabilità orizzontale e verticale dei graniti arenizzati (in particolare vicino alla roccia fratturata, dove può aumentare la consistenza della frazione argillosa) ed alla possibile presenza di soglie idrauliche (filoni) che bloccano il deflusso sotterraneo.

9.4 La situazione idrogeologica dell'ambito di Olbia

Come precedentemente esposto nella parte relativa allo studio geomorfologico, il corso d'acqua più importante del territorio comunale di Olbia è il fiume Padrogiano. Esso assume questa denominazione nel tratto terminale, dopo aver ricevuto le acque del Rio Piricone. Precedentemente è noto come Fiume Enas e con questa denominazione riceve gli apporti del Rio Santo Simone e del Rio Parasole.

Il Rio Enas nasce nelle pendici del Monte Niddoni (1.231 m) lungo il versante orientale della catena del Limbara. Ha uno spartiacque di 179 Km indicato procedendo da occidente da M.te Telti (233 m), M.te Tundu (831 m), Mte Niddoni (1231 m), M.te La Eltica (600 m), P.ta Sa Pruna (695 m), M.te Sa Pianedda (819 m), P.ta De Torrida (870 m), P.ta Lu Casteddacciu (878 m), P.ta Di Lupinu (340 m), M.te Piccino (326 m). Escludendo il contributo del Rio Su Piricone, di cui si parlerà a parte, ha un corso principale lungo 39.4 Km che drena una superficie di 249 Km².

Il più importante affluente del Fiume Padrogiano assume il nome di Rio Su Piricone solo nella parte terminale, dall'ingresso nel territorio di Olbia. Precedentemente, più a monte esso assume, nell'ordine, il nome di Rio della Castagna, Rio Mannu e Rio Lerno.

Il Rio Su Lerno nasce nel territorio di Padru, a una quota compresa tra i 600 e i 700 metri dai versanti occidentali di P.ta La Pedra Bianca (775 m). Ha un alveo incassato nella roccia con curve piuttosto strette e riceve gli apporti di numerosi canali che incidono le ripide scarpate (tra di essi il più importante il C.le Sos Nidos che nasce alle pendici sud-occidentali di Monti Nieddu). Nei pressi della frazione di Cuzzola, sempre in territorio di Padru, il Lerno cambia bruscamente direzione di 90° in SSW-NNE secondo l'allineamento tettonico della faglia di Tavolara. Subito a valle della deviazione riceve numerosi affluenti sia dalla sua sinistra che dalla sua destra idrografica la maggior parte dei quali sono impostati su canali provenienti dai ripidi versanti della vallata. Procedendo verso nord è impostato su superfici a deboli ondulazioni costituite da colline granitiche più o meno intensamente alterate, lungo una vallata che tende gradualmente ad allargarsi. Tra i numerosi affluenti i più importanti sono il Rio di Baddevera, proveniente dalla sinistra idrografica, e i Rii Cadola, De Casteddu e De Biasi, dalla destra idrografica. Circa cinquecento metri più a nord della confluenza del Rio De Biasi, il corso d'acqua riassume il nome di Rio Mannu, subisce una leggera deviazione in S-N e lascia il territorio comunale di Padru per entrare in quello di Loiri-Porto S. Paolo.

Nel primo tratto ricadente nel territorio di Loiri, il Rio Mannu ha l'alveo profondamente incassato tra i rilievi collinari granitici, dopo qualche chilometro, a partire dalla confluenza col Rio d'Idda (suo affluente di sinistra), si getta in una vallata più ampia assumendo il nome di Rio della Castagna.

Il primo tratto del Rio della Castagna ha una direzione SW-NE, che mantiene fino al congiungimento col Rio de lu Mulinu che raccoglie ad ovest le acque di numerosi rilievi granitici tra cui P.ta di M.te Ruju (329 m) e P.ta di La Silvareda (351 m) e ad est invece, le acque dei rilievi metamorfici (Rio Sanalvò).

Nell'ultimo tratto il Rio della Castagna riassume la direzione S-N che manterrà fino al congiungimento col Fiume Padrogiano. Qui le minori pendenze hanno determinato la formazione di un alveo anastomizzato.

Il Rio Nannuri (affluente di destra del Rio Su Piricone) nasce nei rilievi che dominano l'abitato di Berchideddu a una quota di circa 300m e con andamento meandriforme attraversa le superfici a deboli ondulazioni a ovest di Loiri degradanti verso la piana di Olbia.

Lungo questo corso d'acqua, caratterizzato da un bacino di raccolta piuttosto modesto, a non grande distanza dal confine amministrativo con Olbia, nel 1929 è stato realizzato un invaso di 200.000 mc per usi irrigui.

Il secondo corso d'acqua in ordine d'importanza è il Rio S. Giovanni. E' delimitato da uno spartiacque di circa 80 Km passante per P.ta Occhione (387 m), M.te Ruju (260 m), P.ta di Tre Monti (298 m), M.te Pino (742 m), P.ta Cugnana (650 m), Monte di La Mizana (209 m), P.ta Turrita (360 m) e drena una superficie di circa 185 Km². Nasce dalle pendici dei Monti Alturina (495 m) e Scupagliu (445 m), ed è impostato in netta prevalenza su litologie granitiche.

Il Rio Saligheddu ha un andamento prevalente W-E, un corso principale di 13 Km circa che sfocia vicino all'abitato di Olbia. Ha una bacino di circa 44 Km² e uno spartiacque di 35 Km individuato da P.ta Lu Luggiu (311 m), M.te Pino (342 m), P.ta Niedda (241 m), M.te Telti (233 m). E' impostato sul basamento granitico e dalle coperture alluvionali e terrigene eluvio-colluviali. Il reticolo idrografico è poco gerarchizzato probabilmente a causa della permeabilità medio-elevata delle coperture alluvionali.

9.5 La situazione idrogeologica dell'ambito di Berchiddeddu

Appare opportuno ricordare che il territorio di Berchiddeddu ricade all'interno di due bacini idrografici: la zona più settentrionale nel bacino del Liscia mentre quella meridionale nel bacino Coghinas-Mannu-Temo.

Il corso d'acqua più importante della parte ricadente all'interno del bacino del Liscia è il Rio Pelasole, affluente destro del Rio Padrogiano.

Il Rio Pelasole, lungo circa 12880 m, nasce nei pressi del Monte de Lu Cummaru (380 m s.l.m.) come Rio Su Sciaseddu, diventa Rio Sos Campittos nelle vicinanze dell'abitato di Trainu Moltu per poi prendere il nome di Rio Pelasole. I suoi affluenti sinistri sono: Rio San Tommeo, Canale dell'inferno, Riu Lu Celbu, Riu sos Mandras e il Riu San Paolo.

Da segnalare anche la presenza del Riu d'Idda nella zona orientale del territorio, affluente destro del Rio Su Piricone di cui si è discusso in precedenza.

Per quanto riguarda invece l'area meridionale il corso d'acqua principale presente nel territorio di Berchiddeddu è il Riu Mannu. Il corso d'acqua appartiene al bacino idrografico del Coghinas. Tale porzione di territorio è ubicata nell'Ambito di Paesaggio del Coghinas orientale che oltre al territorio in esame comprende quelli dei comuni di Berchidda, Monti e Oschiri nonché porzioni dei territori di Alà dei Sardi, Buddusò e Padru. Il Riu Mannu è il corso d'acqua principale del suddetto Ambito e va a confluire nel Lago Coghinas. Il bacino imbrifero del Fiume Coghinas, la cui dimensione è stimata in 2.452,9 km², è dato dalla somma di tre sub-bacini: Riu Mannu di Ozieri, Riu Mannu di Oschiri, Riu Mannu di Berchidda; al suo interno sono situati tre bacini artificiali: il bacino omonimo, l'invaso della diga di Monte Lerno e l'invaso della diga di Casteldoria.

All'interno del territorio di Berchiddeddu sono presenti una serie di piccoli corsi d'acqua stagionali, affluenti di destra del Riu Mannu, tra questi il più importante è il Rio Soliris, ha una lunghezza di circa 5 Km e nasce tra Punta Soliris (709 m s.l.m.) e Punta Intro 'e Serra (649 m s.l.m.).

9.6 La situazione idrogeologica delle Isole

Come esposto in precedenza, nella trattazione della geomorfologia di Tavolara e Molara, in

queste isole la presenza di acqua dolce è quasi totalmente assente, si possono solo citare le fonti stagionali di "la Minerale" nella zona di Punta Timone e la Fonte di Scirocco.

Giusto sul piano compreso tra Punta del Papa e la cresta del Castellaccio (a circa 200 m s.l.m.) si possono rinvenire i resti della idrografia superficiale di origine pre-carsica.

A Molara sono presenti altre due sorgenti e un piccolo corso d'acqua.

Vista la natura geomorfologica delle isole si trovano nel territorio i solchi da ruscellamento concentrato, dovuti alla concentrazione dei flussi superficiali in piccole aree caratterizzate da rivi con portata e velocità di corrente elevata (*gully*). Le litologie che le costituiscono sono fondamentalmente caratterizzate da una permeabilità molto bassa che arriva ad avere un grado medio in corrispondenza di sistemi di fatturazione sviluppati e presumibilmente in quelle aree contraddistinte da uno sviluppo di reti idriche di circolazione ipogea sviluppatasi grazie a fenomeni di carsismo.

10 CONCLUSIONI: DALLE ANTECIPAZIONI SUL PAESAGGIO AGLI INDIRIZZI

E' da precisare, comunque, che questa analisi dovrà essere integrata, ai fini della conoscenza completa dell'ambiente di Olbia, con quella eseguita in parallelo relativamente alla parte più strettamente agronomico-forestale e pedologica. Pertanto, la definizione delle linee urbanistiche negli aspetti decisionali dovrà fondarsi sul confronto tra la presente e le altre indagini ambientali: ognuna di queste, infatti, ha approfondito una parte degli aspetti dell'ambiente. Per quanto concerne le tematiche trattate in questa sede, invece, si possono definire le seguenti osservazioni valide come elementi operativi e di riferimento di base della pianificazione e della successiva attuazione urbanistica.

Ed è anche, questa parte, una sorta di introduzione alla definizione tipologica dei paesaggi olbiesi. Intanto emerge subito, da un'osservazione a macroscala, come il territorio comunale sia suddiviso in tre macroambiti di cui, quello centrale, è quello strutturalmente ribassato.

A queste macro suddivisioni ne seguono ovviamente delle altre di ambito più limitato che, in qualche modo, specificano e specializzano allo stesso tempo questi tratti fondamentali. E' una suddivisione in base alla geomorfologia, alla geostruttura o alla tettonica ma anche all'inserimento dell'uomo all'interno di questo contesto, quindi alla organizzazione di base che egli ha impresso al territorio umanizzandone, per quanto è stato possibile, gli originari paesaggi.

I settori "sollevati" strutturalmente, ovvero differenziati altimetricamente, sono caratterizzati dai massicci paelozoici, granitici e migmatitici e si distinguono per la morfologia accidentata, aspra, per le superfici particolarmente inclinate, le valli incise, per il reticolo idrografico guidato dalla tettonica. Questi elementi determinano la limitata antropizzazione e la copertura del territorio da parte della vegetazione naturale, laddove non affiora direttamente la roccia o non vi sono interventi di forestazione. La presenza dell'uomo è quindi limitata alla silvicoltura subordinatamente al pascolo.

E' il settore ove le forme del paesaggio e i caratteri dell'ambiente raggiungono la loro più elevata caratterizzazione e tipizzazione e in cui si osserva nettamente l'effetto combinato delle due dominanti che hanno reso questo settore così singolare e problematico: la litologia di base (il cosiddetto batolite ercinico) e la tettonica. L'andamento marcatamente strutturale e orientato dei sistemi morfologici ivi presenti, valli e creste, reticolo idrografico, mettono infatti in evidenza questa stretta interrelazione tra comportamento del basamento e influssi tettonici, o meglio la risposta del complesso scistoso cristallino agli effetti geodinamici delle

spinte (prima) e dei rilasci (dopo) imposti a questo settore di territorio dall'evoluzione strutturale nel corso delle varie (in senso geologico) fasi parossistiche.

Questo condizionamento, notevole, del paesaggio, cui per altro occorre associare le morfologie accidentate e le quasi sempre ripide inclinazioni delle superfici di versante, non può che suggerire una forte considerazione dal punto di vista urbanistico, indirizzata proprio nel senso della sua più naturale vocazione: un uso fondamentalmente ambientale e silvicolo. Una destinazione, cioè, ove prevalgono le forme di utilizzazione compatibili con la conservazione degli equilibri paesaggistici ed ambientali oggi presenti. Quivi la vegetazione, alta o a macchia, bene si inserisce e può essere favorita per i suoi effetti benefici anche in termini di sviluppo del suolo e di ostacolo al dilavamento dei versanti, quindi al ruscellamento a valle delle coltri ciottolose che, visti i tempi di corruzione molto limitati a causa della forte inclinazione delle superfici topografiche, potrebbe causare dei danni soprattutto laddove sono evidenti fenomeni di instabilità geomorfologica.

La vegetazione, quindi, è da conservare favorendone il reimpianto artificiale, come di fatto già avviene, soprattutto a causa della presenza di falde di detrito cui imputare la possibile attivazione di eventi franosi o per il verificarsi di fenomeni di erosione accelerata del suolo, come detto. Più che per la presenza di singoli monumenti naturali, o di beni geomorfologici in senso molto stretto riconducibile alle macroforme a tafoni, queste aree si caratterizzano per l'insieme dei tratti, come si diceva prima, e per l'associazione diretta e sensibile di elementi influenzati dalla struttura, tanto da costituire una dominante paesaggistica, una caratteristica marcatamente ricorrente che segue per altro le linee prevalenti dei principali sistemi imbriferi di questo territorio.

Tali elementi, unitamente alle aree di affioramento roccioso elaborate e modellate dall'erosione e/o ai picchi rocciosi isolati, costituiscono il "corredo" morfologico di un quadro ambientale complesso pur se linearmente articolato. Sono due settori, questi, che appaiono caratterizzati da elevata naturalità dei luoghi, ossia, da ambiti generalmente non molto antropizzati.

Proprio in questi settori, come detto, si raggruppano le più eclatanti, in senso estetico, oltre che strutturale intrinsecamente inteso, forme del paesaggio, rappresentate da quel susseguirsi di superfici aspre, culminanti in settori in cui alla linearità imposta dagli eventi tettonici si associa un'articolazione naturale e un'evoluzione di forme, per altro classiche dei complessi cristallini, artisticamente tafonate ed arrotondate dalla defoliazione. Un paesaggio in cui le geometrie ad andamento lineare si associano e si fondono con i risultati dell'erosione sub-area laddove le forme addolcite hanno prodotto, ma non tanto da nascondere o annullarne il motivo strutturale dominante, delle strutture ricorrenti, particolarmente suggestive.

L'elemento fondamentale dal punto di vista delle possibili, future, destinazioni d'uso, rappresentato dalla pendenza delle superfici che raggiungono a tratti inclinazioni di oltre il 30%, può suggerire un orientamento pianificatorio rivolto alla implementazione dei valori naturalistici e ambientali, con usi più finalizzati in questa direzione. I raccordi tra questi "alti" e l'area di piana, invece, bene si prestano all'uso agricolo, laddove le condizioni dei suoli lo permettono, o a quello zootecnico, in ciò favoriti dalla debole inclinazione delle superfici e della relativa disponibilità d'acqua.

Il settore occidentale nella fascia altimetrica medio-elevata quindi, viste le sue vocazioni naturali e vista la necessità di conservare l'equilibrio ambientale raggiunto, come si diceva, è da destinare ad un uso ambientale di mantenimento e miglioramento, per quanto possibile, del carattere di naturalità del territorio, associato ad un uso che potrebbe comportare la

fruizione ambientale specializzata. E' il settore, cioè, ove possono trovare "uso" compatibile la destinazione a rimboschimenti produttivi, possono essere possibili gli usi pastorali, la silvicoltura, il turismo guidato a tema ambientale, educativo o ricreativo comunque ecocompatibili.

Particolare attenzione occorre destinare alle zone ove sono state cartografate falde di detrito, momentaneamente stabilizzate o meno, onde evitare che un intervento inadeguato possa innescare fasi di erosione accelerata o cadute gravitative di blocchi o falde. Un'analisi puntuale di queste situazioni, potrebbe meglio acconsentire di definire gli eventuali interventi da adottare.

Alle quote inferiori, invece, molto diversificata soprattutto per occupazione del suolo, costituzione geolitologica e aspetto geomorfologico, per tratti paesistici ed ambientali e per il livello di antropizzazione in genere, si riconoscono facilmente - come si diceva - due ambiti distinguibili come aree interne che si sviluppano nella piana del Fiume Padrogiano e Saligheddu e come fascia costiera.

In entrambi questi ambiti, caratterizzati da una morfologia meno aspra ed accidentata rispetto alle aree precedentemente indicate, lo sviluppo agricolo da un lato e quello turistico dall'altro sono da favorire e incoraggiare, rafforzando, per quanto possibile, la potenzialità naturale già offerta. Tale sviluppo infatti può benissimo integrarsi creando importanti opportunità di reddito aggiuntivo soprattutto per le aziende agricole e zootecniche.

Lungo la fascia costiera, tuttavia, pur non essendovi prescrizioni generalizzate e di principio, di volta in volta e sito per sito si dovranno puntualmente effettuare gli studi di impatto che valutino la compatibilità tra i singoli progetti di nuovi insediamenti e lo stato dei luoghi. Questa attenzione dovrà essere riposta a maggior ragione nel caso che le aree di interesse siano particolarmente vicine alle linee di costa determinando un'interazione diretta e sensibile tra nuovi insediamenti e ambiente biologico marino di cui potrebbe potenzialmente essere alterato l'equilibrio naturale.

Nella aree di piana o limitrofe al sistema drenante del Fiume Padrogiano (ed affluenti principali), del Rio Siligheddu e dei numerosi piccoli impluvi che caratterizzano la fascia costiera, il carattere marcatamente torrentizio dei corsi d'acqua, le localizzate difficoltà di deflusso e drenaggio e la scarsa arginatura degli alvei, consigliano d'impedire gli insediamenti abitativi rurali.

A tal proposito si richiama l'attenzione sull'importanza di una continua opera di monitoraggio e di manutenzione dei corsi d'acqua, in particolare in prossimità degli insediamenti urbani e delle più importanti infrastrutture viarie (tra cui le principali strade vicinali). Infatti presenza di cumuli di rifiuti o di eccessiva vegetazione in alveo, particolarmente in corrispondenza di ponti, l'incuria degli argini che col passare degli anni risultano sempre più esigui, costituiscono fattori di rilevante pericolosità ambientale in occasione di eventi meteorici di particolare violenza. Gli interventi di trasformazione urbanistica prevista nel P.U.C., se rilevanti, saranno acconsentibili previo approfondimento specifico dei problemi, di volta in volta, alla luce delle ipotesi di destinazione urbanistica e della potenziale sostenibilità del territorio e dell'ambiente che dovrà riceverli.

In particolare dovranno essere verificate le ipotesi di sostenibilità dei carichi aggiuntivi che verranno trasmessi dalle strutture di fondazione, alla luce delle osservazioni svolte nella parte geotecnica e in riferimento alle singole aree di intervento coerentemente con i caratteri del territorio. Per ogni zona, cioè, in relazione alla tipologia della struttura o dell'intervento da realizzare, dovranno essere approfondite le indagini geologico-tecniche per verificare se le indicazioni d'ambito fornite in seno al presente studio possono essere adottate o se debbono

essere modificate.

Ciò è valido, in particolare, per le strutture che hanno una certa incidenza sul terreno, come quelle a prevalente sviluppo verticale o quelle che, sia pure a sviluppo orizzontale, assumeranno comunque una stensione ragguardevole. Le nuove infrastrutture di rete, o a sviluppo lineare, dovranno essere in particolare supportate da indagini specifiche, volte non solo a stabilire la relazione di equilibrio tra comportamento del terreno e strutture in elevazione, ma anche a verificare che le trasformazioni addotte sull'ambiente e sul paesaggio siano compatibili con i caratteri del territorio e non si creino impatti negativi. In particolare ai fini attuativi la realizzazione dei piani di espansione (zone C, D, G, ecc.) dovranno essere supportate da apposito studio di dettaglio geologico-tecnico, così come previsto dal D.M. 18.3.1988 che stabilisce criteri e tipologia degli elaborati da produrre e che si allega fuori testo per una più meditata lettura.

Alcune considerazioni sono infine necessarie dal punto di vista idrogeologico tenendo conto, anche per questa tematica, delle due situazioni di rilievo e di pianura, come evidenziato.

A tal fine, il Comune, nonostante le competenze in materia di sfruttamento delle acque sia in capo alla provincia è bene che si accerti della destinazione delle acque oggetto di nuova richiesta di sfruttamento nelle aree della piana di Olbia non distanti dalla linea di costa, imponendo la presentazione dello studio idrogeologico che trasferisca in un modello (matematico o altro) la dinamica del nuovo evento una volta che abbia a realizzarsi l'opera di emungimento. Ciò in particolare per le acque destinate a utilizzi produttivi, esulando dal semplice approvvigionamento idropotabile. Da tale studio di impatto/compatibilità ambientale dovrebbe evincersi che il nuovo sfruttamento non vada a deteriorare la situazione idrogeologica della piana innescando il fenomeno della ingressione delle acque marine o di contaminazione degli acquiferi. Tali situazioni infatti hanno origine da fenomeni di sfruttamento esagerato e da sversamenti inconsulti di sostanze inquinanti. Uno studio di impatto ambientale, in definitiva, che metta in evidenza il livello di interferenza con il sistema idrogeologico di fatto in essere.

Potrebbero però essere favorite le opere le cui acque, una volta emunte siano destinate a ricadere sul suolo, ad esempio quelle per l'irrigazione, per cui la loro infiltrazione può concorrere al rimpinguamento delle falde: attività, anche questa, notevole e di cui occorre tener conto.

BIBLIOGRAFIA DI RIFERIMENTO PER LA GEOLOGIA

- AEA (2012)** – “Orientamenti in materia di buone pratiche per limitare, mitigare e compensare l'impermeabilizzazione del suolo”. Agenzia Europea per l'Ambiente, Copenhagen.
- Arrigoni P.V. (1968)** - “Fitoclimatologia della Sardegna”; da: Webbia, 1-100.
- MINISTERO DEI LAVORI PUBBLICI** (Servizio idrografico); Sez. Autonoma Genio Civile con sede in Cagliari - “ANNALI IDROLOGICI PER I BACINI CON FOCE NEI LITORALI DELLA SARDEGNA - Anni 1950-1980”.
- Barca (1991)** - “Phénomènes de résédimentation et flysch hercynien a facies Culm dans le “synclinal du Sarrabus” (SE de la Sardaigne, Italie). C.R. Acad. Sci. Paris. 313.S.2. 1051-1057.
- Barca et al. (1992)** - “Relationships between foredeep deposits and hercynian nappe building in southeastern sardinia (Italy)” - Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements. A volume dedicated to Tommaso Cocozza, Siena
- Carmignani L., Franceschelli M., Gattiglio M., Pertusati P.C., Ricci C.A. (1882)** “Attuali conoscenze sul ciclo ercinico della Sardegna settentrionale”. In: Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo.
- Carmignani L. el Alii (1989)** - “Basement structure and Mesozoic-Cenozoic evolution of Sardinia”. In: Boraiani et alii (eds). The lithosphere in Italy: Advances in Earth Science research. Acc. Naz. Licei, Roma.
- Carmignani L. el Alii (1989)** - “Tertiary compression and extension in the sardinian basement”. - Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata. Vol. XXXVI - March-December 1994.
- Carmignani L. et Alii (1992)** - “Struttura della catena ercinica in Sardegna. Schema dell'evoluzione del basamento sardo”.
- Carmignani L. et Alii (1994)** - *The Hercynian chain in Sardinia (Italy)*. Geodinamica Acta, 7, 31-47.
- Cherchi A. Et Alii (1980?)** - “Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 181-182-194-195-207-208- Sardegna”. - CNR
- Cherchi A. & Montadert L.(1982)** - “Il sistema di Rifting Oligo-Miocenico nel Mediterraneo Occidentale e sue conseguenze paleogeografiche sul Terziario Sardo”. - Mem. Soc. Geol. It., pp. 109- 115.
- Clarke A.O. (1991)** – “A boulder approach to estimating flash flood peaks”. Bulletin of the Association of Engineering Geologist 28, 45-54.
- Fadda A.F., Pala A. - (1992)** - “LE ACQUE DELLA SARDEGNA”- Coedisar Cagliari
- Franceschelli M., Memmi I., Ricci C.A. (1982)** - “Zoneografia metamorfica della Sardegna settentrionale”. In: Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo.
- Ghezzo C & Orsini J.B. (1982)** - “Lineamenti strutturali e composizionali del batolite ercinico sardo-corso in Sardegna”. In: Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo.
- Ghezzo C , Memmi I., Ricci C.A. (1982)** - “Le granuliti e le eclogiti della Sardegna nord-orientale”. In: Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo.
- Pala et al.(1982)** - “Schema geologico strutturale della Sardegna”. - Estratto da: “Ricerche geotermiche in Sardegna con particolare riferimento al Graben del Campidano” - CNR - Pisa.

- P.d.G (2014)** – *Piano di Gestione del SIC. Isola di Tavolara Molara e Molarotto (ITB010010)*.
R.A.S.
- Servizio Geologico Nazionale (1997)** - *“Carta geologica della Sardegna in scala 1:200.000”*. Comitato scientifico: S. Barca, L. Carmignani, G. Oggiano, P.C. Pertusati, I. Salvadori.
- Sgavetti M. (1982)** - *“Analisi preliminare degli elementi morfostrutturali lineari della Sardegna”*. - In: Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche
- Ulzega A. (1988)** – *“Geomorphological Map of Marine and Contineantal Sardinia. Italy”*.
C.N.R., Istituto Geografico De Agostini. Novara.