

UDC



UNIVERSIDADE DA CORUÑA

GÉNESIS DE CAVIDADES GRANÍTICAS EN AMBIENTES ENDÓGENOS Y EXÓGENOS

Juan Antonio Mayor Rodríguez

GÉNESIS DE CAVIDADES GRANÍTICAS EN AMBIENTES ENDÓGENOS Y EXÓGENOS

Tesis Doctoral

Instituto Universitario de Geología Isidro Parga Pondal

Juan Antonio Mayor Rodríguez

2011

2011

**INSTITUTO UNIVERSITARIO DE XEOLOXÍA “ISIDRO
PARGA PONDAL”**

TESIS DOCTORAL

**Título: “GÉNESIS DE CAVIDADES GRANÍICAS EN AMBIENTES
ENDÓGENOS Y EXÓGENOS”.**

Presentada por: JUAN ANTONIO MAYOR RODRÍGUEZ

Dirigida por: JUAN RAMÓN VIDAL ROMANÍ

A CORUÑA, NOVIEMBRE DE 2011

Resumen:

El granito de *O Pindo, Ézaro*, NO de España, alberga un notable conjunto de formas, de las que son especialmente interesantes las cavidades del tipo gnamma (pía o pila) y tafone (cachola). En ciertos casos ambas formas están relacionadas formando parte de un mismo proceso, de naturaleza endógena y producido en la etapa magmática elástica, denominado "concentración de cargas" que origina recintos lacunares o zonas de la roca más debilitadas, que serán posteriormente explotadas por la meteorización en condiciones exógenas (fase magmática epigénica). Los tafoni indican con su presencia antiguas líneas de costa, constituyen microhábitats y dan lugar a paisajes característicos desde el punto de vista geomorfológico. Estas formas, junto con otras macro y microformas graníticas forman conjuntos singulares que bien merecen el apelativo de Monumentos Naturales.

Resumo:

O granito de *O Pindo, Ézaro*, NO de España, alberga un notable conxunto de formas, das que son especialmente interesantes as cavidades tipo pía (gnamma ou pila) e cachola o cacheira (tafone). En certos casos ámbalas dúas formas están relacionadas formando parte dun mesmo proceso, de natureza endóxena e producido na etapa magmática elástica, denominado "concentración de cargas" que orixina recintos lacunares ou de plastificación que son zoas onde a rocha, máis debilitada, será posteriormente explotada pola meteorización xa que logo en condicións esóxenas (fase magmática epixénica). As cacholas indican coa súa presenza antigas liñas de costa, constitúen microhábitats e dan lugar a paisaxes características dende o ponto de vista xeomorfolóxico. Estas formas xunto con outras macro e microformas graníticas forman conxuntos singulares que ben merecen o apelativo de Monumentos Naturais.

Abstract:

O Pindo granite, *Ézaro*, NW of Spain, includes a very interesting set of granitic forms. Tafoni and gnammas are fairly remarkable cavities among granitic microforms. Sometimes both forms are related under the same endogenetic process into the elastic stage of magmatic consolidation named "stress concentration process". This process generates lacunar areas, places where the rock is more weakened, that will be preferably exploited by the weathering, now under exogenetic conditions (epigenetic stage of magmatic evolution). The presence of tafoni indicate ancient sea levels, form microhabitats and produce remarkable landscapes. These granitic forms form characteristic sets which must be considered as Natural Monuments.

Don Juan Ramón Vidal Romaní Catedrático de Universidad en el área de Geodinámica Externa y Director del Instituto Universitario de Geología de la Universidad de Coruña

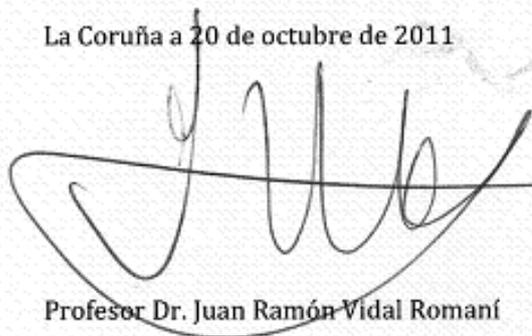
CERTIFICA

QUE la presente memoria titulada "Génesis de cavidades graníticas en ambientes endógenos y exógenos "que presenta Juan Antonio Mayor Rodríguez para optar al grado de Doctor por la Universidad de A Coruña fue realizada bajo mi dirección y supervisión.

Considerando que representa un trabajo de Tesis, autorizo su presentación y defensa en el Instituto Universitario de Geología de esta Universidad.

Y para que así conste firmo el presente certificado

La Coruña a 20 de octubre de 2011



Profesor Dr. Juan Ramón Vidal Romaní



GÉNESIS DE CAVIDADES EN ROCAS GRANÍTICAS EN AMBIENTES ENDÓGENOS Y EXÓGENOS.

JUAN ANTONIO MAYOR RODRÍGUEZ -2011-

“(...) La poca luz que había estaba yéndose con rapidez, y nos sentíamos mucho más nerviosos porque faltaba poco para que se hiciera completamente de noche y se avecinaba viento del sur, que por haber logrado nuestros propósitos. Tras sufrir tremendas adversidades y realizar un esfuerzo ímprobo, estábamos presenciando una maravilla del mundo natural, y además éramos los primeros en hacerlo. Teníamos a nuestro alcance material que podía resultar de enorme importancia para la ciencia, y cada observación que hiciéramos serviría para convertir teorías en hechos. “()*

(Apsley Cherry-Garrard)

()Extracto tomado del capítulo 7 titulado “El viaje de invierno” del libro “El peor viaje del mundo. La expedición de Scott al Polo Sur”.*

AGRADECIMIENTOS

Esta tesis doctoral ha sido dirigida por el profesor Juan Ramón Vidal Romani y se encuadra dentro del área de conocimiento Geodinámica externa perteneciente al Departamento de Ciencias de la Navegación y de la tierra de la *Universidade de A Coruña*.

Quiero agradecer expresamente al profesor Juan Ramón Vidal Romani, director de esta Tesis, su dedicación, interés y ayuda en la elaboración de la misma; aprecio especialmente sus consejos y su experiencia a la hora de efectuar interpretaciones y reconozco su valía científica y humana gracias a la cual este trabajo ha podido llevar un buen rumbo. Quiero expresar también mi reconocimiento al resto de los miembros del Instituto de Xeoloxía Isidro Parga Pondal por sus comentarios y por su disposición a colaborar siempre que hubo oportunidad.

Agradezco también a mi familia y a todos los amigos y compañeros que tuvieron algo que ver en el presente trabajo por su ayuda en los trabajos de campo, por su ánimo y buena predisposición, así como por su desenfadado optimismo.

Deseo finalmente hacer un particular reconocimiento a Sylvia, mi mujer, amiga y compañera, ya que sin su apoyo, comprensión y desinteresada ayuda no hubiera sido posible concluir el trabajo; a ella especialmente le debo su ayuda en los diseños gráficos, los tratamientos estadísticos, discusiones y correcciones que han enriquecido notablemente el trabajo y que de tanta ayuda siempre han sido. Por todo ello le dedico muy especialmente este trabajo.

A Sylvia y a Giulia

ÍNDICE

CAPITULO I: JUSTIFICACIÓN, INTERÉS Y OPORTUNIDAD DEL TEMA. CONTEXTUALIZACIÓN.....		Pág.
		1
1.1.	Introducción	2
1.1.1.	Interés, oportunidad y actualidad del tema.....	2
1.1.2.	Objetivos.....	6
1.1.3.	Material y métodos.....	8
1.2.	Área de estudio.....	10
1.2.1.	Enmarcación geográfica.....	10
1.2.1.1.	Ubicación.....	10
1.2.1.2.	El "escenario" de O Pindo: sus límites.....	11
1.2.1.3.	Clima, suelo y vegetación.....	13
1.2.1.4.	Toponimia.....	13
1.2.2.	Enmarcación geológica.....	14
1.2.2.1.	Breve resumen de la historia geológica de Galicia.....	14
1.2.2.1.1.	Etapa oceánica: del Proterozoico al Devónico Superior.....	14
1.2.2.1.2.	Ciclo hercínico (390-220Ma) y las fases tardihercínicas.....	15
1.2.2.1.3.	Arrasamiento: el Mesozoico.....	18
1.2.2.1.4.	La reactivación alpina: Cenozoico (I) el Terciario.....	21
	- Paleógeno.....	21
	- Neógeno.....	22
1.2.2.1.5.	Modelado actual: Cenozoico (II) el Cuaternario.....	22
	- Pleistoceno.....	22
	- Holoceno.....	24
1.2.2.2.	Tectónica y petrología regional.....	27
1.2.2.3.	Mineralogía y petrografía.....	29
1.2.2.4.	Geomorfología.....	30
1.3.	Otros macizos en relación con O Pindo.....	32
1.3.1.	Macizos del grupo "Traba"	33
1.3.1.1.	Confurco.....	34
1.3.1.2.	Traba.....	34
1.3.1.3.	Pando.....	35
1.3.2.	Macizos sincinemáticos.....	35
1.3.2.1.	A Ruña.....	35
1.3.2.2.	Muros-Monte Louro.....	36
1.3.2.3.	Baroña (Barbanza).....	37
1.3.2.4.	Punta Nariga.....	37

CAPÍTULO II: REVISIÓN Y DISCUSIÓN DE LOS ANTECEDENTES HISTÓRICOS EN EL TRATAMIENTO DE LAS MICROFORMAS GRANÍTICAS. COMENTARIOS CRÍTICOS (I): TAFONI.....	Pág. 41
2.1. Generalidades.....	42
2.1.1. Cavidades.....	42
2.1.2. Concepto de pseudokarst. Las cavidades graníticas.....	44
2.1.3. Las formas graníticas.....	50
2.2. Formas puntuales (I): cavidades tipo <i>tafone</i>	51
2.2.1. Introducción.....	51
2.2.2. Definición de <i>tafone</i>	52
2.2.3. Ocurrencia y dimensionalidad.....	55
2.2.4. Distribución especial.....	56
2.2.5. <i>Cavernous weathering</i> vs. <i>Honeycomb Weathering</i>	57
2.2.6. Morfología de <i>tafoni</i>	60
2.2.7. Dinámica de <i>tafoni</i>	61
2.2.7.1. Velocidad de tafonización.....	61
2.2.7.2. Génesis de cavidades.....	63
2.2.7.2.1. Causas exógenas.....	63
a) Variación de la temperatura ambiental (termoclastia).....	63
b) Variación de la temperatura dentro y fuera del <i>tafone</i>	64
c) Factores termo-mecánicos.....	64
d) Mecanismo hielo-deshielo (crioclastia, gelifracción).....	65
e) Las hipótesis salinas.....	65
f) El factor sombra.....	67
g) Acción eólica.....	68
h) Abrasión marina.....	69
i) Las superficies endurecidas.....	69
j) La humedad ambiental.....	72
k) Procesos biológicos.....	73
2.2.7.2.2. Causas endógenas (no epigénicas).....	74
a) Aspectos teóricos.....	74
b) Aspectos prácticos.....	77
c) Modelos fotoelásticos.....	79
2.2.8. Etapas morfogenéticas de evolución de <i>Tafoni</i>	83
2.2.8.1. Iniciación o etapa isótropa.....	83
2.2.8.2. Etapa anisótropa.....	84
2.2.8.3. Etapa de amalgamación.....	84

	Pág.
2.2.8.4. Etapa de degradación.....	85
2.2.9. Clasificación de <i>tafoni</i>	86
2.2.9.1. Funcional de <i>Ottman y Dragovich</i> , 1959, 1969.....	86
2.2.9.2. Morfológica de <i>Rondeau</i> , 1958.....	86
2.2.9.3. Dimensional de <i>Demek</i> , 1964.....	87
2.2.9.4. Morfológica de <i>Tschang</i> , 1974.....	87
2.2.9.5. Morfológica de <i>Leyton y Andrade</i> , 1987.....	88
2.2.9.6. Morfométrica de <i>Sancho y Gutiérrez</i> , 1990.....	90
2.2.9.7. Morfológica de <i>Vidal Romaní y Twidale</i> , 1985, 1998.....	90
2.2.9.8. <i>Matukura y Tanaka</i> , 1999.....	92
2.2.9.9. Evolutiva de <i>Yee</i> , 2009, <i>Boxerman</i> , 2008.....	92
2.3. Discusión.....	93

**CAPÍTULO III: REVISIÓN Y DISCUSIÓN DE LOS ANTECEDENTES
HISTÓRICOS EN EL TRATAMIENTO DE LAS MICROFORMAS
GRANÍTICAS. COMENTARIOS CRÍTICOS (II): GNAMMAS
Y OTRAS. MACROFORMAS.....**

.....	95
3.1. Formas puntuales (II): Cavidades tipo <i>gnamma</i>	96
3.1.1. Definición y denominaciones.....	96
3.1.2. Tamaño, forma y ocurrencia.....	97
3.1.3. Dinámica I: génesis y evolución.....	98
3.1.4. Dinámica II: Evacuación de agua y detritus.....	99
3.1.5. Velocidad de formación.....	99
3.1.6. Tipos morfológicos.....	100
3.1.6.1. <i>Pías</i> de fondo cóncavo.....	100
3.1.6.2. <i>Pías</i> de fondo plano.....	101
3.1.6.3. <i>Pías</i> o perforaciones cilíndricas.....	101
3.1.6.4. <i>Pías</i> en sillón.....	102
3.1.7. Morfometría de <i>pías</i>	105
3.1.7.1. Dimensiones morfológicas básicas.....	105
3.1.7.2. Índices morfométricos.....	105
3.1.8. Evolución morfológica de las <i>pías</i>	106
3.2. Formas de disolución-precipitación: espeleotemas.....	108
3.3. Formas en relación con la estructura.....	112
3.3.1. <i>Polygonal cracking</i>	112
3.3.2. <i>Spheroidal disjunction</i>	113
3.3.3. <i>Sheet structure</i> : la exfoliación del domo.....	116

	Pág.
3.3.3.1. Nomenclatura.....	116
3.3.3.2. Características.....	116
3.3.3.3. Origen.....	117
3.4. Formas meteóricas o de alteración y mixtas: <i>rills</i> , <i>gullies</i> , <i>gutters</i> , <i>pits</i> , <i>clefts</i> y otras.....	124
3.5. Formas degradadas, residuales o de carácter secundario.....	128
3.6. Macroformas: domos, <i>tors</i> , <i>nubbins</i> y bloques.....	129
3.7. Discusión. Datación de las formas.....	132
- datación absoluta.....	132
- datación relativa.....	132
CAPÍTULO IV: EVOLUCIÓN DEL RELIEVE Y DE LAS FORMAS EN O PINDO.....	133
4.1. El paisaje y las formas graníticas.....	134
4.2. Características de los granitos.....	136
4.2.1. Generales.....	136
4.2.2. Geotécnicas.....	137
4.3. El macizo granítico de <i>O Pindo</i>	138
4.4. Las fracturas del granito de <i>O Pindo</i>	142
4.5. La historia geológica de <i>O Pindo</i>	146
4.6. La evolución de las formas en <i>O Pindo</i>	148
4.6.1. Etapa magmática viscosa.....	151
4.6.2. Etapa magmática plástica.....	157
4.6.3. Etapa magmática elástica.....	163
4.6.4. Etapa epigénica subedáfica.....	164
4.6.5. Etapa epigénica subaérea.....	166
4.6.6. Etapa degradativa.....	179
4.7. El relieve actual de <i>O Pindo</i>	190
4.8. Rasgos morfológicos actuales.....	195

	Pág.
CAPÍTULO V: RESULTADOS (I) TAFONI Y PÍAS EN O PINDO.....	202
5.1. Descripción de los <i>tafoni</i> de <i>O Pindo</i> y sus características distintivas.....	203
5.1.1. Definición, tamaño, forma y Tipología.....	203
5.1.2. Evolución.....	205
5.1.3. Estructuras que aparecen en <i>tafoni</i>	208
5.1.3.1. Estructuras del interior.....	208
5.1.3.1.1. <i>Honeycomb</i>	208
5.1.3.1.2. <i>Scalloped</i>	209
5.1.3.1.3. <i>Mamillated</i>	209
5.1.3.1.4. <i>Flaking</i>	210
5.1.3.1.5. Nervaduras.....	210
5.1.3.1.6. Espeleotemas.....	211
5.1.3.2. Estructuras mixtas: ventanas y viseras.....	212
5.1.3.3. Estructuras del exterior.....	212
5.1.3.3.1. Punteaduras.....	212
5.1.3.3.2. <i>Honeycomb</i> externo.....	213
5.1.3.3.3. Descamación externa.....	213
5.1.3.3.4. Estructuras de erosión lineal.....	213
5.1.3.3.5. Colonización por biota.....	214
5.1.3.4. Estructuras degradadas y relictas.....	214
5.1.4. Clasificación de <i>tafoni</i> basada en <i>tafoni</i> de <i>O Pindo</i>	230
5.1.5. Ocurrencia: distribución de <i>tafoni</i> en <i>O Pindo</i>	236
5.1.5.1. <i>Conclusiones</i>	241
5.1.6. El <i>Honeycomb</i>	244
5.1.6.1. Generalidades.....	244
5.1.6.2. Naturaleza fractal.....	247
5.2. Las <i>gnammas</i> de <i>O Pindo</i>	254
5.2.1. Generalidades.....	254
5.2.2. Tipologías.....	258
5.2.3. Clasificación de <i>gnammas</i> en <i>O Pindo</i>	259
5.2.4. El origen de <i>gnammas</i>	265
5.2.4.1. <i>Gnammas</i> monofásicas.....	265
5.2.4.1.1. Control estructural.....	265
5.2.4.2.2. Control litológico.....	266
5.2.4.2.3. Control climático.....	267
5.2.4.2.4. Control biológico.....	268
5.2.4.2.5. Control dinámico.....	268

	Pág.
5.2.4.2. <i>Gnammas</i> polifásicas subedáficas.....	268
5.2.4.3. <i>Gnammas</i> polifásicas por concentración de cargas.....	269
CAPÍTULO VI: RESULTADOS (II). DISCUSIÓN DEL MODELO ELÁSTICO DE FORMACIÓN DE CAVIDADES	271
6.1. Tratamiento estadístico de los datos de campo obtenidos con el martillo <i>Schmidt</i>	272
6.1.1. Diseño experimental.....	272
6.1.2. Resultados.....	275
6.1.3. Conclusiones de los resultados.....	283
6.2. Discusión.....	284
6.2.1. Generalidades.....	284
6.2.2. La independencia de los <i>tafoni</i> con el clima.....	287
6.2.3. Unos bloques se tafonizan y otros adyacentes no.....	289
6.2.4. Los procesos desagregativos se producen primero grano a grano y después en placas.....	290
6.2.5. La gran actividad interna y la externa casi nula.....	292
6.2.6. El cese de la tafonización incluso antes de haber llegado al total vaciado.....	292
6.2.7. Los <i>tafoni</i> se desarrollan en distintas posiciones.....	293
6.2.8. Las distintas morfologías.....	294
6.2.9. <i>Gnammas</i> y <i>tafoni</i> están relacionados.....	295
6.2.10. La propia indeterminación de formas.....	299
6.2.11. La formación de cavidades casi cerradas en condiciones ambientales resguardadas y poco propicias para la meteorización de la roca.....	301
6.2.12. Dimensionalidad y tipología de las cavidades.....	303
6.2.13. El <i>honeycomb</i>	304
6.2.14. El máximo desarrollo de la cavidad.....	306
6.2.15. Los distintos orígenes de las <i>gnammas</i>	307

	Pág.
CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES.....	308
7.1. Sobre la evolución del macizo.....	310
7.2. Sobre la evolución de las formas.....	311
7.3. Sobre los <i>tafoni</i> y <i>gnammas</i> en <i>O Pindo</i>	312
7.4. Sobre el modelo elástico.....	315
7.5. Sobre la importancia de las cavidades.....	316
CAPÍTULO VIII: REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	318
8.1. Libros, tesis y artículos de revistas.....	319
8.2. <i>Links</i> (Bibliografía electrónica).....	344
8.2.1. Personales.....	344
8.2.2. Instituciones y servicios.....	344
CAPÍTULO IX: ANEXOS.....	346
9.1. Anexo I: Glosario.....	347
9.2. Anexo II: Esfuerzo y deformación de las rocas.....	350
9.2.1. Esfuerzo.....	350
9.2.2. Las tensiones naturales.....	352
9.2.3. Deformación.....	354
9.2.4. Reología.....	356
9.3. Anexo III: Los granitoides gallegos.....	357
9.4. Anexo IV: Itinerarios.....	360
9.4.1. <i>Rego do Pindo-Fonte Mateu- O Barquiño- -Portela Ventosa</i>	362
9.4.2. <i>Punta do Pindo-Rego da Laxe- Anduriña</i>	364
9.4.3. <i>O Pindo-Rego do Apio-O Pedrullo-Campo Lourenzo- A Moa</i>	365
9.4.4. <i>Quilmas-Chan das Lamas-Onde se adora- -O Pedrullo-Cementerio</i>	367
9.4.5. <i>Quilmas-Chan das Lamas-Outeiro Naris- -Rego Botreiro</i>	368
9.4.6. <i>A Curra-Panchés</i>	370
9.4.7. <i>Caldebarcos-Arco de Carnota</i>	371
9.4.8. <i>Fieiro-Pedregal do Pindo-Cima da Arca- -Campo Lourenzo-A Moa</i>	372

	Pág.
9.4.9. Fieiro-Penafiel-Rego Caldeiras.....	373
9.4.10. Monte Groba-O Cadoiro-Central do Xallas.....	374
9.4.11. Ézaro-Caneliñas.....	380
9.4.12. Ancoradoiro-Monte Louro.....	381

KEY WORDS/PALABRAS CLAVE

Key words: *pseudokarst, granite cave, granite geomorphology, speleothem, tafoni, honeycomb, gnamma, weathering pit, panhole, alveoli, pseudobedding, polygonal cracking, case hardening, stress concentration effect, photoelasticity, boulder, etch surface, flaking, granular disintegration, joint, rock mass, weathering, sheet structure, batholith, salt weathering, country rock, granitic dome, O Pindo, Monte Louro, anti-tafone, armchair basin.*

Palabras clave: *pseudokarst, cueva granítica, geomorfología granítica, espeleotema, cachola, meteorización en panal, pía, pit, pan, alveolos, falsa estratificación, agrietamiento poligonal, costra de endurecimiento, concentración de carga, fotoelasticidad, bolo, superficies de corrosión, desintegración en placas, desintegración granular, diaclasas, macizo rocosa, meteorización, estructuras de exfoliación, batolito, meteorización salina, roca encajante, domo granítico, O Pindo, Monte Louro, anti-tafone.*

CAPÍTULO I

JUSTIFICACIÓN, INTERÉS Y OPORTUNIDAD DEL TEMA. CONTEXTUALIZACIÓN.



1.1. INTRODUCCIÓN

“La verdad es la realidad percibida por los ojos e interpretada por la mente” (Kant)

“No es la inteligencia sino la personalidad lo que hace ser a uno un buen científico” (Einstein)

1.1.1. Interés, oportunidad y actualidad del tema.

El presente trabajo trata en muchos aspectos sobre las cavidades que se desarrollan en granitos, profundizando en las denominadas *gnammas (pías)* y *tafoni (cacholas)*; estas formas, especialmente los *tafoni* no dejan de ser objetos singulares, sofisticadas, variadas, exquisitas y fascinantes, en muchos casos espectaculares, que se presentan en un buen número de tamaños y configuraciones. El estudio de estas formas presenta un gran interés tanto desde el punto de vista formal como general.

La información científica sobre *tafoni* y *gnammas* es dispersa y en muchos casos contradictoria, por lo que una de nuestras primeras y principales labores consiste en ordenarla, ampliarla y actualizarla, tarea a la que hemos dedicado gran parte de nuestro tiempo y esfuerzo.

El marco de referencia geográfico-geológico donde se circunscriben nuestras investigaciones es preferentemente el macizo de *O Pindo* junto con otros macizos graníticos adyacentes de referencia, que forman parte del basamento hercínico gallego. En el macizo de *O Pindo*, especialmente en su parte periférica centramos gran parte del trabajo, por ser a nuestro parecer donde las formas graníticas han tenido un mejor desarrollo y donde se conservan en buen estado los afloramientos (ver Fig.9.1. y Anexo 5 de Itinerarios).

Dicho macizo destaca y sobresale en su entorno por la coloración rosada que en muchas zonas es característica y llamativa, y por el aspecto agreste y hasta cierto punto caótico de su relieve, pero a medida que se profundiza en su estudio se ve como todo este contexto es, como no podría ser de otro modo, el resultado de la interacción entre distintos procesos internos y externos que la lógica de la geología, a la que *O Pindo* no es ajena, forma y modela, y en desentrañar estas relaciones ponemos todo nuestro empeño.

Parte de nuestra preocupación ha sido la de recabar pruebas que ilustren y corroboren las hipótesis endógenas en la generación de formas graníticas, centrándonos en la denominada “concentración de cargas”, que explica satisfactoriamente hechos como el origen, existencia y relaciones entre *gnammas* y *tafoni*, que otras teorías en nuestra opinión no lo hacen satisfactoriamente.

Se presta especial atención a la estructura denominada *honeycomb* o meteorización en panal, que ofrece una cierta independencia con la escala, especulando con su posible naturaleza fractal, y haciéndola participar en todo el proceso genético de una forma natural y lógica.

Paralelamente al desarrollo del trabajo sobre cavidades, se analiza la evolución del macizo de *O Pindo* donde se presentan las mismas, explorando su historia geológica desde el estado magmático inicial hasta la enorme "mole" que se puede observar hoy día, ligando los procesos endógenos iniciales con los exógenos que actuaron en épocas pretéritas pero que aún lo están haciendo en estos momentos, con lo que se logra una coherencia evolutiva natural en la interpretación del conjunto.

Este estudio consta de 9 capítulos. El primero es un desarrollo introductorio donde se fijan los objetivos y metodología a seguir y se delimita tanto geológica como geográficamente la zona de actuación, que es el macizo de *O Pindo*, pero para extraer conclusiones más fiables y obtener observaciones más amplias se tratan otras zonas graníticas del entorno (*Monte Louro, Baroña, Monte Galiñeiro, Punta Nariga etc.*), aunque el desarrollo de la Tesis se circunscribe básicamente a *O Pindo*, es su facies interna o de una mica que es la que ofrece mayor interés metodológico.

Así mismo en este capítulo se hace una referencia preliminar a la geología de Galicia con el ánimo de encuadrar la zona en su contexto histórico desde el punto de vista geológico y se sitúa en su marco de referencia geográfico correspondiente.

Los dos capítulos siguientes constituyen una profunda revisión crítica sobre los antecedentes históricos y el estado de los conocimientos científicos que atañe a las cavidades graníticas, en donde se dedica un especial énfasis a aquellos trabajos dedicados a *tafoni* y *gnammas* y a las hipótesis endógenas. No se descuidan aún así los aspectos exógenos, ni las referencias a otras micro y macroformas graníticas de interés.

En el cuarto capítulo se aborda el complejo tema de la evolución de las formas graníticas, tomando como modelo aquellas que se encuentran en *O Pindo*. Se observa una relación genética de las mismas, desde que el magma consolida hasta que el macizo es exhumado y explotado por los agentes externos, por lo que se describen las trayectorias de las distintas etapas que se han considerado junto con las formas que aparecen en cada una de ellas, completando el argumento de las relaciones entre forma y estructura.

Conectamos así mismo los contextos endógeno y exógeno de la generación de las formas graníticas de una forma natural acorde con las observaciones realizadas y con las experiencias efectuadas.

El siguiente capítulo se dedica al estudio concreto de las cavidades tipo *gnamma*, *honeycomb* y *tafone* que se desarrollan en el macizo granítico, basándonos en datos experimentales y observaciones de campo realizadas fundamentalmente en *O Pindo*, actualizando los trabajos realizados hasta la fecha y aportando nuevos datos y resultados. Estos resultados se enmarcan en el campo de la ocurrencia, dispersión y tipo de las cavidades existentes en la zona de estudio.

En el sexto capítulo se aportan resultados sobre el origen de *gnammas* y *tafoni* fruto de detenidas observaciones de campo, diseños experimentales y tratamientos estadísticos. Se trata además una profusa discusión sobre aquellos hechos que pueden explicar satisfactoriamente la hipótesis de la concentración de cargas.

Un séptimo capítulo contiene las conclusiones de forma sintética y ordenada los resultados más relevantes del trabajo y que ya habían sido destacados a lo largo del mismo.

Finalmente aparecen capítulos que contienen las referencias bibliográficas, tanto las obtenidas de forma tradicional, como los vínculos o *links* de *Internet* a través de las páginas *web* visitadas y consultadas, y un apéndice que consta de un glosario de términos donde se expone la traducción al español del léxico inglés más utilizado en la obra, unos breves comentarios informativos sobre aspectos tratados en la Tesis como los referentes al esfuerzo, la deformación y a la clasificación y tipos de granitos gallegos.

Por último se expone una descripción de los itinerarios de campo que se han llevado a cabo a lo largo de la investigación donde se describen las principales formas y los fenómenos más destacados que han sido observados en el campo; creemos que ha sido acertado incluirlos aquí, ya que ayudarán a situar al lector en un contexto espacial, invitándolo a realizar alguno de ellos que haya despertado su curiosidad.

Pensamos que los temas aquí tratados son de interés desde diversos puntos de vista, tanto geológico como ecológico y humano, y así queda patente en las conclusiones de la obra.

El interés geológico radica en que se ponen de relevancia las relaciones entre procesos internos y externos, se ordenan y sistematizan las formas graníticas, se clasifican y caracterizan las denominadas microformas puntuales tipo *gnamma* y *tafoni*, así como también el *honeycomb*, y se reconocen relaciones evolutivas de importancia entre las mismas. Además se recogen detalles morfológicos inéditos y se organizan otros que ya habían sido descritos con anterioridad.

Una segunda vertiente de interés es la geográfica, en el sentido que la obra aporta datos de formas graníticas que tienen un cierto valor como recursos paisajísticos en su contexto humano y social, demostrando la necesidad de conservarlas y protegerlas.

La importancia ecológica del entorno queda fuera de toda duda al tratarse de elementos del relieve que pueden albergar comunidades animales y vegetales e incluso microorganismos, como se ponen de manifiesto en el caso de los espeleotemas.

Queda pues evidente que la zona de estudio ofrece un marco inmejorable para el estudio de la geomorfología granítica y litoral en todas sus dimensiones en el marco de la geología gallega en conjunto.

Hacer Ciencia es realizar observaciones, hipótesis y experiencias, que nos conducirán a veces a abandonar viejas teorías y a intentar otras nuevas, siendo críticos con aquellas hipótesis que no ofrecían buena solvencia y sustituyéndolas por otras más de acorde con los hechos observados y las experiencias vividas. En este trabajo creemos haber puesto nuestros medios, tiempo y esfuerzo para que la ciencia de un paso más en el avance del conocimiento.

1.1.2. OBJETIVOS

Este trabajo de Tesis se enmarca dentro del contexto de la geología gallega del Cuaternario, y se centra especialmente en los aspectos significativos de un macizo granítico hercínico, en lo referente a la morfología, estructura y evolución de cavidades del tipo *gnamma* (*pía*) y *tafoni* (*cachola*). Paralelamente se estudian también la evolución de las formas en el contexto de la evolución del macizo. Teniendo esto en cuenta, destacamos los siguientes objetivos como prioritarios a la hora de emprender el presente trabajo:

- Proponer un modelo de evolución de relieve y de las microformas graníticas coherente con los datos obtenidos, donde los procesos internos y externos queden enlazados y relacionados, infiriendo la relevancia de los mismos en las diversas etapas. Fruto de esta evolución tratar de establecer una clasificación más moderna y completa de las formas graníticas especialmente de las microformas, enmarcándolas en su contexto geológico, clasificación a todas luces genética, que por otro lado completa otras ya existentes en la literatura científica.

- Identificar ejemplos de *tafoni* en los diversos casos conocidos hasta el momento y describir y clasificar los tipos más notables encontrados, distinguiendo las principales etapas de su evolución, desde su formación en el interior hasta su exposición subaérea, estimando las condiciones idóneas para su ocurrencia. Efectuar análisis análogos con *gnammas*, distinguiendo aquellas de origen interno y por tanto relacionadas con *tafoni*, de las de origen externo, que no guardan ningún tipo de relación con los mismos. Valorar la importancia de los distintos tipos de sistemas de fracturas en el macizo granítico en la génesis y evolución de las cavidades, especialmente aquellas denominadas *sheet structures* o fracturas curvas. Identificar los sistemas de fracturas más relevantes en *O Pindo*.

- Determinar a partir del "Modelo elástico de formación de cavidades" las distintas clases de cavidades que se presentan en las rocas graníticas de los afloramientos rocosos de *O Pindo* y relacionarlas con las que aparecen en otros macizos análogos, circunscribiéndolos a los granitos hercínicos gallegos, aunque se haga referencia a otros tipos. Ejemplificar a casos y lugares concretos de *O Pindo*, como las inmediaciones de la cascada del *Xallas* o el monte *A Moa*, donde el desarrollo de las cavidades y formas graníticas ha sido excepcional.

- Establecer los elementos morfológicos fundamentales que puedan definir una cavidad tafónica, así como los sistemas de cargas que permitan producirlos y caracterizar dimensionalmente las mismas, revisando estos mismos objetivos para las *gnammas*. Estudiar el *honeycomb* o diseño en panal, caracterizando su naturaleza y realidad geológica, en el mayor espectro posible.

- Recabar pruebas que sirvan para ayudar a la explicación satisfactoria y coherente de ciertos fenómenos asociados a la formación de cavidades en formas graníticas, ayudándonos del tratamiento estadístico de los datos y del diseño de experimentos desarrollados a tal fin. Este objetivo se completa y complementa con la búsqueda bibliográfica y el uso de las modernas tecnologías, que ayudarán a ilustrar mejor la idea propuesta.

- Completar una síntesis de las distintas teorías sobre la formación de *gnammas* y *tafoni* que han sido propuestas a lo largo de la historia de la ciencia y ofrecer un comentario crítico de las mismas, aportando una visión novedosa con las últimas investigaciones llevadas a cabo.

- Destacar las peculiaridades excepcionales que ofrece el macizo de *O Pindo* y zonas aledañas desde el punto de vista geológico, paisajístico y humano y que ayudaran a considerarlo en un futuro como un recurso de especial interés comunitario.

1.1.3. MATERIAL Y MÉTODOS

Cuando se establecen unos objetivos a realizar, lo siguiente que se debe plantear es la manera de alcanzarlos, es decir, con qué material humano y técnico se cuenta, cuál es el punto de partida y hasta dónde se pretende llegar, en otras palabras, qué metodología se va a seguir.

La consecución de los objetivos planteados en el punto anterior ha requerido el empleo de distintos materiales, técnicas y métodos, así como distintos escenarios, como son el campo, el laboratorio, la biblioteca o el despacho-ordenador, cada uno de ellos con su importancia relativa, pero todos necesarios para llevar a cabo el trabajo con éxito.

Los trabajos de campo se constituyen como la base fundamental en cualquier trabajo geológico y es de especial importancia en esta Tesis al tratarse de un tema relacionado con el Cuaternario, la Geomorfología granítica y el estudio de cavidades, y es por ello que la exploración *in situ* de los afloramientos, la selección de zonas, la toma y el tratamiento de muestras constituyen una labor irremplazable y fundamental (ver anexo 5).

En este aspecto las técnicas de campo que se emplearán incluirán materiales como la foto aérea (para seleccionar itinerarios, observar afloramientos rocosos, visualizar aspectos morfológicos y tectónicos), mapa (base topográfica o cartográfica imprescindible que relaciona diversos aspectos de la geología regional), martillo de geólogo (para toma de muestras), lupa de campo (para observar detalles minerales y texturales), cinta métrica (para medida de la fracturación, espaciado, abertura y continuidad de fracturas y cavidades), cámara de fotos digital (para obtener un registro gráfico de las zonas visitadas), brújula (para medir direcciones y buzamientos) y esclerómetro *Schmidt* (para el cálculo de dureza y resistencia compresiva de los distintos materiales rocosos).

La interpretación de los datos de campo es ardua y compleja y no exenta de riesgos (desde el punto de vista científico) ya que según piensa *Reed (1957)* con buen criterio "la interpretación de los datos, especialmente los de campo, es personal y varía con la formación, experiencia y personalidad de cada investigador".

La identificación y comparación de mineralogía, texturas y estructuras más relevantes *de visu*, a la lupa binocular y en lámina delgada por microscopía óptica polarizante en microscopio petrográfico de muestras minerales tiene importancia ya que ponen de manifiesto aspectos interesantes sobre las distintas facies, la caracterización de las discontinuidades y el grado de meteorización.

La observación de muestras por microscopía electrónica de barrido en trabajos realizados por el Instituto se revela como el método que ha dado más información en determinando aspectos de la investigación, como por ejemplo la de los espeleotemas.

Para el estudio de las características morfológicas del macizo y de sus aspectos dinámicos más relevantes se han seleccionado distintos itinerarios a lo largo de los cuales se han ido tomando muestras, notas y fotografías, a la vez que se han usado programas de ordenador como el *Google Earth* y *google maps* con objeto de obtener una visión aérea más completa y global de las zonas.

Finalmente para probar las hipótesis de concentración de carga y evolución genética de las cavidades se ha recurrido a datos bibliográficos, trabajos experimentales previos y se han utilizado modelos de cálculo como el de la X^2 y diseños experimentales con los datos obtenidos con el martillo *Schmidt* usando un tratamiento estadístico en la presentación de datos con del programa EXCEL.

Los resultados obtenidos son fruto de profundas reflexiones sobre temas que ya habían sido iniciados anteriormente por investigadores del Instituto de Xeología hace algunos años, sobre cuestiones que a nuestro juicio necesitaban profundas revisiones y puestas al día, a las que esta Tesis Doctoral pretende contribuir.

Somos conscientes que en los distintos aspectos de las diferentes ramas de la ciencia hay tendencias y escuelas, partidarios y detractores, visiones constructivas y otras que no lo son tanto. El tema que abordamos sobre cavidades no es ajeno a las vicisitudes de la Ciencia.

A lo largo de la historia hemos podido constatar diversas tendencias en el tratamiento de la formación de cavidades y de otras microformas graníticas, que se pueden resumir en dos, unas de corte exógeno y otras de corte endógeno.

Por un lado están las escuelas americanas o mejor dicho las de influencia anglosajona, en las que incluimos a autores estadounidenses, australianos e ingleses pero también italianos, centroeuropeos y asiáticos, que explican la formación de cavidades desde una perspectiva exógena en donde tienen importancia fenómenos de tipo *etching*, *case hardening*, *salt weathering* o cuña de hielo.

La otra vertiente la constituyen parte de las escuelas europeas donde se incluyen autores españoles, franceses, portugueses y también a hispanoamericanos, que consideran, con diferentes matices, que los fenómenos de naturaleza interna tienen algo (o mucho) que ver con la formación de cavidades.

El trabajo que aquí presentamos, sin pretender caer en el eclecticismo, liga ambas tendencias, la endógena y la exógena y procura valorar la influencia relativa que cada uno de los factores tiene en el proceso de formación de cavidades.

1.2. ÁREA DE ESTUDIO

1.2.1. Enmarcación geográfica

1.2.1.1. Ubicación

El macizo de *O Pindo*, lugar escogido para el grueso del desarrollo de la fase de campo en esta Tesis Doctoral, se halla situado entre los *Concellos* de *Dumbría* y *Carnota*, al SO de la ría de *Corcubión*, provincia de A Coruña, Galicia, NO de España (Fig.1.1.).

La comarca *O Pindo-Carnota* se encuentra en la Región Biogeográfica Atlántica, según la Red Natura 2000 Dir 92/43 CEE, donde ocupa un área de 4628'87Km², siendo la altura máxima el pico de *A Moa* de 620m, situado en el macizo de *O Pindo*. La altura media del conjunto de 143m. Sus coordenadas son 42°51'17" latitud N y 9°6'23" longitud W.

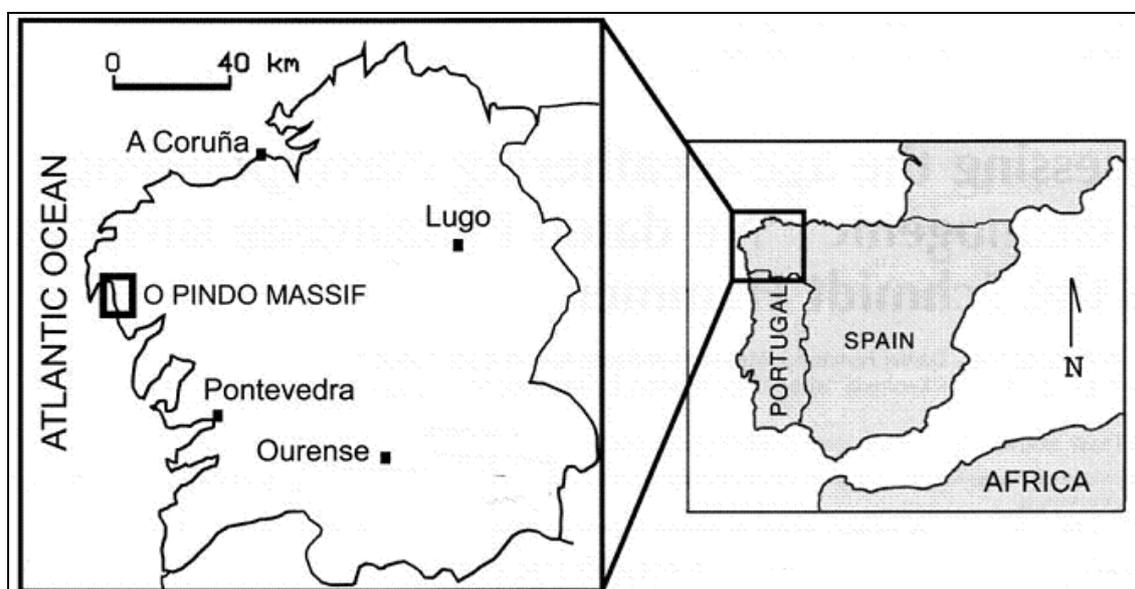


Fig.1.1. Contexto geográfico del macizo de *O Pindo* (*O Pindo Massif*), figura tomada de Sanjurjo et al, 2009, modificada por el autor.

O Pindo, cuyo nombre es análogo al de otro monte situado en Grecia, domina las tierras del "fin del mundo galaico" (*Fisterra* o *Finisterre*) y su nombre está ligado a un buen número de mitos y leyendas, tanto es así que fue denominado "El olimpo celta" por los historiadores románticos del XIX y su cumbre, *A Moa*, llamada la "Grande testa xupiteriana" por el insigne historiador gallego *Otero Pedrayo*.

La comarca cuenta con interesantes joyas geológicas como la desembocadura en cascada del *Xallas*, endemismos botánicas como el roble enano *Quercus lusitanica* o la *Centaurea corcubionensis*. Así mismo posee detalles etnográficos de gran interés como molinos fluviales, un molino de marea (en *Muros*), hórreos gigantescos (*Lira* y *Carnota*, este último de 35m de largo) o petroglifos (como los de *Laxa das Rodas* en *Louro*), por citar algunos.

1.2.1.2. El “escenario” de O Pindo: sus límites

El escenario de O Pindo es el de un granito resistente, de elevada cristalinidad, de mayor o menor isotropía y de aspecto rosado, donde las diversas formas existentes son el resultado de la intrusión granítica y de una serie de factores que tuvieron lugar con posterioridad como la energía de los agentes costeros, el cambio local del nivel del mar y la resistencia de la roca en sí. Se trata de una zona abrupta de difícil acceso, donde la dureza del relieve es considerable y los accesos son limitados y con fuertes pendientes.

Atendiendo al conjunto de características litológicas, estructurales y geomorfológicas, la zona de O Pindo se enmarca en el Borde Litoral Atlántico de Galicia (Pagés y Vidal Romaní, 1998) y se interpreta primero como el resultado de la intrusión contemporánea a la colisión hercínica (350-270Ma) y en segundo lugar como el efecto de una secuencia de procesos externos, fundamentalmente gravitacionales, fluviales, litorales y eólicos que actúan a lo largo del tiempo geológico, en relación a cambios de las condiciones climáticas y tectónicas regionales.

El macizo tiene forma ovalada y se extiende desde la zona de Caneliñas al Norte, hasta la zona del faro Lira al Sur, rodeando el gran arco que describe la playa de Carnota, aunque gran parte no aflora en esta zona, hallándose recubierto por vegetación (Fig.1.2.a y b). Lo delimitan al N-NE los montes de A Ruña, al NE-S el macizo de Muros y al O el océano Atlántico.

La parte principal del macizo, que constituye su núcleo, la circunscriben las localidades de Ézaro, Pindo, Quilmas, Curra, Panchés, Caldebarcos, Cornido, Reboreda y Fieiro, que cierran un perímetro popularmente conocido como O Pindo. Este espacio presenta dos aspectos totalmente distintos, uno agreste y empinado y otro más suave y degradado, lo que los geólogos denominan respectivamente facies periférica o de una mica y facies central o de dos micas.

El contacto entre ambas facies es una línea que comienza en el puerto de Quilmas y transcurre aproximadamente en dirección N130E hacia el E, aunque hay citas que indican que el contacto sigue hacia el oeste bajo el mar, por lo que el macizo se hallaría en parte sumergido, curvándose y pasando entre las islas Lobeiras, de forma que la isla del norte sería de la facies de una mica, y la isla del sur de dos micas.

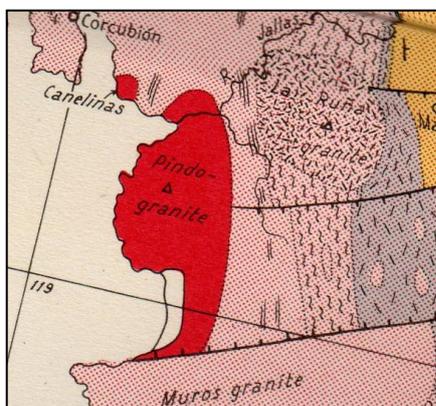


Fig.1.2.a. Macizo granítico de O Pindo según Isidro Parga Pondal, 1954



Fig.1.2.b. Macizo de O Pindo, desde Caneliñas al Norte hasta Lira al Sur. Nótese como es cortado por el río Xallas. Tomado de Google.

1.2.1.3. Clima, suelo y vegetación

La comarca donde se inscribe *O Pindo* tiene un clima templado húmedo hiperoceánico, con una precipitación anual de 1800mm y una temperatura media de 14°C, los veranos son relativamente secos y hay escaso contraste térmico anual. Son frecuentes las brumas y nieblas especialmente en invierno a la que acompañan fuertes vientos. Las heladas tienen una cierta incidencia pero solo en las zonas altas del macizo.

El sustrato granítico, ácido y granuloso, junto con la aspereza del relieve hace que los suelos se desarrollen poco y que sean de fertilidad limitada, por lo que es un hábitat bastante inhóspito para las comunidades vegetales, hecho que se ha visto agravado por los incendios forestales que muchos veranos asolan la zona.

En las partes bajas de las laderas que miran al mar, se desarrollan pinos que no forman grandes bosques; algunos árboles consiguen enraizarse en los intersticios de las rocas (contribuyendo de paso a una meteorización mecánica). Matorral de tojos, junto con gramíneas y crasuláceas. En ciertos lugares algo más húmedos, se conservan pequeños conjuntos de robles, laureles y acacias. La vegetación es más espesa en la ladera este, especialmente a las orillas de los efímeros cursos de agua que atraviesan el macizo. Aparecen especies botánicas vinculadas a los arenales, a las formaciones dunares y a las marismas (gándaras). En las partes más llanas (p.ej. *Chan das Lamas*) hay una cierta retención de agua con la formación de vegetación de braña.

1.2.1.4. Toponimia

La riqueza de topónimos relacionados con la biología y la geología hace patente su influencia en la cultura popular; para ilustrar este hecho mostramos algunos ejemplos: *Chan das Lamas* (haciendo referencia a las zonas de brañas de las que hablamos), *O Pedrullo* (a formas acastilladas), *Illas lobeiras* (por la presencia histórica de focas grises), *A Moa* (referente a una muela), *A laxiña* (lugar con numerosas lajas, referido a la estructura *sheet*), *Os loureiros* (lugares con laureles), *Monte Louro* (referido a rubio, amarillo, por la flor del tojo que tapiza sus laderas en ciertas épocas) ...

1.2.2. Enmarcación geológica

1.2.2.1. Breve resumen de la historia geológica de Galicia

Como aspecto preliminar vamos a contextualizar el escenario granítico de O Pindo dentro de la geología regional de Galicia, según el estado de los conocimientos que tenemos hasta la fecha. La historia geológica de Galicia habitualmente se subdivide en las siguientes etapas (Fig.1.12.):

- Etapa oceánica
- Ciclo hercínico y fases tardihercínicas
- Arrasamiento
- Reactivación alpina
- Modelado actual

1.2.2.1.1. Etapa oceánica: del Proterozoico al Devónico Superior

Tabla 1: Tabla de tiempos geológicos desde el Proterozoico hasta parte del Fanerozoico.

Esta primera etapa se caracteriza por la independencia dentro del antiguo Océano Medio Europeo de una serie de cuencas sedimentarias, de las que una de ellas formaría parte Galicia, donde se acumularían series sedimentarias carbonatadas y detríticas y rocas volcánicas que serán transformadas posteriormente durante la orogenia hercínica en rocas metamórficas.

Fanerozoico	Mesozoico	Cretácico		145,5 ±4,0 *	
		Jurásico		199,6 ±0,6 *	
		Triásico		251,0 ±0,4 *	
	Paleozoico	Carbonífero ^f	Pérmico		299,0 ±0,8 *
			Pensilvaniense		318,1 ±1,3 *
			Misisipiense		359,2 ±2,5 *
		Devónico		416,0 ±2,8 *	
		Silúrico		443,7 ±1,5 *	
		Ordovícico		488,3 ±1,7 *	
		Cámbrico		542,0 ±1,0 *	
Proterozoico		Neoproterozoico ^b	Ediacárico		635 *
	Criogénico			850	
	Tónico			1.000	
	Mesoproterozoico	Esténico		1.200	
		Ectásico		1.400	
		Calímmico		1.600	
		Estatérico		1.800	
	Paleoproterozoico	Orosírico		2.050	
		Riásico		2.300	
		Sidérico		2.500	

Los sedimentos depositados se fueron hundiendo por su propio peso fragmentando la corteza por donde ascendían magmas. Estos materiales volcánicos irían depositándose en el surco que hoy día denominamos *Olla de sapo*.

Hasta el momento la roca conocida más antigua de Galicia cuenta con 1 260 millones de años (Mesoproterozoico), edad medida en circones en rocas de cabo *Ortegal* y *Ordes*, mientras que en el *Courel* se encuentran los únicos restos de fauna ediacarensis de la península ibérica, de 650 millones de años (sistema ediacárico del Neoproterozoico) (*Dozy, 1984*).

Hacia finales del Proterozoico se forma *Rodinia* (Pangea I) que se fragmentará durante el Cámbrico-Ordovícico. El Silúrico-Devónico supone la colisión de uno de estos fragmentos, Báltica, con otro, Laurentia en la llamada Orogenia Caledoniana. Esta orogenia se supone que apenas afecta a Galicia.

1.2.2.1.2. Ciclo hercínico (390-220Ma) y las fases tardihercínicas.

Galicia es una de las más genuinas representaciones de la geología del Hercínico granítico europeo. La orogenia Hercínica o Varisca, que comienza en el Devónico y finaliza en el Carbonífero, afectó a todo del NO peninsular con sucesivas fases de deformación. La cadena Varisca europea deformó los márgenes continentales de Laurasia (Laurentia+Báltica) y Gondwana durante el Paleozoico Superior, los cuales fueron apilados finalmente sobre Gondwana creando una gruesa cuña orogénica que supuso el cierre del océano Reico, terminando en una masa continental única denominada Pangea (Pangea II).

Debido a las vergencias contrarias de las estructuras situadas en los dos flancos de la zona axial, se sugiere la existencia un pequeño microcontinente, Armórica (que coincide con la Zona Centro-Ibérica y su extensión hacia Europa), y de una doble subducción, aunque no muy profunda, de Laurasia y Gondwana bajo Armórica (*Pozo et al, 1999*).

Durante el Ciclo Hercínico intruyen además 3 generaciones de granitos (Fig.1.3.) que van a constituir el basamento fundamental galaico, con lo que se puede decir que la estructura geológica de Galicia queda establecida.

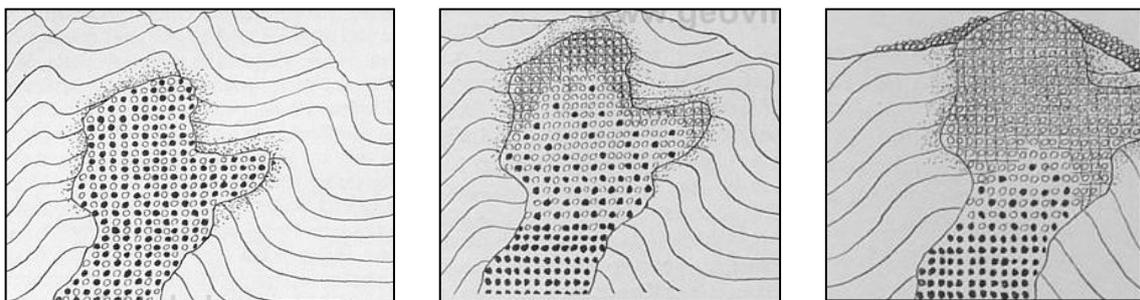


Fig.1.3. Fases de la consolidación y afloramiento magmático, según *Walter, 1908*.

Los plegamientos hercínicos se sucedieron en el tiempo con estilos e intensidades distintas. Hay que decir así mismo que estas fases no son sincrónicas en toda la cadena, sino que son más antiguas en las unidades culminantes de los complejos alóctonos y más modernas en la Zona Cantábrica.

* La fase I es la más homogénea y extensa y fue producida durante el Devónico Superior, hace unos 350Ma. Esta fase provocó la deformación de los sedimentos de la cuenca y a ella se debe el aspecto general del Arco Hercínico siendo la responsable de la formación de las estructuras más importantes en lo que a su extensión se refiere, como el anticlinal del "Ollo de Sapo", el pliegue tumbado de *Mondoñedo – Sinclinal de O Courel*, el sinclinal del *Sil* o el Anticlinal del *Piornal*. Tras esta fase surge también una primera generación de granitos. Se produce también metamorfismo de temperatura y presiones medias, que desarrolla esquistosidad y pizarrosidad y que forma rocas metamórficas que observamos en gran parte de Galicia como son las anfibolitas, paragneises, esquistos, pizarras y cuarcitas.

* La fase II presenta distribución espacial menos homogénea dando pliegues menores, de superficies axiales muy tendidas, producida durante el Carbonífero Inferior, hace unos 340Ma. De una primera etapa, compresiva, son los grandes mantos de corrimiento que trasladaron gran cantidad de rocas de la corteza, de Oeste a Este, a lo largo de distancias que superan en ocasiones el centenar de kilómetros, como los complejos de *Cabo Ortegal*, *Ordes* y *la Unidad Malpica-Tui*; a su vez los terrenos occidentales son trasladados hacia el este por encima del surco del Ollo de Sapo, modificando y trasladando las estructuras de la Fase I.

En una segunda etapa, distensiva, se originan fallas normales de dirección N-S con inclinación hacia el W como la de *Viveiro* o la de *Valdoviño*, que cortan las estructuras anteriores.

* La fase III es de nuevo compresiva y curva las estructuras anteriores dando pliegues abiertos de plano axial subvertical de dirección NW-SE y que van a modificar las estructuras anteriores, como por ejemplo el sinclinal de Verín o el de Monforte. Tiene lugar durante el Carbonífero Inferior-Superior, hace unos 330-320Ma (*Priem&Tex, 1984 en base a determinaciones isotópicas Rb-Sr y U-Pb*). Durante esta fase se produce la intrusión de granitos de dos micas claramente deformados y orientados según la dirección del plegamiento (granitos sincinemáticos) como los Granitos de *Muros* y *A Ruña* entre otros, y son por tanto del Tardiviseense-Namuriense temprano. Una segunda intrusión se produce a los 310-300Ma (Westfaliense) (*Priem&Tex, op.cit.*).

* Con posterioridad a esta tercera fase de deformación hercínica y ligados a fases más relajadas en lo que a esfuerzos se refiere, intruye una tercera generación de granitos que no presentan ya deformación y que cortan a las estructuras anteriores (granitos posttectónicos) como el granito de *O Pindo*, *Traba*, *Confurco* y *Pando*, entre otros, hace unos 290-280Ma (que corresponde al sistema Pérmico: Tardiestefaniense-Autuniense, *Priem & Tex op.cit.*).

Las fases Tardihercínicas

Las fases Tardihercínicas se desarrollan a finales del Paleozoico y corresponden a una primera fase de deformación de plegamiento sin esquistosidad dando pliegues verticales como la Cubeta de A Seara, el Domo de Lugo o el Domo de Frontón-Herbedeiro y a una segunda fase de fracturación, cuando se originan grandes líneas de fracturas de direcciones predominantes NE-SO (N40-60E) y NO-SE que cuarteán el macizo hercínico gallego y que son el resultado del acortamiento de la corteza durante la formación de Pangea. Esta red de fracturación se superpone a la propiamente hercínica, dividiendo Galicia en una serie de bloques (Loureiro, 1998) (Fig.1.4 y 1.5.).

A favor de estas fracturas ascenderán fluidos residuales generando una importante red de rocas filonianas como ap litas y pegmatitas y diques esencialmente de cuarzo, originándose interesantes yacimientos minerales (wolframio, estaño...).

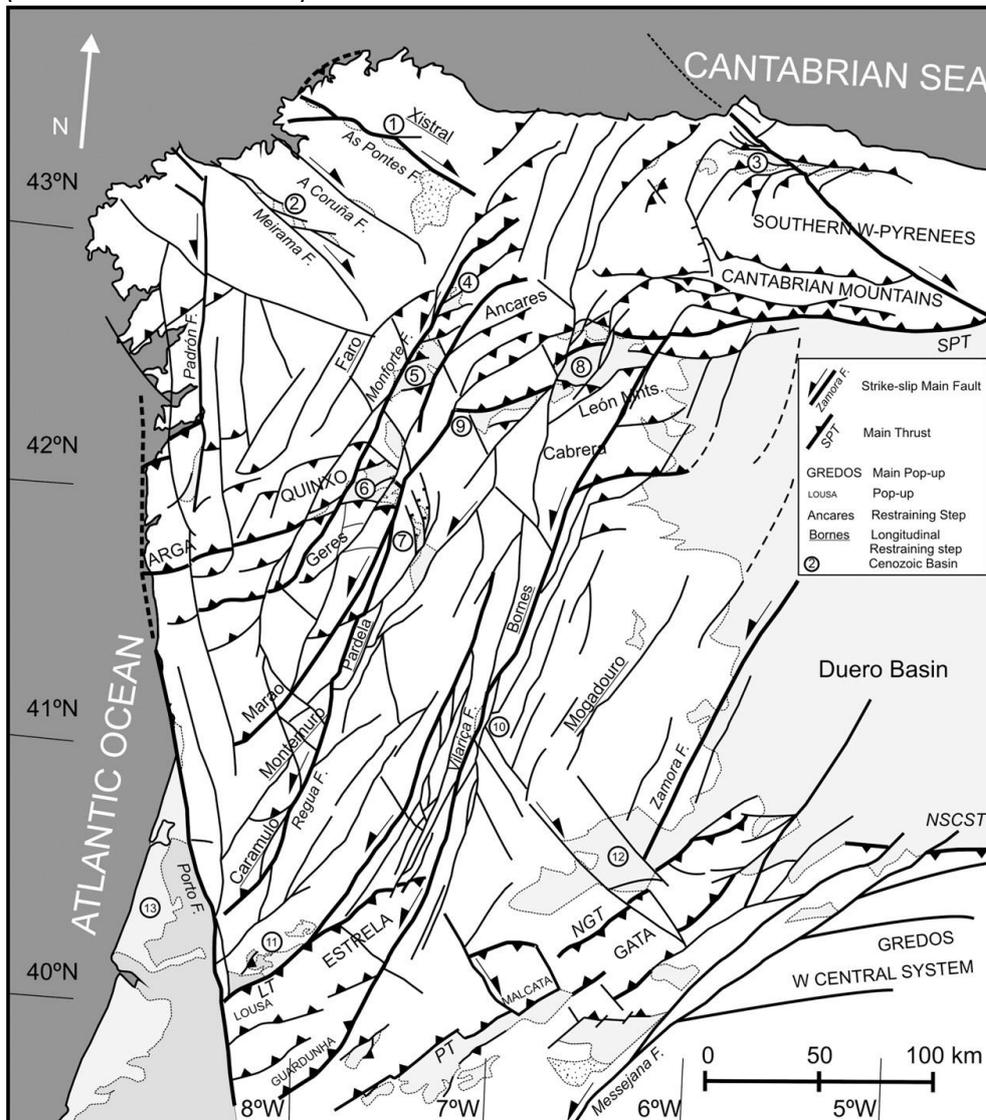


Fig.1.4. Mapa tectónico de la red de fracturación hercínica, según Vicente y Vegas, 2009.

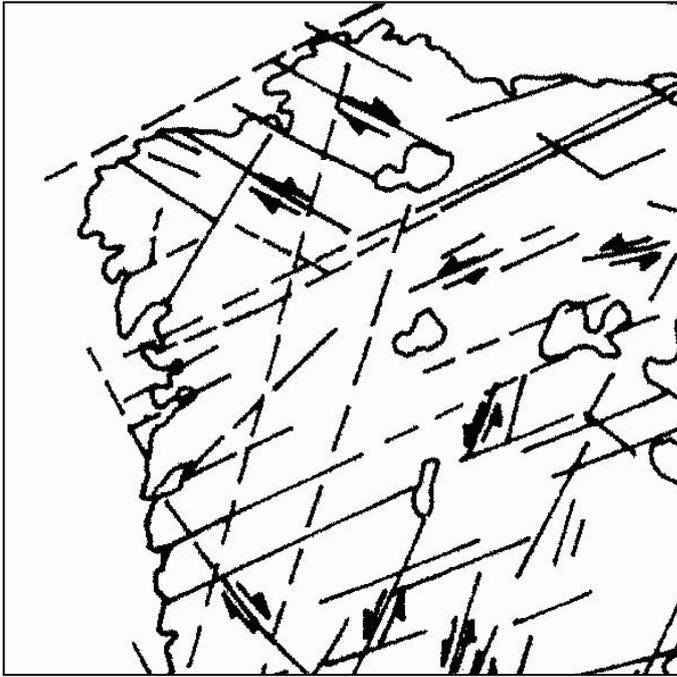


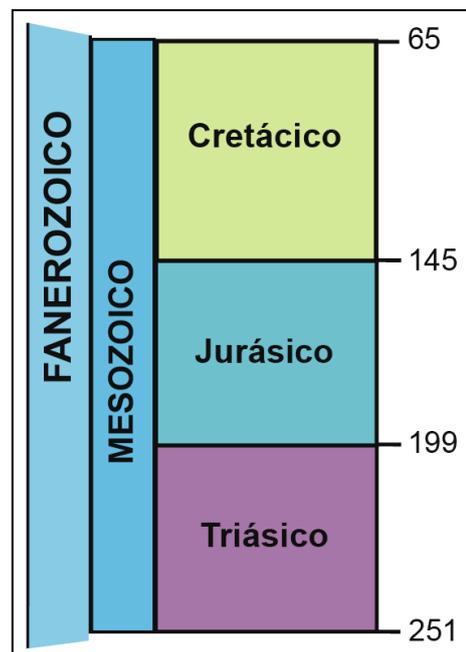
Fig.1.5. La red de fracturación tardihercínica incluye fracturas de desgarre dexas y senestras y es común a todo el zócalo hercínico del Macizo Hespérico (Parga, 1969, Martínez y Vega, 2009)). Los principales sistemas de desgarre corresponden a direcciones NNE-SSO y NE-SO (Rías baixas), por otro lado los NNO-SSE y NO-SE (rías de Corme y las del Golfo Ártabro (A Coruña, Betanzos, Ares)) y fracturas que actuaron en época alpina, las NO-SE (As Pontes, Meirama o Carballo).

1.2.2.1.3. Arrasamiento: el MESOZOICO

Hace unos 200Ma (Trias Superior) se forma un punto triple frente al borde occidental de Galicia, que da lugar a fracturas, siendo una de ellas la responsable de la separación de Iberia y América del Norte y otra la responsable de la apertura del Golfo de Vizcaya.

Los grandes eventos tectónicos que afectan al borde litoral atlántico gallego durante el Mesozoico serán la apertura del Océano Atlántico y el levantamiento de la Cordillera Cántabro-Pirenaica por rotación de la placa Ibérica en sentido contrario a las agujas del reloj. Los acontecimientos compresivos que se forman fruto del acercamiento de Iberia con Eurasia por subducción bajo el Golfo de Vizcaya marcan el comienzo de la orogenia Alpina (Fig.1.6.).

Tabla 2: Divisiones del Mesozoico



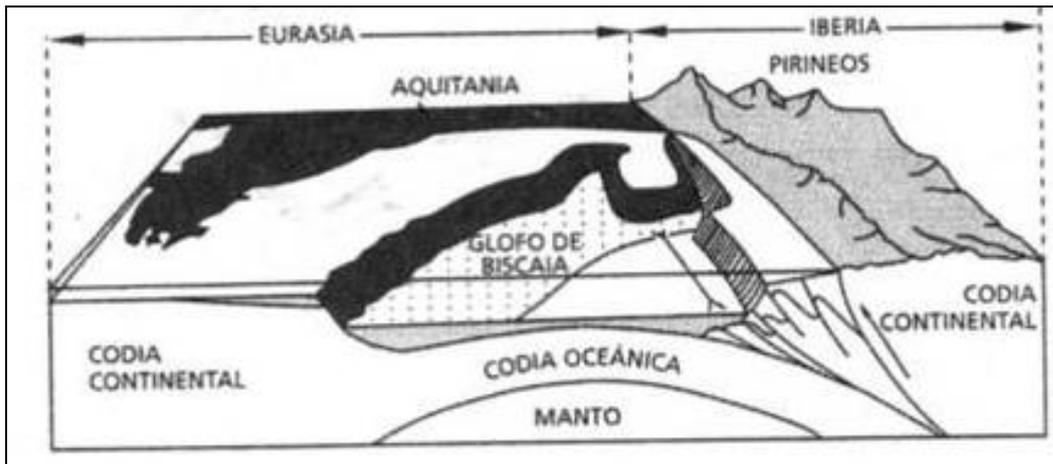


Fig.1.6. Bloque diagrama de la subducción de la margen cantábrica durante la apertura del Golfo de Vizcaya, en Mayor et al, 2001.

La estructura alpina de esta zona es interpretada por *Santanach (1994)* indicando las grandes unidades estructurales del NO de la Península Ibérica (Fig.1.7.):

- Al Norte las estructuras compresivas asociadas a la subducción de la placa Europea bajo la Ibérica (en rayas el prisma de acreción).
- Al Oeste las estructuras distensivas atlánticas (a puntos corteza continental adelgazada por fallas normales N-S heredadas del *rifting* Jurásico-Cretácico).
- Al Sureste las estructuras cabalgantes asociadas al frente surpirenaico (en rayado vertical las alturas superiores a 1000m).

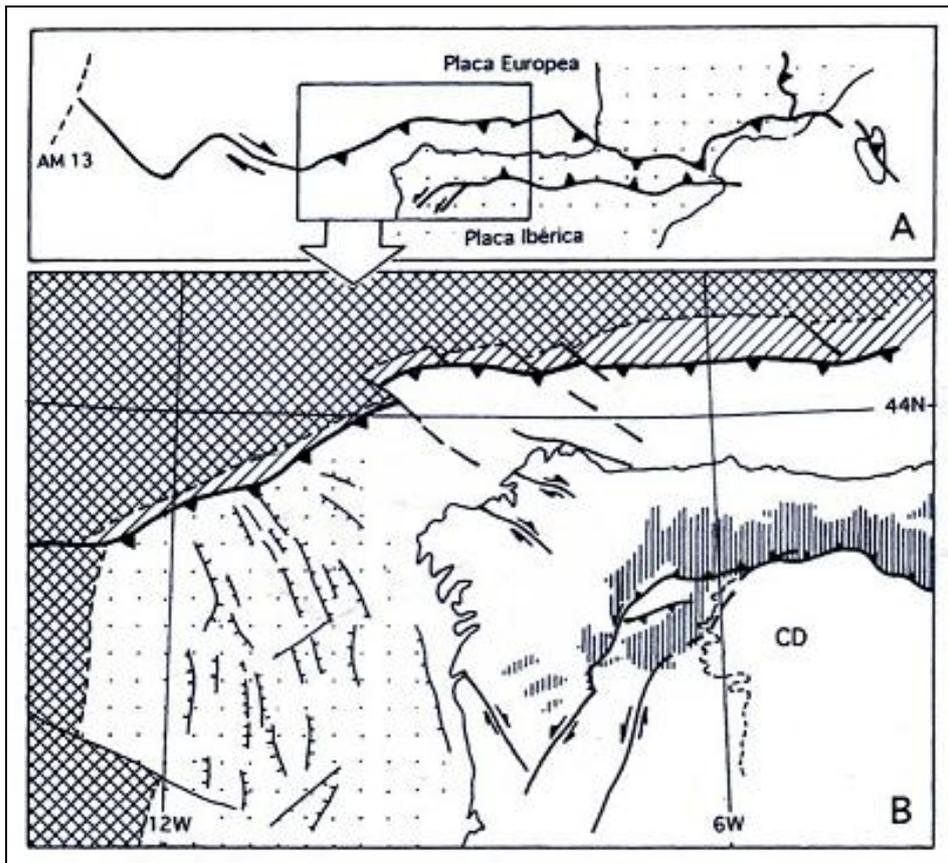


Fig.1.7. Esquema de la Galicia alpina, en Santanach, 1994. Explicación en el texto.

Durante el Mesozoico Galicia sufre una erosión intensa, que origina el arrasamiento de sus materiales hasta sus raíces graníticas. Los sedimentos correspondientes quedarán depositados en la plataforma continental que la rodea. Como el macizo está emergido, no hay sedimentos, o muy pocos, durante el Mesozoico y parte del Cenozoico que sirvan de testigos de los acontecimientos acaecidos.

En el Jurásico Inferior (205 y 180 Ma) se abre el Océano Atlántico y el borde atlántico gallego pasa a ser el margen oriental del naciente océano Atlántico. Los nuevos acantilados de intraplaca que se forman son los futuros *Cabo Ortegal*, *Pindo*, *Barbanza* o *Galiñeiro*. La red hidrológica empieza a drenar al joven Atlántico según el sistema de fallas NE-SO esbozando el trazado general de las *Rías Baixas*.

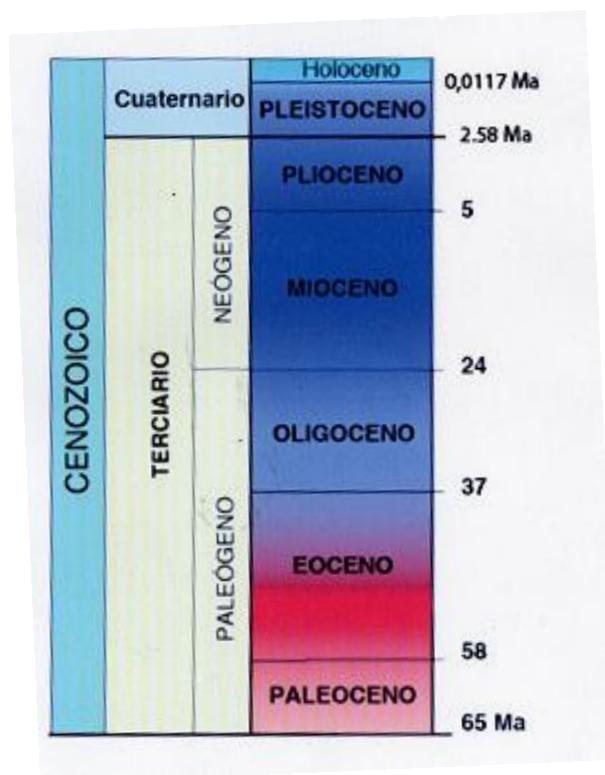
Hace 110Ma (Cretácico Superior) comienza a levantarse la cordillera Cántabro-Pirenaica a una tasa de unos 5mm/1000años, debido a la colisión de la subplaca Ibérica y la placa Europea y la red fluvial se encaja formando valles de hasta 600m. Se empiezan a formar las *Rías Baixas* en la margen atlántica, que es ahora extensiva. También son de esta época las denominadas *Rías Secas* (*Miño* y *Limia*), aunque fueron modificadas posteriormente por la tectónica del Paleógeno. Otras, debido a la fuerte resistencia de la litología no llegaron a constituir rías, tal es el caso de la del *Ézaro*.

1.2.2.1.4. La reactivación alpina: CENOZOICO (I) el Terciario.

Se produce en esta etapa una gran actividad tectónica ligada a la colisión de las placas euroasiática y africana. Se producen movimientos de bloques a favor de la red de fracturas hercínicas y tardihercínicas que hacen que unas partes se hundan (futuras rías y cubetas terciarias continentales) y otras se levanten (futuras sierras).

La apertura del Atlántico supone la formación de una nueva línea de costa, que ha contribuido a modelar los trazos esenciales del relieve actual gallego. Aunque existen pocos datos paleoambientales, se cree que Galicia estaba sometida a una época biostática con fuerte desarrollo edáfico, labrándose una penillanura de corrosión química. Es aquí cuando la estructura geomorfológica gallega queda decidida (*Cotilla y Córdoba, 2003*).

Tabla 3: División del Cenozoico



Paleógeno

A lo largo del Paleógeno se forma la superficie fundamental gallega (a cota 600m) y relieves como A Moa, A Ruña o el Monte Xalo persisten por su mayor dureza, donde la erosión solo eliminaría el encajante. Se levantan las sierras de Courel, Xistral, Manzaneda, Xurés, Ancares... y se empiezan a formar las cubetas terciarias que serán rellenadas de sedimentos detríticos que se transformarán posteriormente en arcillas y lignitos. A su vez comienzan a esbozarse las Rías Altas en la costa cantábrica, que es borde de colisión entre Eurasia e Iberia.

- Hace 65Ma en el Paleoceno se producen acontecimientos relevantes como erosiones remontantes o capturas de ríos.
- En el Eoceno aborta el proceso de subducción de la margen cantábrica.
- En el Oligoceno quedan definidas las líneas principales de la costa. En las cuencas terciarias se formarán lignitos, en cubetas que siguen direcciones N130E (As Pontes), N75E (Monforte, Sarria) y N-S (Monterrei-Verín, Tui).

Neógeno

A lo largo del Neógeno se forman las Rías Intermedias, mientras que lo que se conoce como *Terra Chá* era un conjunto de lagunas subtropicales donde vivían pinos gigantes y laureles y una fauna de ranas, tortugas y cocodrilos entre otros, como atestiguan los restos fósiles encontrados recientemente.

- En el Mioceno se forman las plataformas periféricas (200m) como la del *Xallas* o la de *Onde se Adora*. Acontecen reorganizaciones importantes de la red fluvial con procesos de captura como la del *Xallas* al finales del Mioceno (*Pagés, 2000*).

- En el Plioceno hay encajamientos fluviales como respuesta a descensos del nivel de base. El relieve se va adaptando a las fracturas, que ejercen un fuerte control estructural. Los ríos se encajan y el relieve rejuvenece. A partir del final del Plioceno y con las etapas glaciares que se avecinan, las *Rías Baixas* se presentan como valles fluviales inundados (*Pagés, 2000*).

1.2.2.1.5. MODELADO ACTUAL: CENOZOICO (II) EL CUATERNARIO.

Durante el Cuaternario se produce un cambio radical en las condiciones climáticas: el mar sube y baja al menos 14 veces y se alternan periodos fríos (con glaciario y periglaciario) con otros más cálidos (con desprendimientos de laderas producidos esencialmente por periglaciario húmedo).

Pleistoceno (de los 2'58Ma hasta los 11 700 años).

Finaliza la formación de las Rías. Se excavan las rasas costeras y se forman las terrazas del Miño. Es el periodo de glaciaciones con glaciares en *Courel, Ancares, Pena Trevina, Cabeza de Manzaneda, Xistral* y *Xurés* (*Fig.1.9.*). El mar oscila desde +60m hasta -120m, (la línea de costa se desplaza entre 5 y 20Km mar adentro, obtenido por datos batimétricos), la máxima altura se sitúa en la ría de *Muros* (hace 200.000 años calculada por O.S.L. (luminiscencia estimulada ópticamente)) y esto podría tener importancia en la evacuación de productos de erosión y en la remoción de bloques, pudiendo comenzar a partir de ahora el desarrollo subaéreo de los *tafoni, pías* y micromodelado granítico.

El último período interglaciario, el Eemiano, entre los 127.000 y 106.000 años supuso un aumento ligero de las temperaturas (entre 1 y 2°) que provocaría el ascenso del nivel del mar, que ha quedado registrado en los numerosos depósitos de playas colgadas fósiles por la costa. En los sistemas kársticos gallegos se conservan yacimientos de oso de las cuevas (*Ursus spelaeus*). La glaciación Würm (entre los 106 000 y 10 000 con máxima regresión a los 18000 años, Fig.1.8.) marca el final del Pleistoceno.

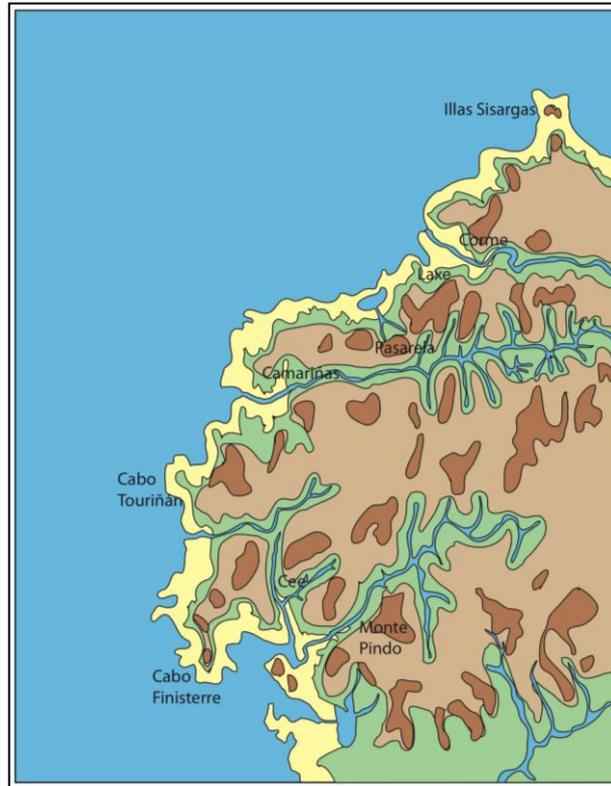


Fig.1.8. Costa da Morte, hace 15000 años. Foto cortesía del prof. Vidal Romaní.

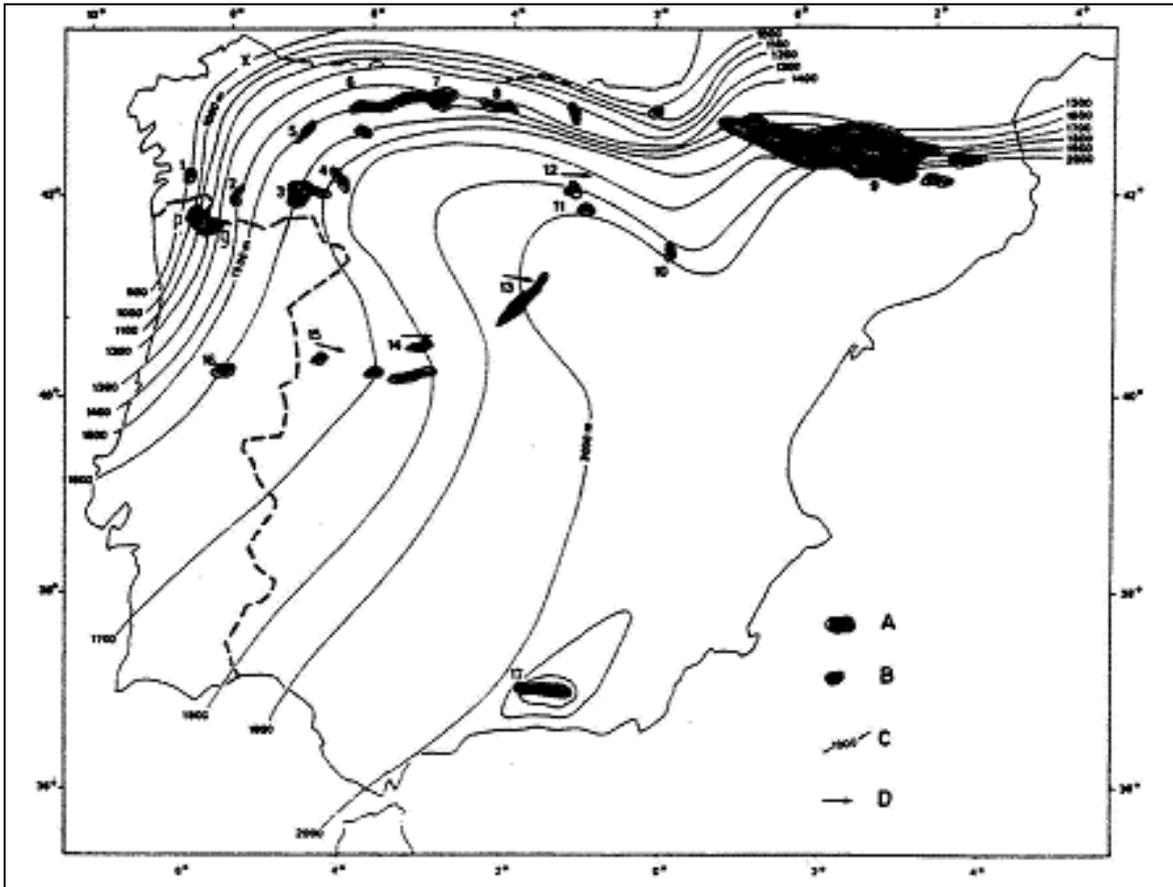


Fig.1.9. La glaciación pleistocena (A y B) y los límites de las nieves perpetuas(C) en la península Ibérica (en Coudé-Gaussen, 1981).
 1: Faro de Avión; 2: Queixa; 3: Cabrera-Segundera; 5: Courel; p y g: Gerês-Xurés, Serra do Xistral e Peneda.

Holoceno

Corresponde a los últimos 11 700 años y comienza tras la última glaciación, que origina una última transgresión, la Flandriense, cuando el mar invade el relieve labrado por los ríos. Son de esta época formas costeras como el *lagoon* de Louro (Fig.1.10.) con 6 000años. El nivel del mar se estabiliza hace unos 4500-4800 años (Fig.1.11.), correspondiendo a la altura actual que provoca la erosión marina de las formas de relieve preexistentes.



Fig.1.10. Lagoon y playa de Louro. Al fondo izquierda el Acoradoiro

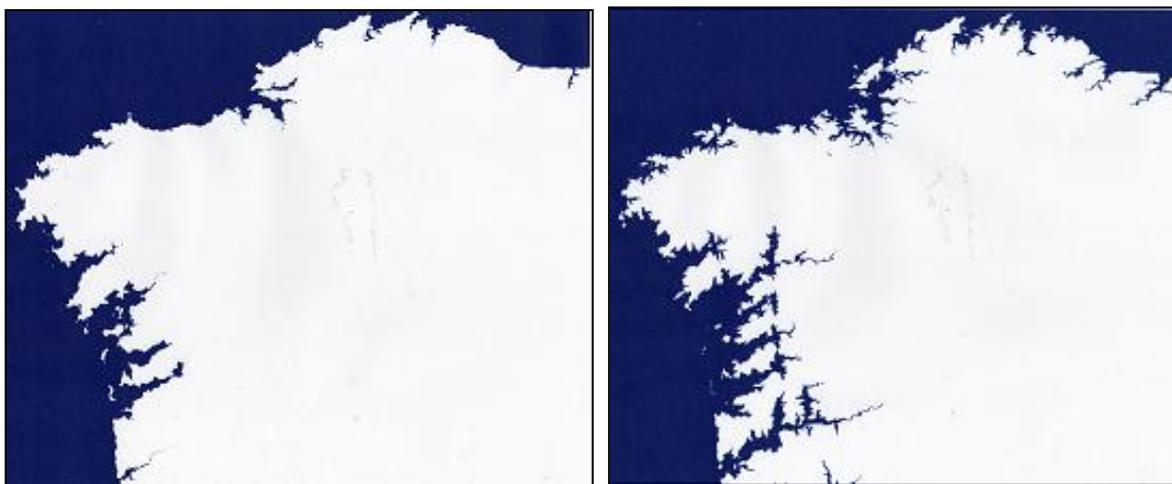


Fig.1.11. La costa gallega actual y una simulación del máximo transgresivo. Foto cortesía del prof. Vidal Romaní.

PRINCIPAIS ACONTECEMENTOS DA HISTORIA XEOLÓXICA DE GALICIA

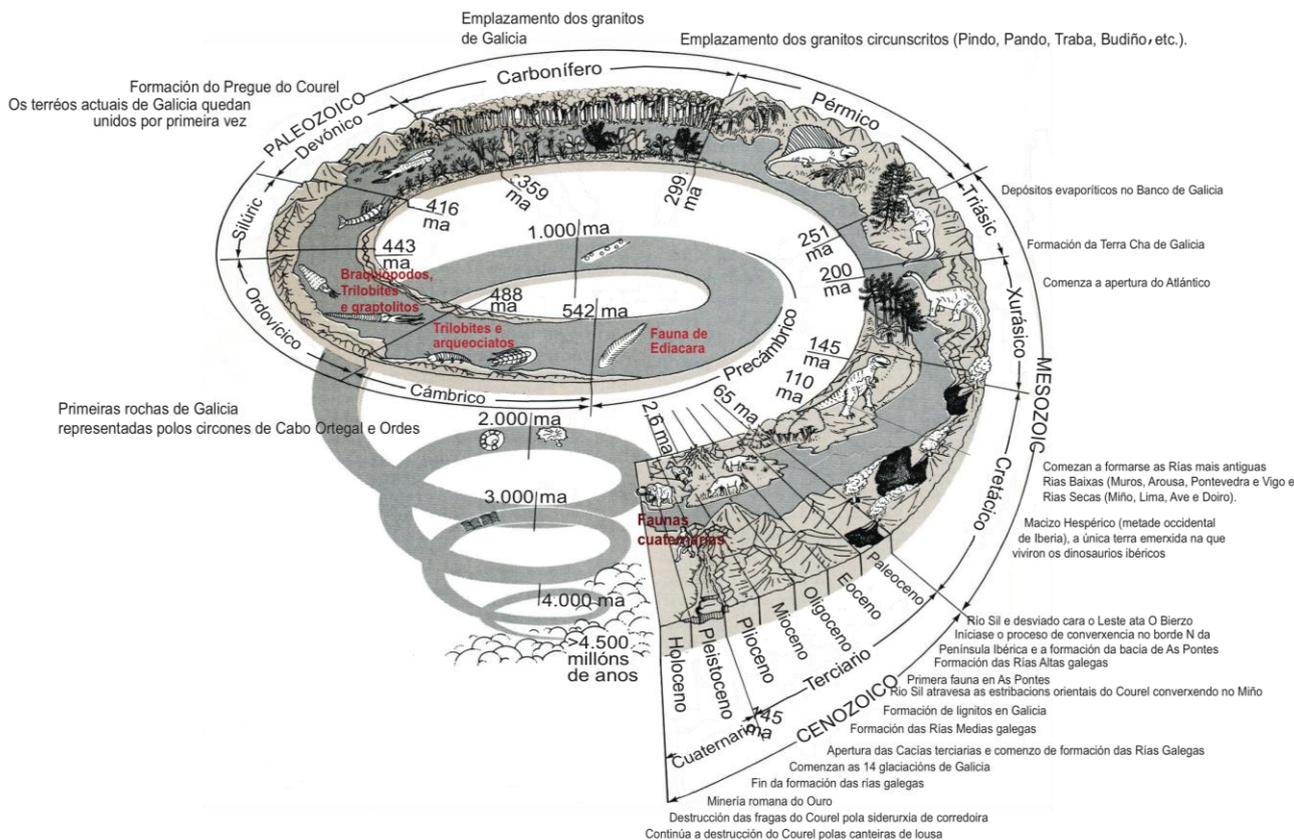


Fig.1.12. Resumen de los principales acontecimientos de la historia geológica de Galicia. Foto cortesía del Prof. Vidal Romani.

1.2.2.2. Tectónica y petrología regional

El área de estudio se enmarca geológicamente dentro del Macizo Ibérico o Hespérico, en la zona denominada *Galicia-tras-os-Montes* (antiguamente incluida en la zona Centroibérica) (Díez Fernández, 2011) (Fig. 1.13. y 1.14.). El granito de *O Pindo* intruye en el denominado Dominio Esquistoso (paraautóctono), dominio que actualmente se interpreta como parte del margen distal de Gondwana transportado tectónicamente hacia zonas más internas del continente.

El estudio petrológico y geoquímico de este granitoide habla a favor de un magmatismo esencialmente cortical (más bien somero) en condiciones deficitarias de agua (con pocos minerales hidratados y con pocos diques y filones), de distinta profundidad de emplazamiento de los magmas, bastante heterogéneo y con diferentes condiciones de fusión; así lo han confirmado los datos sobre relaciones isotópicas basadas en la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y los estudios sobre la distribución de elementos de las tierras raras en los magmas (Gil Ibarguchi, 1983).

El granito no presenta deformaciones apreciables y trunca discordantemente cualquier tipo de estructura de las fases hercínicas previas, siendo claramente posterior a los demás granitoides. Son de relativa poca importancia las manifestaciones filonianas asociadas como pegmatitas, aplitas o filones de cuarzo.

El Macizo de *O Pindo* presenta una estructura bizonada (Lámina 1C) esto es, coexisten en él dos facies: la facies biotítica (granitos de una mica) que se encuentran preferentemente en el borde, y la facies de dos micas (granitos de dos micas), que están en el centro del plutón y que en el relieve se distinguen por su menor resalte topográfico. Esta distinción carece sin embargo y en una primera aproximación, de significación genética.

El granito de *O Pindo* junto con otros como el de *Ancares*, *Porriño*, *Ourense*, *Confurco*, *Pando* o *Traba*, se enclava en el grupo denominado granitoides postcinemáticos (post-tectónicos) de emplazamiento somero. Constituyen un grupo de macizos circunscritos con contactos netos y regulares y que cortan a las estructuras hercínicas anteriores y con formas de afloramiento elípticas en planta, en la mayoría de los casos.

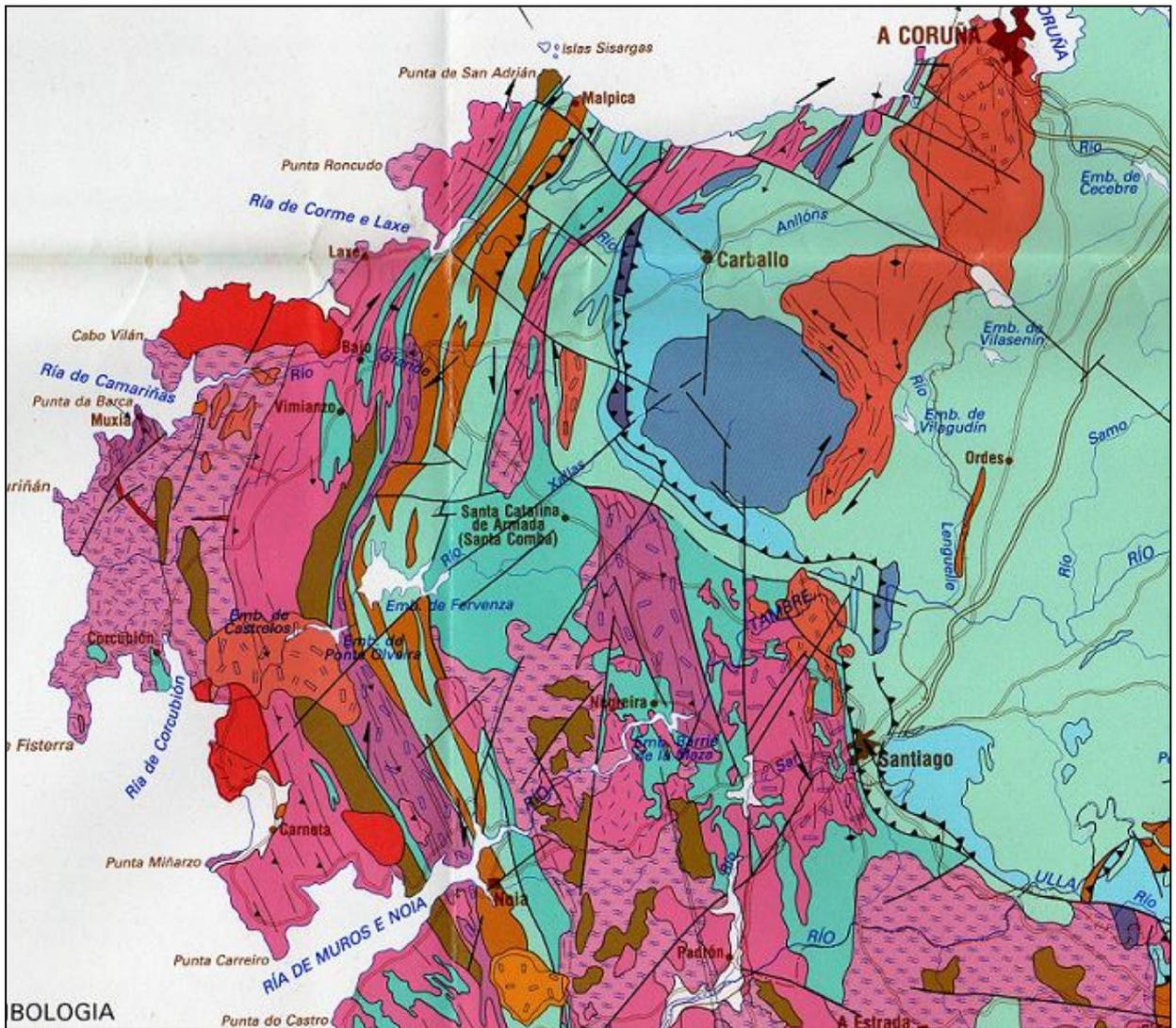


Fig.1.13. Mapa geológico del borde N.O. de la Península ibérica, sector septentrional, En Bellido et al, 1987.

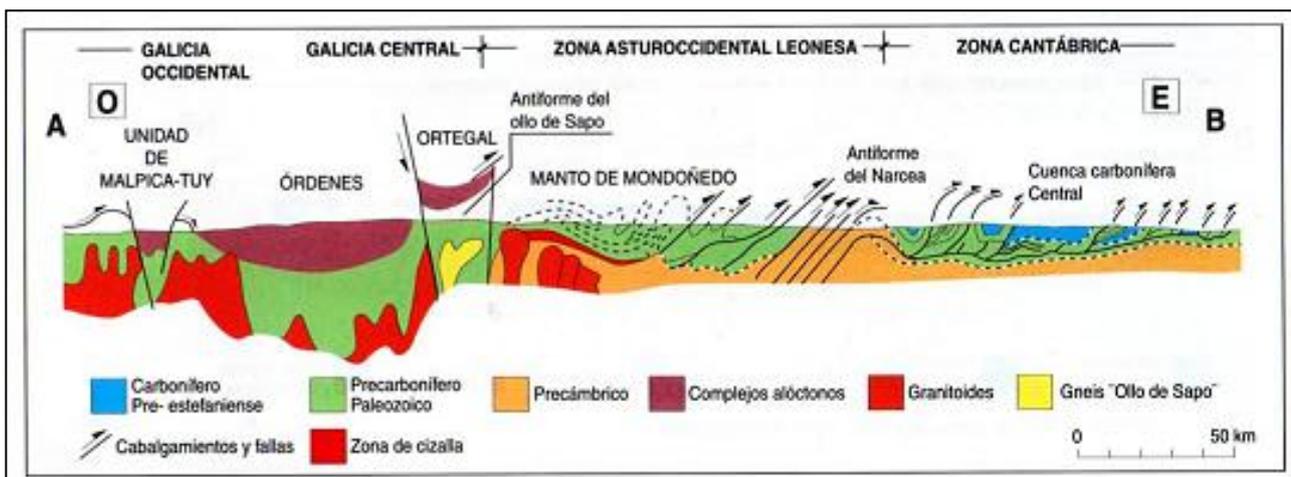


Fig.1.14. Corte idealizado aproximadamente desde el cabo Finisterre hasta la zona del cabo Peñas en Asturias, el macizo de O Pindo estaría situado en el extremo Oeste (A) del corte, cerca de la Unidad Malpica-Tui pero sin ser afectado por esta, según Pozo et al, 1999.

1.2.2.3. Mineralogía y Petrografía

Petrologicamente el granito de *O Pindo* es un granito que cuenta como minerales principales el cuarzo, la plagioclasa, el feldespato potásico, la biotita y la moscovita (cuando existe).

La plagioclasa es generalmente oligoclasa y se puede encontrar parcialmente alterada a sericita y a epidota (Mirre, 1990). El feldespato potásico es microclina que forma megacristales y son los responsables del color rosado a la roca. La biotita se altera a clorita formando rutilo, esfena y opacos como productos secundarios. Esta transformación llega a ser muy abundante en la facies biotítica de *O Pindo*.

Como minerales accesorios destacan el apatito y el circón (frecuentemente como inclusiones en la biotita), opacos, clinozoisita, zoisita, epidota, titanita o esfena, allanita, fluorita, turmalina, granate, monacita, sericita, clorita y rutilo.

El contenido en biotita en ambas facies, tanto en la de una mica como en la de las micas, es relativamente bajo (menos del 7%) y en términos generales la facies biotítica es más homogénea y equigranular; muestra colores rosados en las facies de campo. La facies de dos micas es más heterogénea como resultado de la distribución irregular de la moscovita y su textura tiende a ser más porfídica; sus colores de alteración suelen ser más blanquecinos. El tamaño de grano oscila entre los 3mm (grano fino) y los 5mm (grano algo más grueso).

Otras características petrográficas observables en lámina delgada por microscopía óptica polarizante son:

- Extinciones ondulantes en el cuarzo y en ocasiones recristalizaciones, así como flexiones locales en micas y plagioclasas. Que estas deformaciones sean atribuibles a episodios de fracturación o bien ligadas al propio emplazamiento de los macizos, o a campos de esfuerzos residuales, es algo que no se ha establecido aún.

- Abundancia relativa de texturas como mirmequitas, pertitas y zonaciones en plagioclasas, plagioclasas relativamente ricas en calcio (oligoclasa-andesina), pobreza de minerales pneumatolítico-hidrotermales y débil cortejo filoniano.

1.2.2.4. Geomorfología

El granito es en general una roca dura que cuando está sana resiste bien las acciones mecánicas, la compresión mucho mejor que la tracción. Pero una vez fracturado, la alteración avanza rápidamente a favor de las diaclasas formadas y una vez desprotegido de la capa de alteración surgen una serie de formas en las laderas de numerosos valles. Los procesos externos que actuaron sobre el macizo han sido muchos y variados: edáficos, movimientos de ladera, eólicos, marinos y periglaciares.

El macizo granítico de *O Pindo* ha sido definido como un "*Inselberg complejo*" o "*Horst litoral*" (Nonn 1966). El macizo es de planta oval y alcanza su máxima altura en el pico de *A Moa*, a 627m (*Lámina 1A*).

Nonn 1966, apoyándose en *Den Tex* considera que el batolito tiene estructura de anillo, donde el centro es un granito de dos micas bastante alterable como se pone de manifiesto en el anfiteatro de *Carnota* (*Lámina 1B*), y una parte exterior con casi el 50% de cuarzo y poca mica que le confiere gran resistencia (*Lámina 1C*)

La extraordinaria dureza de la roca junto con una densa diaclasación subvertical combinada con la *sheet structure* provoca la descomposición de las cimas en una serie de *tors* o formas acastilladas que le dan una imagen ruiforme de gran belleza. Se trataría de un paisaje contrastado donde las diferencias entre las dos facies se hacen bien patentes por sus distintos resaltes topográficos.

Las principales macroformas graníticas que se presentan son domos cupuliformes, bien desarrollados, con estructuras en capas de cebolla (*sheeting structures*), castillos de roca o *tor* (*castle kopje*), piedras caballeras, canchales y pedrizas y formas menores como *gnammas* y *tafoni*, en ciertos casos con *honeycomb*, depósitos de ópalo, así como *pseudobedding*, *polygonal cracking* y *pseudokarren*. Por todo esto se puede decir que es un gran laboratorio natural de morfología granítica.

LÁMINA 1



A) A la izquierda el monte de A Moa y a la derecha A Ruña, considerados como restos de una antigua superficie paleógena. Nótese que tienen aproximadamente la misma altura, superior a los 600m.



B) Arco de Carnota desde Caldebarcos (dcha) hasta el faro de Lira (izda). En esta zona son escasos los afloramientos del granito de O Pindo



C) "El pedregal de O Pindo" donde se aprecian con claridad las dos zonas del macizo, una mucho más abrupta detrás, y otra más suave delante. Al pie de las montañas, pasaría el contacto de ambas.

1.3. OTROS MACIZOS EN RELACIÓN CON O PINDO

Además de *O Pindo*, donde se centra el grueso del contenido del trabajo, se han estudiado sucintamente macizos adyacentes con el fin de poder comparar resultados y establecer conclusiones más fiables, como el de *A Ruña*, el de *Muros-Monte Louro*, el de *Baroña* (cercano a *Porto do Son*) y el de *Punta Nariga*, cercano a *Barizo* en *Malpica de Bergantiños*. Ya para completar el análisis, se han tratado otros afloramientos análogos a *O Pindo* en lo que a su emplazamiento se refiere, como los macizos de *Traba* (Laxe), *Pando* (cercano a *Muros*) y *Confurco* (cercano a *Noia*). (Fig.1.15. y Fig.1.).

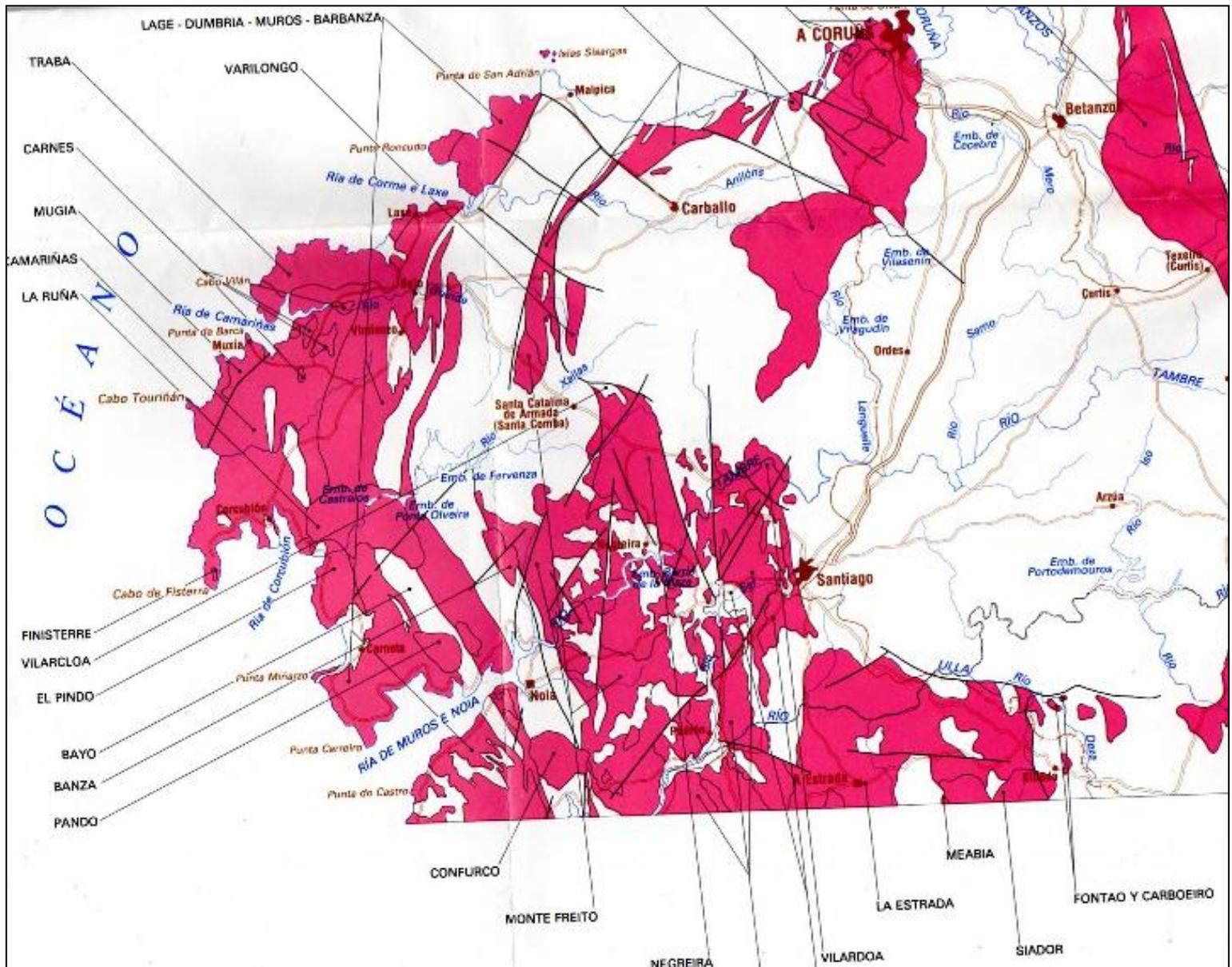


Fig.1.15. Denominación y situación de los cuerpos graníticos en la zona comprendida entre A Coruña y A Estrada, Galicia, España. En Bellido et al, 1987

1.3.1. Macizos del grupo "TRABA"

Los cuerpos graníticos de *O Pindo* (con estructura zonada), *Confurco*, *Pando* y *Traba* son plutones circunscritos intrusivos y discordantes que destacan claramente en el paisaje de la región por su relieve más acusado y por las típicas formas en roquedos o pedrizas a que dan lugar. Son del grupo denominado granitos postcinemáticos (los granitos de tipo *Traba*, *Parga Pondal*, 1956) (Fig.1.16. y Fig.1.18.)

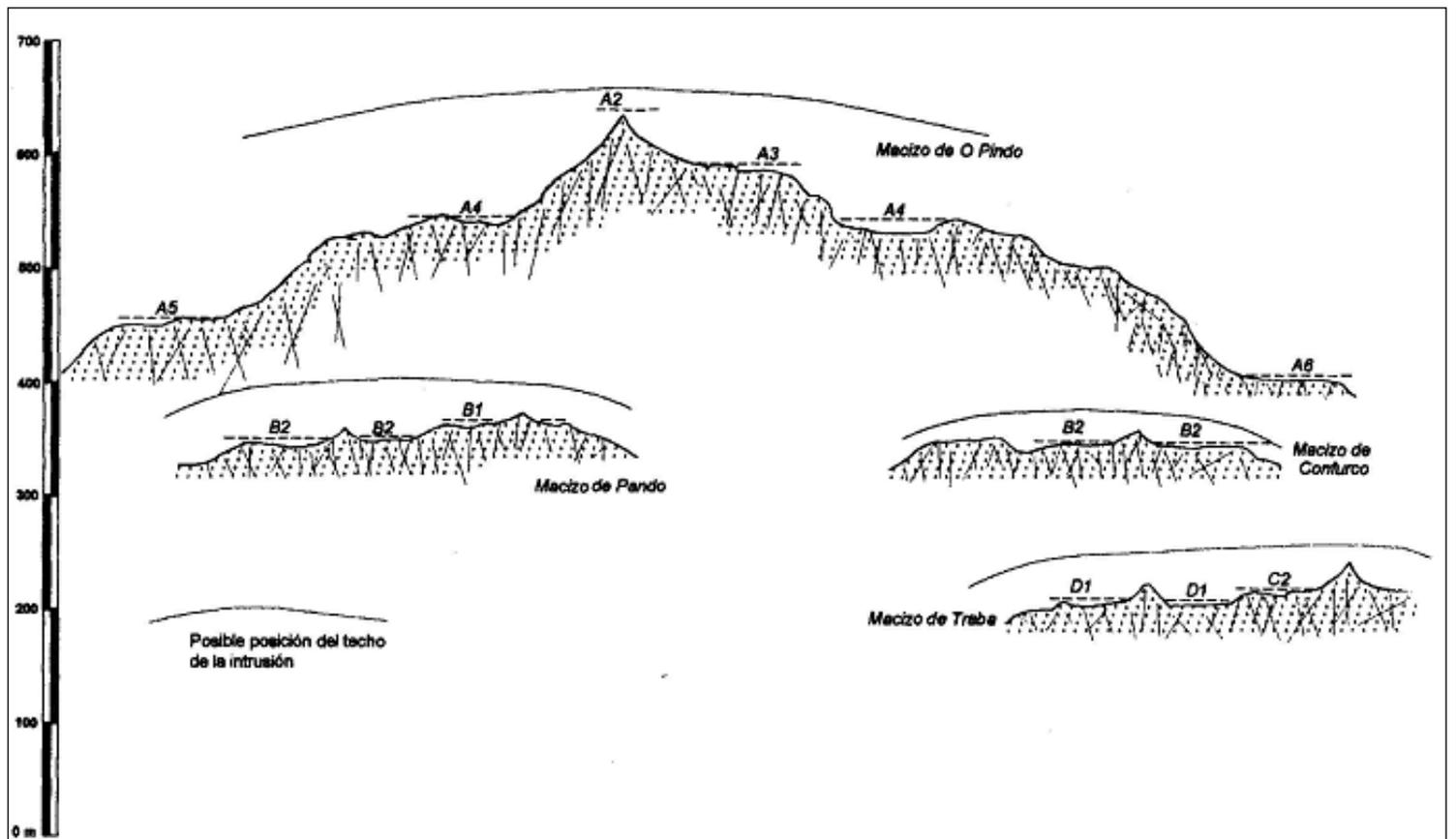


Fig.1.16. Esquema de la posición morfológica de las intrusiones de los macizos graníticos tardicinemáticos, según Pagés y Vidal Romaní, 1997.

1.3.1.1. CONFURCO

El macizo de *Confurco* es un pequeño granitoide alóctono intruido en la unidad *Malpica-Tui* formado por monzogranitos de dos micas y aplitas. Coordenadas: 42°43'02.23"N y 8°50'25.30" W.

Ha sufrido importante deformación en estado magmático durante la intrusión, desarrollando *fábricas* como lineaciones minerales, mientras que en estado sólido apenas ha sufrido deformación. Es claramente discordante a la unidad *Malpica-Tui*. Se interpreta como una cúpula diapírica intruida en un nivel alto de la corteza (*Fernández García 1994*).

Petrológicamente es un macizo análogo a la parte interna del macizo de *O Pindo*.

Geomorfológicamente muestra poco desarrollo del domo, con formas residuales como superficies más o menos planares donde se aprecia el *grus* granítico (*Lámina 2E*). Bolos y piedras caballeras en zonas elevadas.

El micromodelado granítico cuenta con *pías* de tipo *pan* asociada a fracturas y relacionadas con el agua, y alguna de tipo *pit* con exutorios. *Tafoni* prácticamente inexistentes. El *pseudobedding* existe pero es poco penetrativo y solo se ve en estado poco avanzados de desarrollo.

1.3.1.2. TRABA

Es un granito postcinemático biotítico que intruye también en la unidad *Malpica-Tui*, cortándola, y petrológicamente análogo a la parte externa del macizo de *O Pindo*. Coordenadas: 43°09'25.30"N y 8°50'25.30" W.

En el macizo de *Traba* es frecuente encontrar facies microporfídica distribuida aleatoriamente por todo el plutón. Su edad es de 280 ± 11 millones de años según consta en la hoja del IGME 1984 y por tanto son considerados como unos de los más recientes de Galicia.

Geomorfológicamente presenta buen desarrollo de *rills* pero poco continuo, en estas acanaladuras se puede apreciar que se van haciendo más anchas a medida que se aproximan a la cubierta regolítica. Se desarrollan muchas *pías* pero escasean los *tafoni* al menos en sus partes más internas aunque sí existen en su borde costero que correspondería a la zona límite con el encajante del plutón. Existen también *sheet structures* pero muy desmanteladas y no tan bien desarrollada como en *O Pindo*, al igual que *pseudobedding* y *polygonal cracking*.

También en *Traba* es frecuente encontrar bloques de tamaño muy diferente, de hasta 10-15m de diámetro, dando un conjunto geomorfológico muy interesante. Debido a ello en la actualidad los "*Penedos de Traba-Paradelo*" tienen la figura legal de Paisaje Protegido (*Lámina 2F*).

1.3.1.3. PANDO (Lámina 2H)

Este macizo se encuentra cercano a Muros: coordenadas 42°48'38.84"N y 8°59'46.79" W. Se trata de un stock granítico oval discordante con las rocas adyacentes. Petrológicamente es un granito biotítico de grano grueso y carente de foliación, donde aparecen venas de cuarzo a lo largo de las juntas de diaclasas. No presenta aureola de metamorfismo de contacto tal vez debido a su modo de emplazamiento tipo *stoping* (*ring-fracture stoping*) (Avé Lallemant, 1965). El macizo aparece fracturado, como el de O Pindo, en un sistema de fracturas N-S que parece ser una herencia de viejos sistemas hercínicos de fractura.

1.3.2. Macizos sincinemáticos

Es interesante observar macizos cercanos al de O Pindo: hay dos buenos ejemplos, uno es el macizo de Muros-Louro, que lo bordea en direcciones sur y este y otro es el de A Ruña, al norte. También se han analizado los granitos encontrados en el Castro de Baroña, más al sur y en Punta Nariga, cerca de Malpica, al norte. Todos ellos de la III Fase Hercínica.

1.3.2.1. A RUÑA (Lámina 2A)

El macizo de A Ruña pertenece al grupo de los granitoides sincinemáticos de emplazamiento somero, afectado en mayor o menor grado por cizallamientos de la tercera fase hercínica. Sus coordenadas son: 42°55'26.33"N y 9°03'04.37" W. No se observa variaciones sistemáticas de la deformación dentro del macizo, lo que es curioso, pues parte de él se superpone a la zona de cizalla Malpica-Tuí, lo que sugiere un emplazamiento tardío con respecto a la D₃. En cualquier caso este macizo no se incluye dentro del grupo de los postectónicos (como el de O Pindo) aunque su emplazamiento puede considerarse tardicinemático con respecto a la D₃ y además está afectado por la fracturación tardihercínica como puede apreciarse en la cartografía.

En la Tesis Doctoral de Fernández Mosquera 2002 encontramos ciertas comparaciones entre los macizos junto con algunas características geomorfológicas:

“La comparación de dos relieves relativamente cercanos (A Ruña y O Pindo) pone de relieve que los procesos actuantes durante los últimos dos millones de años, a pesar de encontrarnos en una zona muy distante de áreas glaciadas, han debido ser muy energéticos en esta zona. En A Ruña (...) en la actualidad se puede ver recubierta por un potente manto de gelifractos –que recuerdan en cierto modo a los glaciares de piedra. (...) Debe entenderse que se trata de un ambiente periglacial más húmedo debido a los depósitos hielo-deshielo que se encuentran a estas latitudes”.

1.3.2.2. MUROS-MONTE LOURO

Dentro del macizo de *Muros* se han hecho observaciones en las inmediaciones del *Monte Louro*. Este granito es litológicamente distinto al de *O Pindo*, ya que se enmarca en el grupo de los granitoides de dos micas sincinemáticos de emplazamiento relativamente profundo, afectado por la deformación hercínica de fase 3, con abundantes diques y enclaves. Sus coordenadas son: 42°45'04.33" N y 9°05'01.06" W. Es frecuente observar orientaciones por deformación bastante selectivas especialmente marcadas por la disposición de las micas, íntimamente ligadas a las zonas de cizalla de fase III. El cuarzo es alotriomórfico, con extinción ondulante y en ocasiones con recristalizaciones en mosaico.

Petrológicamente está constituido por dos tipos de granito, según se manifiesta en la hoja del mapa geológico: el cuadrante noroeste es granito de dos micas y grano fino (tipo *Muros*), mientras que el resto es granito de grano medio con megacristales (tipo *Barbanza*). Es en esta última facies donde existen mayores y mejores afloramientos.

Se le asignan a estos materiales en su conjunto una edad de 308 ± 10 Ma (por tanto Carbonífero Superior) y un origen por anatexia cortical de metasedimentos en relación con las primeras fases metamórfico-deformativas del Orógeno Hercínico.

Monte Louro (Fig.1.17 y Lámina 2D y 2G) es un relieve de 241m de altura (*Inselberg de tipo colina cónica*) cuya base se eleva bruscamente sobre la plataforma de erosión marina desarrollada preferentemente por diferencias litológicas. Su composición es granítica, de dos tipos de granito, por un lado granito de dos micas de grano fino, y por otro granito de megacristales de grano medio.

En el *Inselberd* de *Monte Louro* y en los granitos que conforman la vecina playa del *Ancoradoiro* se observan numerosas estructuras graníticas, aunque la colonización líquénica es en muchos casos abundantísima y los fenómenos de abrasión marina intensos debido a su gran exposición abierta al mar.

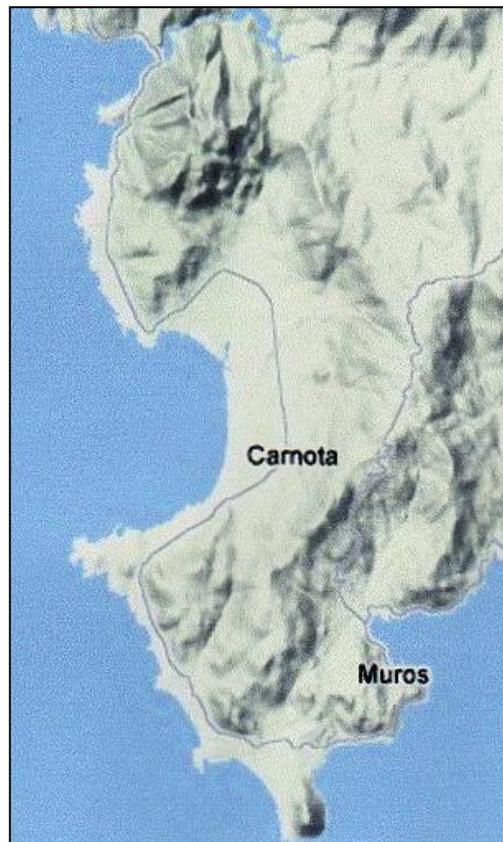


Fig.1.17. Macizo de *O Pindo*, arco de *Carnota*, Macizo de *Muros* y situación de *Monte Louro*, al Sur. Fuente Google.

En la zona del Faro de *Louro*, la más meridional, se conservan restos de *sheet structures* del domo granítico, con muchos casos de *pseudobedding* y en algunas ocasiones se puede observar *Polygonal cracking*. En estos lugares se conservan *tafoni* grandes tipo *tafone* laja o *tafone* bloque, con *honeycomb* bastante desarrollado.

Dentro del *Inselberg* pero en la parte más al norte se pueden observar numerosas formas zoomórficas, así como *tafoni* desarrollados en grandes bloques junto con numerosas pías con largos exutorios, a veces dobles, muchas coalescentes e invadidas y degradadas por la vegetación y la erosión marina.

Ya en la zona del *Ancoradoiro*, más degradada aún y colonizada profusamente por líquenes, las formas corresponden a lajas estrechas donde se han desarrollado numerosos *tafoni* laja y pías en distintos estados evolutivos pero ya inactivas y en muchos casos fosilizadas.

1.3.2.3. BAROÑA (Barbanza)

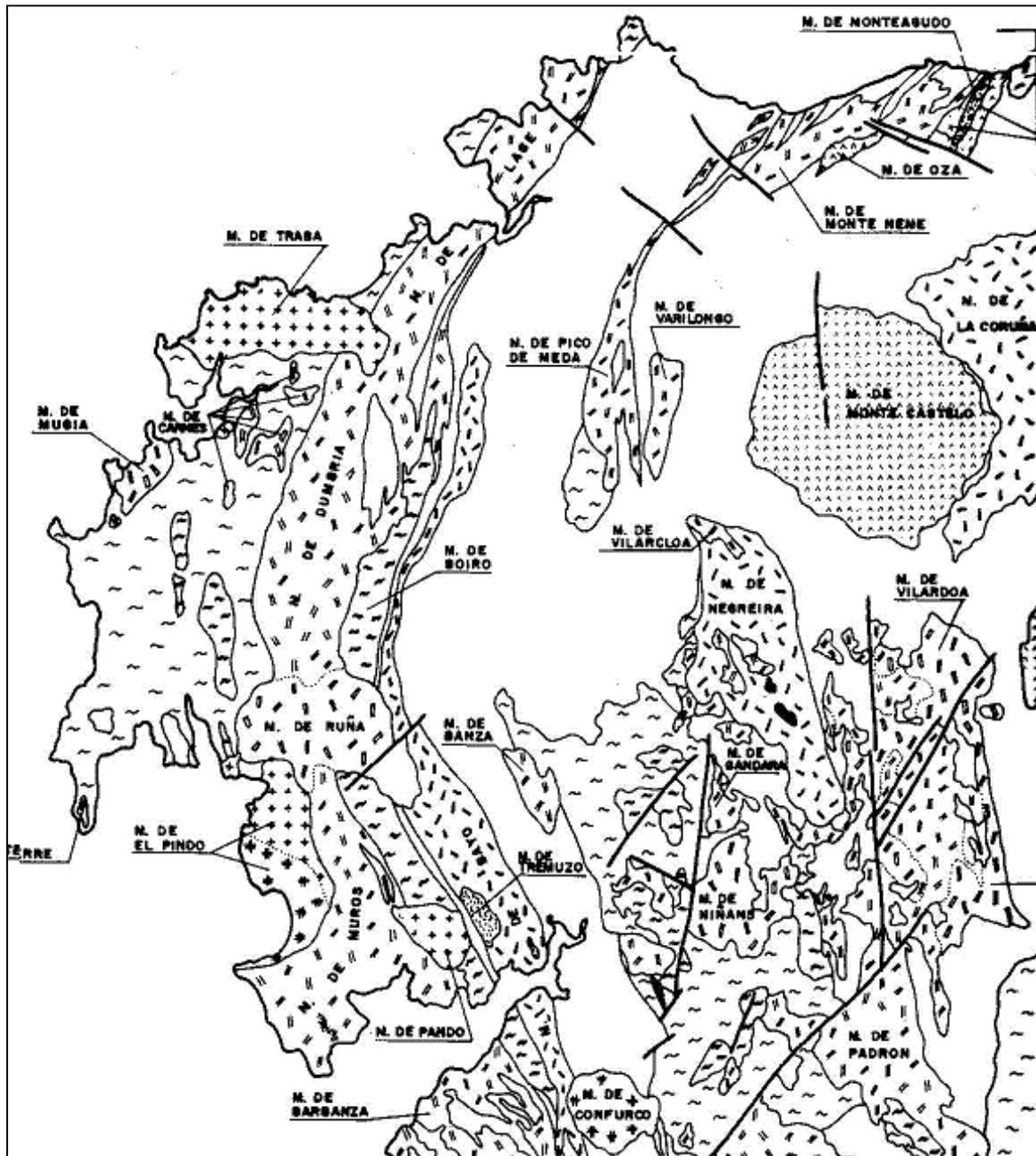
Uno de los granitos que afloran al otro lado de la ría de *Muros-Noia*, en la península del *Barbanza*, es el de *Baroña*. Coordenadas: 42°41'41.25"N y 9°01'57.40" W. Es un granito del mismo tipo que el de *Muros-Monte Louro* (*Lámina 2C*) y presenta características geomorfológicas parecidas, esto es, aparecen cavidades tafónicas en las separaciones de las láminas de las estructuras *sheet* y numerosas pías, muchas de ellas ya degradadas e inactivas. Posiblemente aquellas que se encuentran en el famoso "Castro" hayan tenido alguna utilidad humana.

1.3.2.4. PUNTA NARIGA

Hacia el Norte, cerca de la playa de *Barizo* en *Malpica de Bergantiños*, se encuentra el granito de *Punta Nariga* corresponde al mismo tipo de granito que los anteriores, de dos micas sincinemático; sus coordenadas son: 43°19'14.292N y 8°54'36.97"W, muy cercano ya a la unidad de *Malpica-Tui* pero sin relación con ella.

Su aspecto es también muy parecido al que encontramos en *Monte Louro*, grisáceo e invadido por líquenes de consistencia ramosa, presenta formas domáticas muy desmanteladas y remodeladas (*Lámina 2B*), pese a todo las estructuras en laja del domo son apreciables en ciertos sitios, lo que podemos decir que muestran un aspecto intermedio entre las formas que se encuentran en el *O Pindo* y en las del *Monte Louro*. Aquí la acción marina es más intensa y por tanto han alcanzado mayor grado de meteorización y erosión.

Hay abundancia de pías, muchas de ellas con exutorios complejos, lobuladas e interconectadas, lo que indica un profundo grado de evolución y avanzada fase de degradación. Los *tafoni* se encuentran muy desmantelados y en ocasiones es difícil separarlos de las pías, se pueden apreciar en algún caso relaciones *pías-tafoni*.



L E Y E N D A

	Gabbros, metagabbros y epidioritas		Granitos poscinemáticos de dos micas
	Granodioritas y granitos biotíticos precoces		Granitos postcinemáticos biotíticos
	Granodioritas, cuarzodioritas y dioritas		Granitos de dos micas porfídicos
	Granitoide inhomogeneo		Granitos de dos micas
	Ortogneis glandular de dos micas		Granito muy moscovítico

Fig.1.18. Distribución geográfica de los macizos estudiados en el contexto geológico general. IGME hoja de Santiago de Compostela, 1:200.000

LÁMINA 2



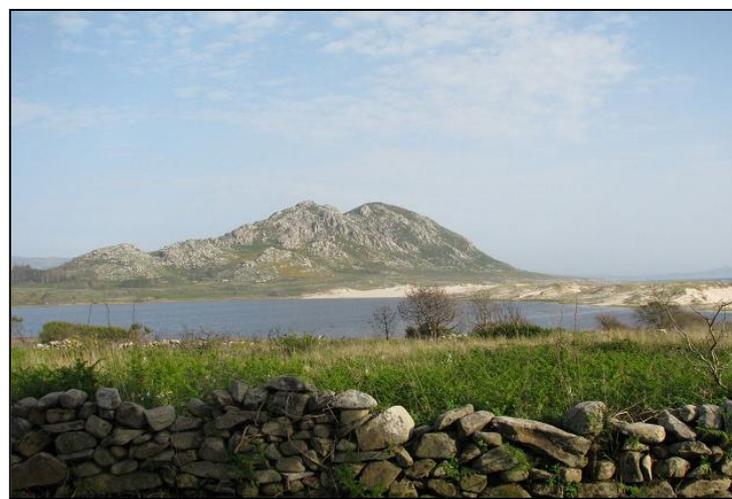
A) Macizo de A Ruña,



B) Punta Nariga, granito costero,
próximo al Pindo
con desarrollo del domo de
exfoliación



C) Baroña, granito deformado



D) Monte Louro, Inselberg y lagoon



E) Confurco, restos de domo de exfoliación



F) Traba: "caras de monos"



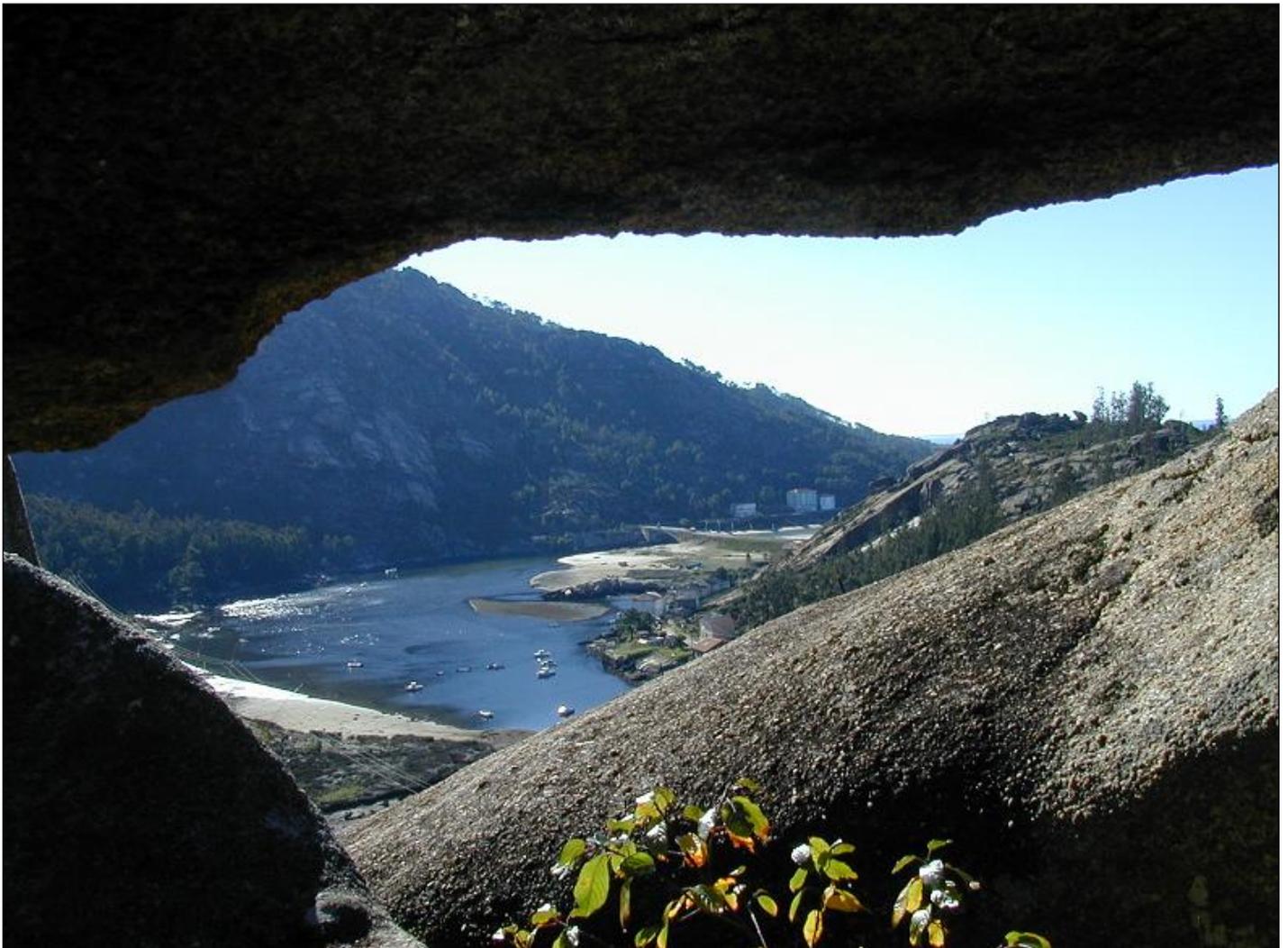
G) Monte Louro, forma zoomórfica de El Elefante.



H) Pando, pías

CAPÍTULO II

REVISIÓN Y DISCUSIÓN DE LOS ANTECEDENTES HISTÓRICOS EN EL TRATAMIENTO DE LAS MICROFORMAS GRANÍTICAS. COMENTARIOS CRÍTICOS. (I): TAFONI



2.1. GENERALIDADES

2.1.1. CAVIDADES.

Dado que gran parte del estudio aquí presentado trata de cavidades, podemos empezar por caracterizarlas. La RAE las define como “Espacios huecos dentro de un cuerpo cualquiera”. Las cavidades han recibido numerosos nombres como el de cueva, caverna, gruta o sima (*cave, cavern, cavity, hollow* en inglés, *gruft, grotte, höhle* en alemán, *grotte, gouffre, cavité* en francés, *cavità, grotta, baratro* en italiano o *cavidade, cova, lapa* en gallego y portugués). Para sus derivados más cultos se emplea el término griego equivalente (*spelaiion*) (en términos como espeleología, espeleogénesis o espeleotema).

Las cavidades han sido determinadas como “Oquedades subterráneas naturales lo bastante grandes como para permitir el acceso humano; la mayoría se forman por disolución en rocas carbonatadas y evaporíticas, pero también las hay de origen volcánico, tectónico o glaciar” (*Diccionario de Ciencias de la Tierra, Oxford-Complutense, 2000*). Comúnmente se exige un mínimo de entre 5-10m de longitud para incluir la cueva en un inventario regional (*Piccini, 2011*) y poseer una entrada por la que quepa un hombre (*Curl, 1964*). Sin embargo este tipo de definiciones son antropocentristas y carentes de sentido científico y dejaría fuera a gran parte de los *tafoni* y *pías*.

Encontramos otras definiciones como “*Natural opening in the ground extending beyond the zone of light and large enough to permit the entry of man*” (*USGS*) donde se matiza además que deben tener zonas oscuras. *Curl, 1964* afirma que las cavernas no son objetos sino espacios y consecuentemente la definición de las mismas debe especificar de alguna manera cuales son sus bordes, es decir, detallar su tamaño. Nos parece acertada y funcional la definición de la *Sociedad Espeleológica de Puerto Rico*: “Cavidades naturales en el terreno, ecosistemas subterráneos y vías de drenaje natural”, donde se tiene en consideración otros aspectos diferentes al morfológico.

De cualquier forma el concepto e interés científico de las cavidades ha sido objeto de una profunda revisión en nuestros días (*Culver y White, 2005*), donde cobran relevancia aspectos como la luminosidad, los depósitos, los hábitats o las precipitaciones que se producen en ellas.

Como se puede comprobar todas las definiciones hacen referencia a espacios en rocas, de dimensiones variables y generalmente comunicados con el exterior. Cada una de ellas particular especifica además detalles de dimensionalidad, morfología, tipo de roca, estructuras que debe tener o proceso geológico que la dio lugar.

En lo referente a la clasificación de las cavidades *Kastning 2005*, considera los siguientes tipos: kársticas, lávicas, litorales, eólicas, de ablación glaciar, fluviales, hidrotermales, tectónicas y orgánicas. Hay que advertir sin embargo que esta clasificación resulta un tanto heterogénea, ya que mezcla procesos y materiales (por ello algunas cuevas pueden estar en dos tipos distintos), tampoco tiene en cuenta si el origen es endógeno o exógeno, primario o secundario.

Según el citado autor la mayoría de las cavidades salvo las kársticas, poseen un tamaño modesto, tienen génesis atípica, son bastante inaccesibles y muchas veces pasan inadvertidas o no son profusamente estudiadas, por lo que las ha denominado *eclectic caves*, sin embargo se debe constatar que muchas cuevas desarrolladas en areniscas tienen dimensiones comparables a las kársticas, como por ejemplo la encontrada en *Roraima Sur*, Venezuela, que cuenta con 10Km de desarrollo.

Otros autores como *Howard, 1971* emplea métodos de geomorfología cuantitativa materializados en parámetros topológicos sacados de la teoría de grafos en la clasificación cavidades, que no vamos a detallar aquí.

Striebel, 1996 clasifica las cavernas no kársticas en función de si son formadas por agua en movimiento, agua estancada y las no formadas por la acción directa del agua; dentro de estas últimas estarían los *tafoni*, cavidades que estudiaremos en detalle en esta obra.

Twidale y Bourne 2008, en función de tamaños y formas diferencian "caves" de "caverns" siendo estas más largas y complejas que aquellas y hacen a su vez distinción entre *niches, shelters, alcoves, notchs* y *slots*, que en sentido decreciente de tamaños corresponden a nichos, refugios o alcobas, las más grandes, y muescas (*échancrures*) o ranuras, los de tamaño más pequeño.

Muchos autores anglosajones consideran *cave* como el término genérico, mientras que reservan el término *cavern* como un tipo de *cave* donde predominan los procesos de disolución, sin embargo no hay hasta la fecha un consenso en este sentido.

En cuanto a la génesis se habla de cavidades primarias y secundarias. Las primarias son aquellas que se desarrollan cuando la roca huésped está solidificando o desarrollando, como por ejemplo los tubos de lava o las cavidades coralinas respectivamente. Las secundarias se forman cuando la roca huésped ya ha sido depositada o consolidada y priman más bien los procesos de disolución; hay que decir que la mayoría de las cavidades responden a este segundo modelo, aunque muchas cavidades primarias se pueden transformar posteriormente en secundarias.

En las conclusiones de su trabajo, *Bella, 1998* advierte que muchas veces es estéril intentar designar categorías como endógena o exógena ya que a menudo las cavidades son fruto de la combinación de ambas y prefiere usar términos como cavidades singenéticas (las primarias) y epigenéticas (las secundarias). En su clasificación genética de cavidades kársticas, habla de factores pasivos, como por ejemplo las cualidades litológicas de las rocas, y de factores activos como por ejemplo las propiedades hidráulicas del agua o los movimientos tectónicos. Admite también la existencia de tipos heterogéneos dentro de una misma cavidad.

2.1.2. Concepto de pseudokarst. Las cavidades graníticas.

Se ha definido el término pseudokarst (clastokarst) para describir ciertos rasgos semejantes a los que se hallan en rocas solubles pero que se encuentran sobre rocas plutónicas o sedimentarias ácidas en distintas zonas del mundo y que se han originado por procesos que generalmente no implican la disolución de la roca como tal. Esta idea queda plasmada en *Halliday 2007*:

"Karst-like morphology primarily produced by a process other than dissolution"

y en *Neuendorf et al, 2005*, pág 523:

"A karstlike terrain having closed depressions, sinking streams and caves, but produced by processes other than dissolving of rock".

En términos parecidos hablan *Blancaneaux et al 1977* que consideran fenómenos kársticos a la corrosión por aguas cargadas con CO₂ sobre rocas solubles como calizas, y fenómenos pseudokársticos a las alteraciones físicas o químicas en rocas poco solubles como granitos, esquistos, gneises o lavas, donde es posible observar formas análogas a las kársticas como grietas, depresiones, canales de erosión o formas en bañera (Lámina 1A).

Pero puesto que ciertas formas como los espeleotemas en granitos y areniscas sí implican disolución parece aconsejable utilizar otros términos alternativos como karst de silicatos u otros (*Vidal Romaní y Twidale, 1998*).

Dentro de la clasificación de formas kársticas de *Cigna 1978*, se cita también el término pseudokarst referido a ciertas cavidades lávicas, tectónicas y erosivas como se observa en la Tabla 1.

Tabla 1: Tipos de karst, según Cigna 1978

Class	No. of components phase equilibrium	Sub-class	Examples
Hyperkarst	>3	Enhanced	Hydrothermal environment, contact calcite/dolomite
		Reduced	Dolomite
Karst	3	Karst (<i>sensu strictu</i>)	Pure limestone
Parakarst	2	Semikarst	Marly limestone
		Brady -	Quartzite, tufa
		Tachy -	Gypsum, halite
Hypokarst	1	-	Ice, lava flow tubes
Pseudokarst	0	Syngenetic	Gas-filled lava cavities
		Epigenetic	Tectonic and erosion caves

Nota: enhanced= holokarst; reduced=merokarst

Se habla de exokarst para formas de meteorización superficial y de endokarst para las de meteorización interna que se da a través del sistema de diaclasas donde, al igual que ocurre con el karst de calizas, la superficie afectada por la alteración es mucho mayor que en el exokarst, aunque aparentemente no lo parezca.

En granitos no es habitual el desarrollo de cavidades, no al menos como lo es en otro tipo de rocas más solubles como las calizas. Aún así se ha prestado atención a las mismas y algunos autores distinguen tres grupos atendiendo básicamente a su tamaño (Vidal Romaní y Vaqueiro, 2007; Vaqueiro et al, 2008): *megaformas* si son mayores de 100m, *mesoformas*, entre 100 y 10m y *microformas* si son menores de 10m. En la representación cartográfica de las mismas se usan escalas 1:50 ó 1:100 por lo que en los mapas geológicos más habituales, de escalas 1:25 000 ó 1:50 000, no son cartografiables.

Para formas propias del *pseudokarst* exógeno granítico hay acuñados términos como *pseudolapiaces* = *pseudokarren* = *granite karren* (Tschang 1972), *pseudobedding* o *pseudoripples*, sin embargo la terminología es todavía incompleta.

Las cavidades graníticas son totalmente dependientes de la estructura, y teniendo en cuenta este criterio se consideran tres tipos básicos (Twidale y Vidal Romaní 1998, 2005; Vidal Romaní y Vaqueiro 2007; Vaqueiro, 2004) que serían las cavidades fisurales, las de bloques y los *tafoni*, que junto con los túneles de lava (*Volcanic tubes, lava tunnels*) formarían parte de las cavidades en las rocas magmáticas. En la Galicia granítica y norte de Portugal podemos encontrar bastantes ejemplos, muchos en zonas costeras (Fig.2.1.).

a) Las cavidades fisurales (*Fissure Caves*) son aquellas asociadas a fracturas por donde circula agua consiguiendo lavar los iones y ensanchar la fractura. Son ejemplos de este tipo ciertos tipos de *furnas* o cuevas marinas que se encuentran por ejemplo en *Las Cíes (Furna de Arcos, de Bastián o de Monte Agudo)*, así como las que se encuentran ligadas al *pseudobedding* (*Láminas 1B y 1C*).

b) Las cuevas de bloques (*Block caves*) son cavidades ligadas a bloques residuales o protoclásticos que se forman a medida que el regolito (*grus*) va siendo retirado y en cuyos huecos se van desarrollando cavidades (*Lámina 1D*). En este caso el arrastre de la roca alterada deja vacíos tubulares delimitados por núcleos residuales incluidos inicialmente en la masa de *grus*. Tal erosión es realizada por corrientes subsuperficiales que resurgen en la superficie río abajo. Normalmente los bloques no están in situ sino movidos debido a procesos externos (gravedad) o internos (sismos). En el macizo de *O Pindo* y en general en los macizos graníticos gallegos son bastante comunes, como atestiguan los ejemplos *Cova da Trapa* en el *Monte Galiñeiro* en Vigo o el sistema de *O Cibro* en *Monte Pindo*.

c) Los *Tafoni* y las *gnammas* son cavidades que se desarrollan a favor de sistemas de discontinuidades. Si se producen en la base de los taludes se denominan entonces "cuevas a pie de escarpe" (Vidal Romaní y Twidale, 1998). Se pueden encontrar en numerosos puntos de la costa gallega (*Lámina 1E y 1F*).

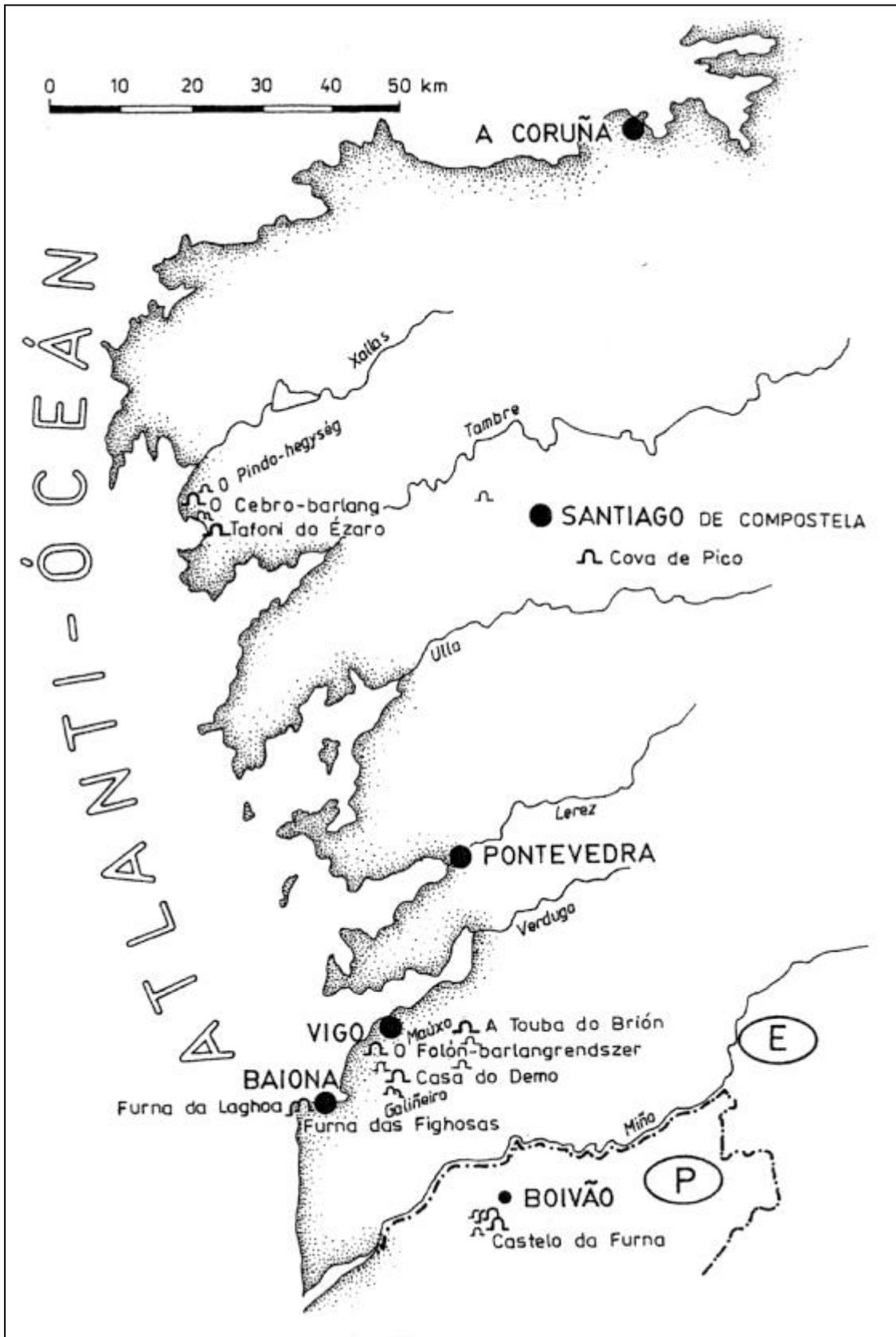
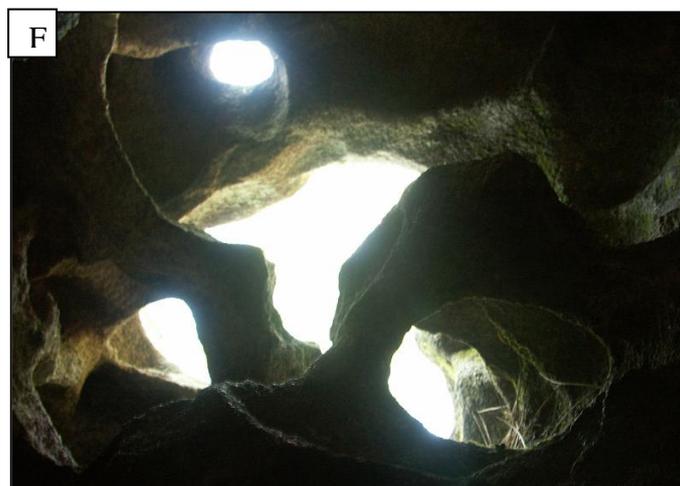
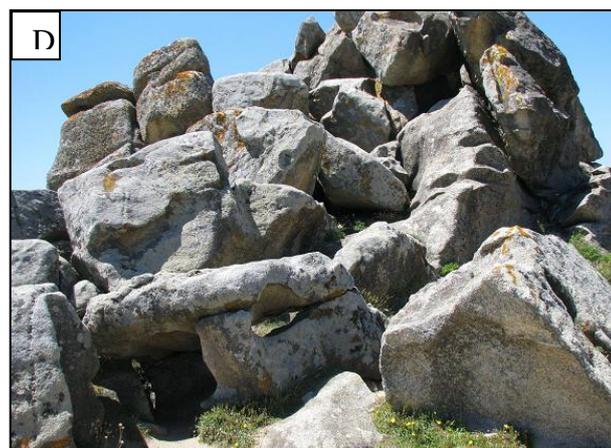
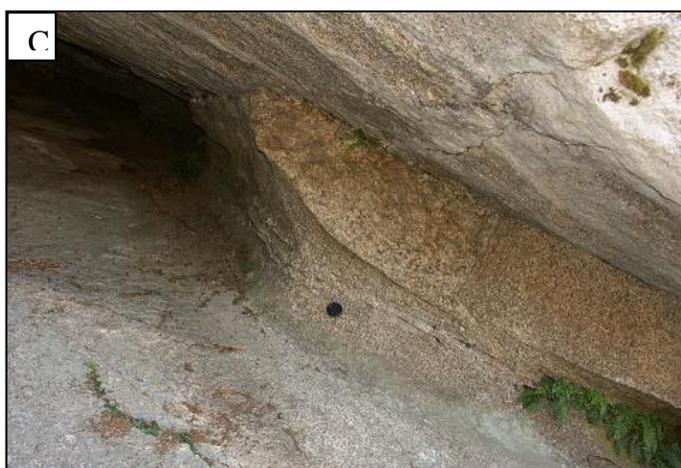
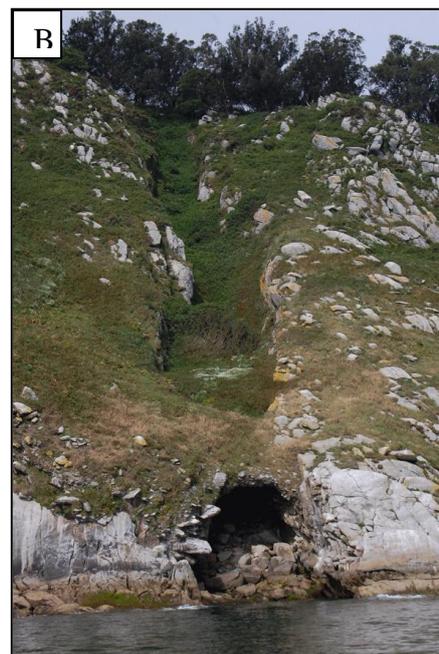


Fig.2.1. Principales cavidades graníticas en Galicia, según *ESZTERHÁS ISTVÁN*, 2010

LÁMINA 1



Descripción de la lámina 1, de izquierda a derecha y de arriba abajo.

A) Aspecto de un pseudokarst granítico en Punta Nariga. Los canales de disolución, así como la coloración recuerdan el paisaje característico de disolución de calizas.

B) Furna o cueva marina en la isla San Martiño (Cíes). Foto cortesía del prof. Vidal Romaní

C) Lapa o abrigo en Monte Galiñeiro. Foto cortesía del prof. Vidal Romaní

D) Desmantelamiento de bloques con formación de una cavidad de tipo estructural en los granitos del Castro de Baroña.

E) Cueva tafónica de dimensiones métricas en Monte Louro.

F) Cueva tafónica de varios metros de largo en la sierra do Galiñeiro, Vigo. Foto cortesía de Vidal Romaní.

2.1.3. Las formas graníticas

En el presente trabajo también se van a estudiar las formas graníticas que se encuentran en el macizo de O Pindo y en macizos adyacentes o relacionados con él, de una manera profusa las que son cavidades, especialmente las tafónicas, y más sucintamente las que no lo son, haciendo referencia cuando sea necesario a otras formas que, aunque no estén presentes en la zona estudiada, pueden tener algún interés especial. Las formas se han agrupado en las siguientes categorías (basado en Willis 1934, Thomas, 1987; Vidal Romaní, 1988, Vida Romaní et al, 1990; Twidale y Vidal Romaní, 1992; Centeno 1988 y Pedraza et al, 1989).

a) Microformas

- * *Puntuales (Cavidades): Tafoni (cacholas) y Gnammas (pías)*
- * *Formas de disolución/precipitación: Speleothems (espeleotemas). También son las costras (duricrusts), los endurecimientos (case hardening) y las pátinas del desierto (desert barnish), ninguna de las cuales serían típicas en Galicia, sino más bien de zonas tropicales o desérticas.*
- * *Formas en relación con la estructura: Polygonal cracking (agrietamiento poligonal), Pseudobedding-Sheet structure (falsa estratificación-escamación) y la Speheroidal disjunction (disyunción esferoidal).*
- * *Formas meteóricas o de alteración y mixtas: rills (surcos), Gullies (regueros), Gutters (acanaladuras), Pits (pilas), Clefts (hendiduras).*
- * *Formas degradadas, residuales o de carácter secundario: Plinths and boulders (plintos y bolos) y Logging stones (piedras caballeras).*

b) Macroformas: Se consideran todas como derivadas de una forma básica que es el *Inserberg* o *Monte-Isla* y son los domos, tors, *nubbins* y bloques.

2.2. FORMAS PUNTUALES (I): CAVIDADES TIPO TAFONE

2.2.1. Introducción

Tafone (pl. *tafoni*) (Fig.2.2.) es un término que deriva del corso galurés que significa perforación o ventana, y que se aplica a huecos que aparecen en bloques rocosos originados por un proceso de desagregación que vacía su interior sin afectar en principio a su parte externa; el término está relacionado con el verbo corso "tafonare = perforar". Para otros autores (Battisti y Alessio 1957, diccionario etimológico italiano) procedería de la voz griega "Taphos" que significa tumba.



Fig.2.2. *Tafoni* en Castro de Baroña

Los *tafoni* o *cacholas* fueron definidos en el hercínico europeo e inicialmente descritos por Casiano de Prado y Vallo en 1864 en la Sierra del Guadarrama, España, aunque sin aludir a este nombre y a los que llamó "horados" (Twidale y Vidal Romaní, 2005). Posteriormente el término es recogido por H. Reusch 1882 que estudia estas formas en Córcega, por R. Hult 1873 que las describe en Galicia, NW de España centrándose en sus aspectos morfológicos y por Choffat en 1895 en Portugal (según Vidal Romaní, 1998).

La cita más conocida se debe a Penck 1895 en alusión a los *tafoni* vistos en la isla de Córcega, sin embargo la obra más extensa dedicada al estudio de los *tafoni* es la de W. Klaer 1956 donde sintetiza ya la hipótesis sobre su origen.

Los *tafoni* reciben diversos nombres tales como *Taffoni*, *Cavernous weathering*, *Kavernösen verwitterung*, *Hohlblockbildungen*, *Hohlverwitterung*, *Cavernes eoliques*, *Cacholas*, *Cacheiras* (estos dos últimos son términos gallegos que hacen alusión a su parecido a las cabezas de cerdo y de centolla respectivamente; "cacho" es un término gallego que se emplea para animales o vegetales que se enrollan sobre sí mismos, según Uña ,2005). Respecto a esto resulta curioso leer en las notas del artículo de Rondeau, 1958 que él nunca había visto *tafoni* en el occidente de España.

En este trabajo se utilizarán indistintamente los términos *tafone/tafoni* y *cachola/cacholas*.

2.2.2. Definición de tafone

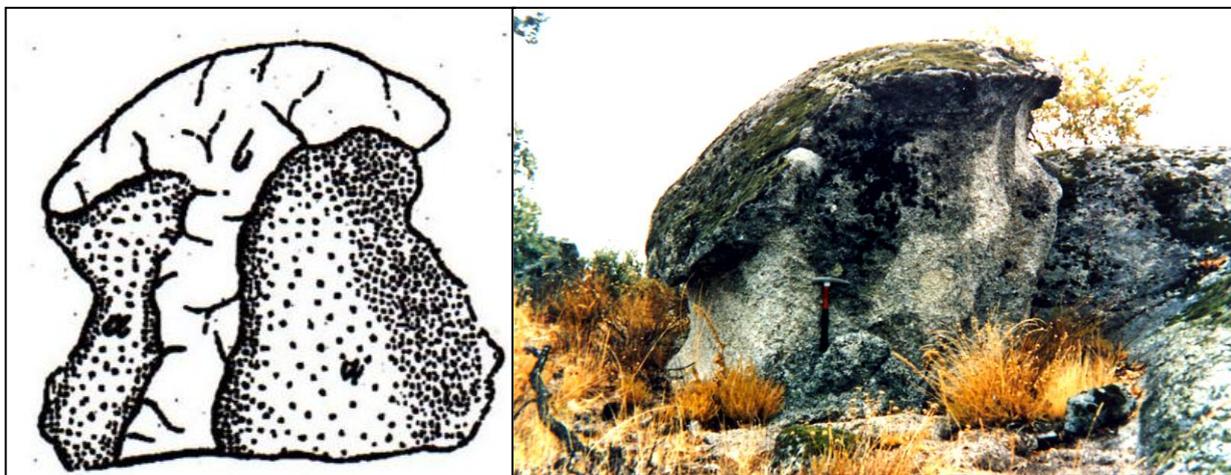


Fig.2.3. Tafone descrito por primera vez por Casiano de Prado en 1864, dibujo y forma actual. (a) granito arenizado y (b) roca fungiforme. Fotos cortesía del Prof. Vidal Romani.

Desde la primera concepción mundial de *tafone* (Casiano de Prado, 1864) (Fig.2.3.) cuyo esquema y fotografía aquí reproducimos, hasta nuestros tiempos, muchos han sido los artículos y publicaciones encaminadas a definir, caracterizar y especular con las singularidades de los mismos. Recogemos y comentamos algunas de las aportaciones más relevantes.

Uno de los hechos más relevantes es el lugar de la abertura del *tafone*, por ello se los ha definido como cavernas parcialmente cerradas, cuya abertura no se produce jamás en el techo sino tan solo en las paredes o en la base de la roca (Matschinsky 1954).

También interesa destacar la cavidad que delimitan: han sido descritos como huecos cóncavos de tamaño variable (cm-m) en paredes y bases de bloques rocosos denominados "rocas anfitrionas o rocas caja del *tafone*" (Uña Álvarez, 2004). Estas rocas presentan un total vaciado en su interior, aunque por fuera parezcan intactas, y pueden conectar al exterior por orificios llamados ventanas; cuando se derrumban partes de las paredes laterales y las cavidades ya no están totalmente cerradas, se denominan entonces baldaquinos o alcobas; las grandes alcobas reciben el nombre de *grottes* (o *shelters* en Australia).

La tafonización deja pues indemne el exterior, y es por ello que a veces pasan inadvertidos, aunque los procesos de meteorización externa y los de tafonización interna pueden encontrarse, asociarse o alternarse.

Otra definición (Vidal Romaní y Twidale, 1998) apunta a la de una cavidad desarrollada subaéreamente en bloques o paredes graníticas que crece paulatinamente, por desagregación granular (arenización o *granular disintegration*) (Fig.2.4.) y/o en placas (*flaking* o exfoliación negativa) (Fig.2.5.) desde el interior hacia el exterior; progresando en aquellos puntos donde los procesos de alteración son más efectivos, agrandándose en sentido antigraedad, es decir, de abajo arriba.

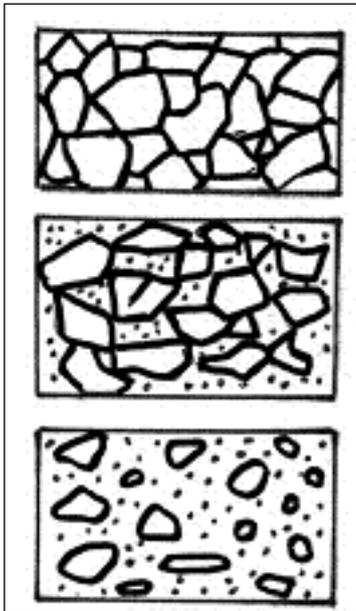


Fig.2.4. Mecanismo de desintegración granular. Este mecanismo comienza con la desagregación de un grano y luego se propaga centrífugamente a partir del mismo (Vidal Romaní et al, 1979).

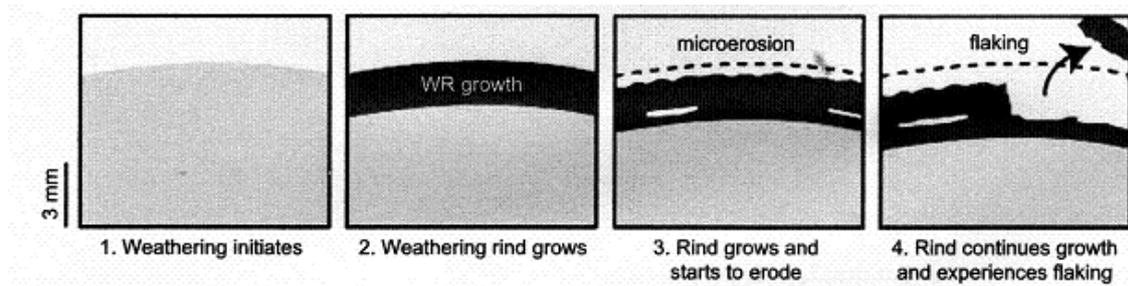


Fig.2.5. Mecanismo de desintegración en placas, que se da preferentemente en etapas más evolucionadas. En Etienne, 2002.

Los *tafoni* se consideran microformas graníticas puntuales desarrollados en las paredes cóncavas internas de rocas que están sobre laderas suaves, cuya apariencia final responde a las interacciones de sus variables morfodinámicas como la forma del bloque, las discontinuidades de la roca y los procesos susceptibles de originar cambios en la dinámica de su desarrollo (Vidal Romaní et al 1979, 1983, 1984 y 1989). Pueden sufrir interconexiones entre ellos dando *tafoni* de segundo orden y en ocasiones coalescer en la vertical produciendo formas de alteración columnares.

Los mismos autores consideran una superficie de partida inicial relacionada con un plano de discontinuidad de la roca como punto de partida de la cavidad (influencia estructural) y el desarrollo subsiguiente de la misma se circunscribe a una superficie activa de curvatura simple o *vault* (bóveda), que evoluciona en el progreso del vaciado de volumen rocoso hacia una curvatura compleja e irregular.

Los *tafoni* se encuentran preferentemente al pie de escarpes de los domos *bornhardts*, en los márgenes de las estructuras *sheet* o en los bloques o *boulders* que resultan del desmantelamiento de dichas estructuras. En este mismo sentido, *Strini, Guglielmin y Hall, 2008* concluyen en su trabajo sobre *tafoni* en la Antártida cercanos a la estación italiana, que las zonas de fractura son lugares favorables para el desarrollo de *tafoni*.

Boxerman 2008, en su página web, define los *tafoni* como cavidades naturales de forma elipsoidal o esférica, producidas en rocas, independientes de su escala. Engloba en el término tanto *tafoni* pequeños, como *pits, hollows*, nichos, alcobas, alveolos, *gnammas* y *honeycombs* e incluye entre los factores que controlan los procesos de tafonización al efecto salino (haloclastismo), a la cementación diferencial, a las variaciones litológicas o a las condiciones microclimáticas. El autor no considera *tafoni*, por no formarse por los procesos anteriores:

- * El modelado kárstico
- * Las cuevas de abrasión marina
- * Los *potholes*
- * Las cavidades biológicas

Turkington y Phillips 2004, en sus trabajos sobre areniscas proclaman que "toda cavidad discreta de tamaño medible es un *tafoni*", en nuestra opinión una definición un tanto ambigua. La propia *Turkington* escribe en un pensamiento recogido por *Viles 2005*:

"Considerable literature has accumulated on the nature of both tafoni and alveoli, but as more information has been presented their possible origins, rather than being clarified, seem to have become more confused".

Este pensamiento tal vez se deba a la utilización de un término inicialmente definido para granitos, en cavidades morfológicamente similares en otros tipos de rocas y con génesis muy diversas.

2.2.3. Ocurrencia y dimensionalidad

Los *tafoni* se desarrollan bien en rocas graníticas (Vidal Romaní 1989, Uña 2004, Viles 2005) aunque no todos los granitos los desarrollan (Matsukura y Tanaka 2000). Son más probables en granitos de texturas fanerocristalinas de grano medio a grueso (Martini 1978) y mineralogía rica en feldespatos potásicos (Tschang 1974).

También se observan *tafoni* en areniscas (Turkinton 1998, Sunamura 1996) y rocas isotropas, ácidas o medias, como riolitas y doleritas (Hacker 2002) y hasta incluso en otras con clara anisotropía como gneises o esquistos (Baonza 1999); en estos casos los *tafoni* se encuentran frecuentemente alargadas paralelas a la foliación (Dragovich 1969) y tal vez los planos de estratificación y las juntas de grano tengan influencia en su desarrollo (Mellor 1997).

Los *tafoni* que aparecen en *flysch*, areniscas y otros materiales sedimentarios posiblemente se inicien en zonas de debilidad como planos de estratificación, juntas o cavidades tipo *pit*, donde la humedad y la umbría promoverían su desarrollo (Mellor 1997).

Los *tafoni* no se desarrollan en arcillas debido a que su debilidad física las hace fácilmente meteorizables y no soportarían este tipo de estructuras (Twidale y Bourne 2008). No se consideran *tafoni* los huecos desarrollados en calizas, por primar en este caso otro tipo de mecanismos genéticos. Sin embargo cabe pensar que en rocas calizas se puedan desarrollar cavidades que no sean de disolución (Owen 2007), lo que traducido en otras palabras, ¿pueden los carbonatos soportar este tipo de pseudokarst?

Sobre la dimensionalidad de los *tafoni*, la mayoría de los autores consideran que su tamaño oscila entre unos pocos centímetros hasta varios metros. Un *boulder tafoni* típico abre del orden del 67% de su máxima dimensión, que suele ser el ancho (1'4m de media) (Gümüs et al, 2008 en andesitas griegas), la profundidad media es de 1'3m y la altura media de 1'1m (como se puede apreciar son bastante equidimensionales en su media).

Los *tafoni* de mayores dimensiones son los más antiguos (Calking y Cailleux 1962) por lo que permite disponer de un cierto criterio cronológico, al menos relativo. Boxerman 2008, afirma que los *tafoni* desarrollados en regiones con influencia marina tienden a ser más pequeños que aquellos de zonas secas, tal vez porque en estas zonas los ciclos salinos son más completos. Por tanto habría que matizar el pensamiento de los autores diciendo que los *tafoni* de mayores dimensiones son más antiguos bajo las mismas condiciones climáticas.

2.2.4. Distribución espacial

La distribución de *tafoni* en la vertical es amplia, encontrándose desde el nivel del mar (*Ottmann, 1956*) hasta los 2 200 m de altura, como los observados en Sudamérica y a 1600 m en Córcega (*Klaer, 1956*). Cabría preguntarse si existe un límite superior, aunque según nuestras experiencias, la intensidad de tafonización decrece a medida que se asciende en altura. *Martín, 1978* observa también que en ciertas zonas de la Italia mediterránea, su frecuencia se reduce con la altitud y la distancia al mar.

Parece, por otro lado, que la latitud (distribución horizontal) no es un parámetro determinante en su desarrollo ya que se encuentran en todo tipo de dominios morfoclimáticos, tratándose por tanto de formas azonales. Sin embargo según *Rögner 1988*, el término *tafoni* ha sido acuñado para la zona subtropical mediterránea y debe ser desarrollado en un clima de este tipo. Desde este punto de vista se trataría de una forma indicativa de paleoclimas. Con este resultado no estamos de acuerdo y la mayoría de los autores consideran a los *tafoni* como formas independientes del clima.

Se han descrito *tafoni* desde los dominios fríos y polares de la Antártida (*Calkin & Cailleux 1962; Parsons et al 2005; Strini et al 2008*) o Finlandia (*Kejonen et al 1988*) hasta latitudes ecuatoriales y subecuatoriales de Hong Kong, Taiwan, Corea, Singapur o Tailandia (*Tschang 1966; Matsukura y Tanaka 2000*).

También se han visto en zonas templado-húmedas (*Vidal Romaní 1989; Vieira 2003*), costeras (*Gill 1981*), la Pampa argentina (*Uña 2007*), regiones mediterráneas (*Martini 1978; Mellor 1997; Dragovich 1969*), desiertos cálidos (*Norwick y Dexter 2002*), Namibia (*Migon y Goudi, 2000*) y en zonas montañosas (*Baonza 1999; Hall y Phillips 2006*). Pese a que no son tan frecuentes en zonas tropicales húmedas, han sido descritos en el Macizo de *Andringitra* en Madagascar (*Vidal Romaní 1997*).

Fotografías de la superficie de Marte enviadas por la nave *Pathfinder* muestran estructuras que se han interpretado como *honeycomb* (*Rodríguez Navarro 1998*). Si se demuestra que realmente son este tipo de cavidades, ¿cuál sería su origen? Se sabe que en las condiciones actuales de Marte el agua líquida no es estable en superficie, por tanto de haber sido formadas por procesos de meteorización relacionados con el agua líquida, estas estructuras deberían ser muy antiguas; por otro lado sí parece demostrada la existencia de vientos y de abrasión actual en Marte, que junto con los bruscos cambios de temperatura, podrían ser agentes causantes de las mismas, sin embargo, ya las tendrían que haber destruido totalmente, dada su gran antigüedad.

Parsons et al 2005 comparan fotografías del *Viking Lander 2* con otras de los valles secos de la Antártida, lugar considerado como el análogo terrestre más próximo a las condiciones climáticas de Marte. Observan algo parecido a *pits*, pero también dudan si se trata de verdaderos *pits* o por el contrario, como parece más probable, se trataría de vesículas magmáticas.

2.2.5. CAVERNOUS WEATHERING vs. HONEYCOMB WEATHERING

El *Cavernous weathering* has sido descrito como una meteorización diferencial de una superficie rocosa representada por áreas de pérdida de material rodeadas de otras más estables (Turkington & Phillips, 2004).

A su vez las cavidades tafónicas tienen superficies internas activas caracterizadas por la desagregación de la roca en granos y/o placas, donde puede originarse un tipo especial de estructura que ha sido denominada de diversas maneras: *honeycomb*, *honeycomb weathering*, *alveoli*, *alveolar weathering*, *stone lattice*, *stone late*, *Fretting*, *Wabenverwitterungen*, *Netzverwitterungen*, *Gitterverwitterunge*, *Nebentafone*, *alvéoles*, *nid d'abeille*, *sassoscritto*, *alveolos internos*, *estructuras en panal* o los mal llamados nidos de abeja. Este tipo de formas son conocidas desde antiguo y ya fueron descritas en Australia por Darwin 1839 y Dana 1849. Algunos autores (Dunn, 1959) se refieren a ellos como "watermelon weathering" (meteorización en sandía).

El *honeycomb* (Fig.2.6.) se trata de un conjunto de pequeños alveolos o cavidades separados por finas paredes denominadas tabiques o septos, que se encuentra ubicado en las concavidades internas de los *tafoni*. En ocasiones ha sido considerado como un *tafone* a pequeña escala (Frenzel, 1989; Gutiérrez Elorza 2008) de tamaño milimétrico o centimétrico, reservándose el término *tafone* para las cavidades de mayores dimensiones.



Fig.2.6. Tafone mostrando honeycomb en Fraga, cerca de Carballiño, provincia de Ourense, según Hult 1888, en Vidal Romani, 2008.

McBride & Picard 2000 y 2004 hablan de un término más amplio, el *Cavernous weathering*, que presentaría dos variedades:

* Por un lado los *tafoni*, formas grandes, de escala métrica y a menudo con viseras o alerones (*overhangs*). Comunes en granitoides y rocas piroclásticas.). Pueden aparecer tanto aislados como en grupos. Se presentan alargados en el plano de estratificación más que horizontalmente, por lo que concluyen que los *tafoni* son controlados por factores que tienen que ver más con su *fábric* estratigráfica que por cualquier otro tipo de factor incluyendo al gravitatorio.

* Por otro lado el *Honeycomb weathering*, estructura deci-centimétrica formada por pequeñas celdas rectangulares o circulares separados por paredes definidas. Estas paredes no muestran evidencias que se hayan formado por costras endurecidas (*case hardening*). Suelen aparecer en grupos (*clusters*) y su litología más común es la arenisca (pese a esta consideración, en Galicia y concretamente en la zona de O Pindo que hemos estudiado, esta forma se da profusamente en granitos). Los autores consideran a su vez dos tipos de *honeycomb*:

- Tipo I o *typical honeycomb*, donde el entramado es cerrado y circular u ovoidal, con paredes de altura uniforme.
- Tipo II o *aberrant honeycomb*, donde el entramado no siempre es cerrado, las paredes son finas y las formas irregulares (este término "aberrante" lo consideramos poco adecuado y obsoleto).

Para estos autores el *honeycomb* se puede adscribir a animales zapadores, al aire, a efectos de la temperatura, a nieblas, a disolución del cemento carbonatado, a hidratación de feldespatos, a meteorización salina (*salt weathering*), a *case hardening* en paredes o a protección de paredes por microorganismos fotosintéticos y por agentes desconocidos que ya no actuarían hoy en día (aunque no especifican cuáles). Algunos de estos factores sin embargo para otros autores resultarían "prohibidos" como procesos formadores de *tafoni*, lo que da lugar a un conflicto de terminologías.

Todavía hoy persisten grandes controversias respecto al origen del *honeycomb*: en principio los hallados en Córcega eran achacados a la erosión del viento, pero más tarde se concluyó que la meteorización era debida a variaciones microclimáticas de temperatura (Popoff y Kvelberg 1937). También se especuló con procesos de disolución por agua de lluvia capaz de disolver el cemento silíceo, pero Rondeau 1965 sugiere que no hay hechos concretos de tal eventualidad.

Gill 1981 en estudios de grauwackas cretácicas australianas propone que los *honeycombs* se desarrollan principalmente en la zona de salpicadura costera o zona supramareal y que las células se alinean frecuentemente en la vecindad de una falla o junta.

El hecho de haber encontrado *honeycombs* en inclusiones ricas en biotita probaría de alguna manera que este mineral tiene algún papel en su génesis, sin embargo el descubrimiento de estructuras en panal en la Antártida ha dado lugar a un conflicto de interpretaciones destacándose dos hechos:

- * La meteorización predominante resulta ser la física, antes que la química.
- * En una localidad dada la ocurrencia de *honeycombs* se restringe a un conjunto particular de condiciones.

Lo que parece claro es que el *honeycomb* se desarrolla preferentemente en granitos de grano fino y homogéneo, mientras que los *tafoni*, más grandes, se asocian a tamaños de grano mayores.

También se ha argumentado que el *tafoni* podría originarse por coalescencia de pequeños alveolos; Bourke y Viles, 2007 opinan que una vez iniciado el *honeycomb*, se crea un ambiente favorecido por la meteorización según un modelo de retroalimentación positiva. Pero estos mecanismos parecen difíciles de mantener para explicar los grandes alveolos que a veces se forman.

Aunque *tafoni* y *honeycombs* pueden ocurrir juntos, en muchos casos existen por separado, por lo que se podrían suponer diferencias en sus génesis. Sin embargo haciendo un cuadro comparativo (Tabla 2), se observa que ninguna diferencia es suficientemente significativa como para sostener esta observación a nuestro parecer.

Tabla 2: Comparación *honeycomb* y *tafoni*

Comparación honeycomb y tafoni	
HONEYCOMB	TAFONI
- Menor tamaño:cm	- Mayor tamaño:m
- Mayor desarrollo en litología grano fino	- Mayor desarrollo en litologías de grano grueso
- En grupos	- Aislados o en grupos
- Separados por tabiques intrincados	- No presentan tabicaciones
- Se dan preferentemente en interior de tafoni	- Presentan a veces alerones y viseras.
- Mecanismo de desintegración granular	- Mecanismo de desintegración granular o en placas

2.2.6. MORFOLOGÍA DE TAFONI

Los *tafoni* se desarrollan en bloques aislados definidos por sistemas ortogonales de fracturación en macizos masivos; no aparecen en macizos fuertemente diaclasados y/o deformados. Tampoco son especialmente aptos aquellos macizos que se hallen cortados por diaclasas muy próximas formando ángulos agudos, especialmente si el granito es de grano fino, ya que en estas condiciones los granitos tienden a partirse en pequeños bloques angulosos (Derruau, 1981). Muchos estudios (Matsukura y Tanaka 2000; Dragovich 1969) indican que no hay direcciones preferentes de abertura en un conjunto de *tafoni* del mismo macizo.

Las diaclasas limitarían por tanto su crecimiento (Mellor, 1997). Las dimensiones, el espaciado y orientación (dirección y buzamiento) de las diaclasas controlan el tamaño del *tafone*, por ello se consideran el resultado final de la evolución de un macizo rocoso. Cuanto más pequeño es el *tafone*, más control ejerce la estructura de la roca sobre la morfología del mismo.



Fig.2.7. Boulder Tafone o Tafone-bloque con una de sus paredes destruida, con desarrollo de *honeycomb* lateral y aparición de un baldaquino.

En un *boulder tafone* típico como el de la figura 2.7. se pueden diferenciar las siguientes partes:

- Plano horizontal de partida, que es una diaclasa (*joint*), en este caso se trataría del plano basal.
- Apoyos o puntos de contacto del *tafone* con el plano de diaclasa.
- Superficie externa o pared exterior, colonizada por algas verdes, líquenes y musgos, que pueden encontrarse también en las cavidades internas.
- Espacio interno o vaciado (*baldaquino*, *alcoba*, *grotte*, *shelter*, dependiendo de su tamaño)
- Bóveda (*vault*, *overhang*).
- Alero, visera, extraplomo o visor (*hood*).
- Ventana o ventanas (*window*)
- Superficie o pared interna (*wall*) cóncava, y con diseño interno, en este caso se pueden observar alveolos o *honeycomb*, aunque pueden aparecer otras como por ejemplo huellas en forma de gubiazos (*scalloped*), mamelones (*mamillated*), placas (*flaking/scalling*), nervaduras, punteaduras, o costras

2.2.7. DINÁMICA DE TAFONI

2.2.7.1. VELOCIDAD DE TAFONIZACIÓN

Aunque existen muchos trabajos sobre *tafoni* y *honeycombs*, hay muy poca información sobre su velocidad de formación, aunque sí se sabe que la composición mineralógica de las rocas es un factor importante en la velocidad de desagregación. Una de las publicaciones que aportan datos cuantitativos es la de Grisez 1960, que fija una velocidad de 1mm/año para esquistos en la costa atlántica de Francia, al observar que el *honeycomb* había adquirido una profundidad máxima de 66mm entre 1898 y 1960. Se sabe también que el desarrollo de los *tafoni* es distinto dependiendo de la roca en que se produzcan (Norwick & Dexter, 2002).

Matsukura y Matsuoka 1991, calculan la velocidad de tafonización mediante un procedimiento consistente en medir *tafoni* desarrollados en 3 superficies a diferentes alturas que fueron levantadas por terremotos en distintos momentos conocidos, todos los sitios cuentan con la misma litología de tufas, areniscas y lutitas e idénticas condiciones externas. Obtienen así el valor medio de los 10 *tafoni* más profundos (D, en cm) y estiman el periodo de formación (t en años). La conclusión del trabajo es que los *tafoni* incrementan su profundidad con el tiempo de una forma exponencial, siguiendo la ley empírica

$$D = 20'3 \cdot (1 - e^{-0'005t})$$

Esta fórmula obedece a una ley exponencial en la que se puede estimar que la máxima velocidad de desarrollo es de 1'67 mm/año, resultado bastante acorde con el calculado por Grisez. Es característico de esta ley que los valores más altos de la velocidad de tafonización se den en los estadíos iniciales, decreciendo la velocidad con el tiempo hasta hacerse mínima que es cuando el *tafone* deja de crecer.

Sunamura (1996) re-escribe la anterior función a otra del tipo: $D = D_c (1 - (t_i/t)^{0'5})$ donde tiene en cuenta el lapso de tiempo entre la exposición de la superficie a la meteorización y la ocurrencia del primer *tafone*, así D_c es la profundidad del último *tafone* y t_i es el lapso de tiempo transcurrido.

Otro hecho relevante fue el de la detección de NaCl en la superficie interna de las cavidades, que sugiere que la sal podría ser un mecanismo importante en la formación de *tafoni*, sal que por otra parte llegaría a través de las salpicaduras de las olas (spray marino). Si bien es cierto que la sal desagrega, no explica la detención del proceso en un momento dado.

Si esto es así, el hecho de que la velocidad de formación disminuya con el tiempo se podría explicar porque el interior del *tafone* a medida que se hace más hondo es menos accesible al sol y al viento que puedan desecar la superficie. Aún así el problema persiste puesto que hay *tafoni* cerrados que siguen desagregándose, aún sin la presencia de sal.

Owen 2007 concluye que las velocidades son mayores en los *tafoni* más grandes, pero este resultado hay que tomarlo con reservas, ya que sus medidas fueron realizadas en calizas, donde los procesos de disolución pueden ser importantes.

Boxerman 2008 determina que la velocidad en el desarrollo de los *tafoni* en areniscas depende fundamentalmente de clima, de forma que las mayores velocidades se dan en lugares costeros y del orden de mm/año y las menores en las regiones áridas con velocidades de micras/año, y de la litología, donde aquellos que muestran mayores velocidades son los desarrollados en litologías de grano fino y de mayor fisibilidad. La forma de medida es comparar la profundidad de tafonización en aquellos *tafoni* expuestos en afloramientos de plataformas marinas, con la edad de la plataforma.

Con todos estos resultados, parece que establecer la velocidad de tafonización es arduo complicada. Lo único que se ha podido ofrecer hasta ahora son una serie de leyes empíricas de naturaleza exponencial, válidas para unas litologías determinadas y para unas condiciones restrictivas (ausencia de ciertas estructuras como fallas, tamaño de grano determinado y otras); la mayoría de los geomorfólogos especulan (Norwick y Dexter 2002) que la tasa de desarrollo de los *tafoni* es *grosso modo* constante de unos a otros y varía sólo en función de las posibles variaciones climáticas.

Además como durante su vida los *tafoni* pueden tener períodos de más quiescencia seguidos de otros de mayor actividad, la velocidad puede no ser constante, por lo que solo se puede determinar la velocidad media, no la velocidad instantánea.

Tal vez resulte más interesante determinar no tanto la velocidad sino la actividad del *tafoni*, así de forma cualitativa se puede deducir la presencia o ausencia de actividad (Ottman, 1956; Dragovich, 1969): son indicadores de actividad tafónica la presencia de detritus en la base, las superficies internas frescas o la facilidad de separación en escamas (*flaking*); son indicadores de actividad escasa o nula, la ausencia de detritos frescos, el crecimiento de musgos y líquenes, la alveolización de paredes en la cúpula interna y el aspecto de apagado (*mate*) de las superficies rocosas. Por otro lado Calkin y Cailleux, 1962, probaron la relación entre la ocurrencia de *tafoni* de mayores dimensiones y la antigüedad de exposición subaérea de la superficie afectada.

2.2.7.2. GÉNESIS DE CAVIDADES

Existen diferentes hipótesis sobre el origen de los *tafoni* y todavía hay incertidumbre en su modo de iniciación (Dorn 1995). Tampoco hay unanimidad en si son formas de origen interno o externo, o si los procesos geomórficos que los han dado lugar son físicos o químicos, aunque se admite que su desarrollo total o parcial se realiza en condiciones epigenéticas (Uña 2005). Tampoco hay un consenso en establecer si el control es climático o tectónico (Migon y Goudie, 2000) aunque la presencia de elementos geométricos o repetitivos en las geoformas parece ser lo que decide a la mayoría de los autores a considerar un control. Por todo ello muchos de los estudios recientes sobre *tafoni* y otras cavidades se centran en determinar la importancia relativa de los factores en el control de la formación, más que en detallar su causa última.

Vamos a revisar a continuación las distintas ideas históricas sobre la génesis de *tafoni*, agrupadas por sus distintas causas, teniendo en cuenta que la mayoría de los autores si bien pueden destacar un factor predominante, no consideran que haya un único agente que afecte al desarrollo de *tafoni*.

2.2.7.2.1. Causas exógenas

Son las motivadas por procesos que tienen lugar en la superficie de la tierra o muy cerca de ella impulsados por la energía solar, gravitatoria o química y por tanto muy dependientes del clima. Sobre esto hay que añadir que ciertos autores opinan que el papel del clima en los procesos de desarrollo de paisajes graníticos ha sido sobredimensionado (Ollier 1965). Otros por el contrario consideran que los factores son independientes del clima (Strini et al 2008). Dragovich, 1968, manifiesta que no hay condiciones climáticas óptimas, aunque estas se requieran para la iniciación de *tafoni*, por lo que no pueden ser considerados como indicadores climáticos. Gutiérrez Elorza, 2001 y 2007 mantiene que en ambientes de marcada aridez el desarrollo de los *tafoni* es escaso, ya que la acrecencia de agua impide la actuación de muchos de los procesos de meteorización. Vidal Romaní et al, 1979, proclaman que la formación de *tafoni* es el resultado de procesos convergentes y no debe ser ligada a unas condiciones climáticas determinadas.

Dentro de las causas exógenas vamos a considerar las siguientes:

a) Variación de la temperatura ambiental (termoclastia)

La termoclastia es la desintegración de la roca por efecto de las variaciones bruscas de la temperatura sobre las rocas, que hace que minerales con índices de expansión térmica diferente ejerzan cierta tensión sobre las paredes de la roca.

Si bien se pensó que este efecto era de gran importancia, los experimentos de laboratorio no lo confirmaron y se piensa que las rocas deben ser debilitadas previamente por la meteorización química, antes de que puedan romper por efecto térmico.

b) Variación de la temperatura dentro y fuera del tafone (Kvelberg et al 1938; Klaer 1956; Penck 1984).

Hacker 2003 considera que las diferencias de temperatura dentro y fuera del tafone pueden tener importancia en su desarrollo, midiendo variaciones de 0'1°C. El mismo autor también hace estudios sobre las variaciones en el punto de rocío dentro y fuera del tafone llegando a una media de 1'2°C. Sin embargo hay que decir a este respecto que una roca como el granito tiene un coeficiente de dilatación muy pequeño a temperatura ambiente y no parece que estas diferencias de temperatura sean significativas.

Las diferencias de temperatura entre el exterior y la cavidad no es un argumento adecuado para explicar el flaking o descamación ya que estos cambios son más grandes en el exterior donde el flaking no se desarrolla (Dragovich 1967). Sin embargo para otros autores el estrés térmico dentro y fuera del tafone es un factor decisivo (Strini, Guglielmin y Hall, 2008).

c) Factores termo-mecánicos (Popoff, 1937)

Popoff 1937 considera como hecho principal en la formación de tafoni los factores termo-mecánicos. Según el autor ningún tafone se puede formar en una superficie totalmente plana, sin irregularidades iniciales, ya que en este caso la erosión se desarrollaría por igual por toda la roca. Su propuesta de partida es suponer la existencia de irregularidades iniciales producidas al azar y que por simplificación considera esféricas, cóncavas (que darán tafoni s.s.) y convexas (que darán protuberancias o mamelones) (Fig.2.8.).

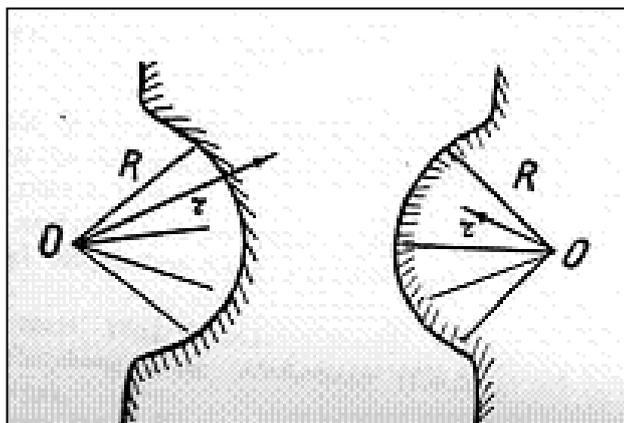


Fig.2.8. Formación de tafone a la izquierda y protuberancia a la derecha, según Popoff, 1937.

Un enfriamiento brusco en la superficie de una cavidad crearía tensiones que terminarían por crear una laja en dicha superficie, que se fragmentaría pudiendo llegar a caerse, agrandando así el tafoni. Estas lajas al ser muy finas, explicarían además el estado extremadamente liso de las superficies tafónicas.

d) Mecanismo hielo-deshielo (crioclastia, gelifracción) (Ikeda 1994 y 1998).

Es el efecto de la presión que ejercen las cuñas de hielo en los intersticios de las rocas, que puede producir la desintegración granular de las rocas si el ciclo hielo-deshielo se sucede repetidas veces.

En efecto, el agua al congelarse aumenta un 9% de volumen y como consecuencia ejercería una considerable presión a las rocas confinantes (del orden de 15Kg/mm²) si se encuentra en espacios confinados. Este efecto quedaría limitado a tamaños de grano superiores a unos 0'15mm, por lo que a partir de ahí sería necesaria también una meteorización química.

Para ciertos autores Strini, Guglielmin y Hall, 2008 este factor "helada" per se no parece ser significativo en la formación de tafoni, hecho que contradice lo que dicen otros que sí sería un factor a tener en cuenta (Ikeda, 1994 y 1998).

e) Las hipótesis salinas (Salt weathering, Salzsprengung, haloclastia)

La haloclastia es el efecto disruptor de la precipitación de sales en los poros de las rocas; en este sentido las sales más agresivas con respecto al proceso de desagregación granular son los cloruros y sulfatos de sodio y calcio.

En efecto, la acción de la sal, especialmente halita aunque también otras como mirabilita o thenardita y en menor proporción yeso, incrementa el grado de desarrollo de los tafoni (Strini, Guglielmin y Hall, 2008).

La hipótesis de la cristalización de sales siempre ha sido muy popular en la literatura científica y muchos artículos tratan este tema de forma extensa (Hume 1925; Cailleux 1953; Evans 1970), siendo uno de los mecanismos más citados, especialmente a partir de los años 70 del siglo XX. Lachniet en su página web distingue incluso dos tipos de salt weathering, uno a pequeña escala (small-scale), que forma tafoni y que denomina honeycomb weathering, y otro a mayor escala (large-scale), que él denomina cavernous weathering o alveolar weathering.

Otros autores opinan que sustancias solubles pueden migrar por capilaridad hacia la superficie de la roca y cristalizar allí, creando esfuerzos suficientemente grandes como para inducir la desintegración granular (Netoff et al 1995). A este respecto hay que decir que los granitos son rocas poco porosas y por tanto estas migraciones solo se producirían si hay presencia de huecos comunicados, solo posible en granitos muy alterados, donde el desarrollo de un tafone es poco probable.

Para aquellos tafoni que no se encuentran en zonas marinas o desérticas, la presencia de sal se explica por migración de esta en las aguas intersticiales, tal es el caso de los tafoni de Sicilia central (Martini 1978) por lo que no hay más remedio que hacer alusión a fuentes externas de la sal.

El hecho de que se apunte a la sal como un potente mecanismo en la formación de *tafoni*, viene corroborado por una serie de evidencias:

* La de encontrar con mayor probabilidad *honeycombs* cerca de las zonas mareales donde las superficies rocosas tienen gran exposición a la cristalización de sales, debido a la acción capilar y salpicaduras del oleaje (Bradley et al 1978; Doe 2004).

* Los mejores ejemplos de *tafoni* se encuentran desarrollados en litorales de clima mediterráneo, semiáridos y áridos, donde la característica más relevante es la existencia de un período seco prolongado que favorecería la acción disgregadora de los mecanismos de haloclastia (Leyton y Andrade 1987). Pero a este respecto hay que decir que el crecimiento de cristales de sal puede explicar la desagregación granular, pero no por qué se forman los *tafoni* y por qué se detiene el proceso en un momento dado.

* Los *tafoni* son más prolíficos en medios ambientes salinos (Blackwelder 1929); están más documentados en desiertos (como los vistos en granitos de Hoggar) y zonas costeras (Tschang, 1974), donde adquieren mayor importancia los procesos salinos. Kelletat 1980 observa que los *tafoni* de Escocia y Grecia están en todos los casos fuertemente orientados hacia la línea de costa actual, por lo que también deduce que el haloclastismo sería el proceso más efectivo en el desarrollo de los mismos.

* La distribución global de los *tafoni* parece apoyar el papel del haloclastismo, al ser más abundantes en zonas costeras, desérticas o semidesérticas y también en regiones de clima mediterráneo, donde la aridez se muestra estacionalmente; incluso se ha señalado (Martini 1978) que en ciertas zonas de la Italia mediterránea, su frecuencia se reduce con la altitud y la distancia al mar. Otros autores como McBride y Picard, 2004 ponen de manifiesto que los *tafoni* en el desierto no se desarrollan a más de 10km alejados de la fuente de sal de las "playas".

* El hecho de encontrar yeso en las paredes y techo de *tafoni* (Matsukura y Tanaka 2000) apoyaría la hipótesis de la cristalización salina, pero se sabe que la presión de cristalización del yeso es baja y la fuente del azufre, según ellos, desconocida. Sugieren que las porciones de roca de baja resistencia, medida con martillo Schmidt o esclerómetro, y las de mayor contenido en humedad, son más las más susceptibles de originar *tafoni*.

Estudios recientes en la Antártida (Parsons et al 2005) atribuyen la tafonización y la alveolización a la cristalización salina avalando esta propuesta en los siguientes hechos:

- Su ocurrencia en multitud de pendientes distintas
- La ausencia de orientación preferente
- La aparición de minerales inalterados en los detritus
- La acumulación de sal y costras salinas alrededor de los *pits*

f) El factor "sombra" (*Shadow weathering* o *Schattenverwitterung*)

Derruau 1981 supone que los *tafoni* sólo existen en regiones que tienen al menos una estación seca, y que el aire marino no influye en su formación ya que tanto se encuentran en zonas costeras como continentales; tampoco el viento interviene pues el interior de muchos *tafoni* se halla al abrigo del mismo; sin embargo admite que la tafonización es más rápida en aquellas zonas que están expuestas a la sombra que las que están al sol, lo que explicaría la distribución geográfica de estas formas: estarían asentadas donde el exterior de la roca se seca rápidamente.

En este mismo sentido se desarrolla el trabajo de otro autor francés, Rondeau, 1958 que atribuye la disimetría de los *tafoni* al contraste entre la ausencia de alteración en la cara soleada y expuesta al viento, sobre la cual la humedad secaría rápidamente, y la de una rápida desagregación en la cara más abrigada donde la humedad se mantendría más tiempo.

También se cree (Tschang 1974) que los *tafoni* se desarrollan mejor en grandes bolos, donde hay mayores zonas de sombra, y son raros o ausentes en pequeños bolos donde apenas hay zonas umbrías. Frente a esto hay que decir que sí se han encontrado *tafoni* pequeños y bien desarrollados en bolos pequeños, incluso con *honeycomb*, en la zona estudiada en este trabajo.

Huinik et al 2004 intentan explicar la tendencia de los *tafoni* de pared a crecer hacia arriba al suponer que el techo del *tafoni* está protegido del sol y tarda mucho más en secarse (Fig.2.9.). En estas condiciones la cristalización de la sal que va a originar la meteorización, se realiza preferentemente en las partes protegidas, por lo que la velocidad de tafonización es mayor.

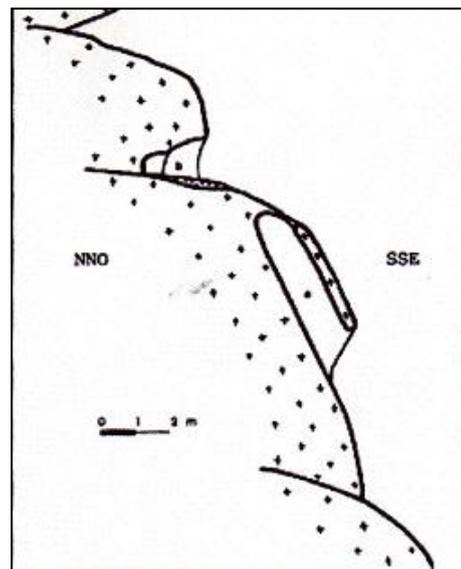


Fig.2.9. Tafoni basal y lateral según Huinik et al, 2004.

g) Acción eólica

El aire ha sido considerado como un mecanismo responsable no solo de formación de *tafoni* sino también de la denudación de los productos de meteorización (Gümüs *et al*, 2008) pero hay que tener en cuenta por un lado el tipo de roca sobre la que actúa el agente y por otro que los vientos eficaces desde el punto de vista morfogenético han de tener una velocidad superior a los 4'5m/s (unos 16 km/h).

La velocidad del viento dentro del *tafoni* es la mitad que fuera. Esta acción es importante para el grado de secado de las superficies, por lo que atmósferas con poca humedad ambiental este factor pierde importancia (Strini, Guglielmin y Hall, 2008).

Se han propuesto hipótesis (Huinink *et al*, 2004) por las que el aire podría jugar un papel importante en el agrandamiento de pequeñas cavidades pero no en las grandes (Fig.2.10.a. y b.).



Fig.2.10.a y b. Corte vertical donde se ve la formación de un tafone de pared con alerón formado por la acción del viento. Fuente Google.

h) Abrasión marina (Kirchner, 1996)

Es la acción mecánica del mar directamente sobre las rocas del litoral y podría ser un mecanismo válido cuando se dan en regiones costeras. Se pueden distinguir 3 zonas (Leyton y Andrade 1987) de desigual ocurrencia de tafoni en rocas granudas (tanto ígneas como metamórficas y sedimentarias).

* *Infralitoral*: la superficie de las rocas se encuentra sujeta al ataque directo de las olas. Se dan procesos de abrasión con la presencia escasa de *Tafoni*.

* *Mesolitoral*: las rocas sólo se encuentran expuestas al ataque del oleaje en tormentas y mareas altas. Se producen frecuentes fenómenos de descamación.

* *Supralitoral*: las rocas están fuera del alcance del oleaje. Aparecen formas de alveolización y casi cualquier tipo de cavidad tafónica.

i) Las superficies endurecidas (*Case hardening*)

Las superficies endurecidas o *case hardening* se forman por el movimiento de iones, sílice u óxidos de hierro o manganeso, a través de procesos hídricos que tienen lugar en las rocas (Ollier, 1969; Conca 1985) que podrían hacerlos precipitar en dichas superficies endureciéndolas. Este hecho no está corroborado en todas las ocasiones.

Conca y Rossman 1985 y Conca 1985 atribuyen el fenómeno de que el tafone se meteorice más rápido en el interior que en las paredes al hecho de que el exterior está más litificado que el interior, debido a este "case hardening" o "hard crust" que se produce en el exterior; los granitos tienden a presentar según estos autores un interior más blando debido a procesos de precipitación y disolución diferencial de minerales (*core softening*) (Fig.2.11.).

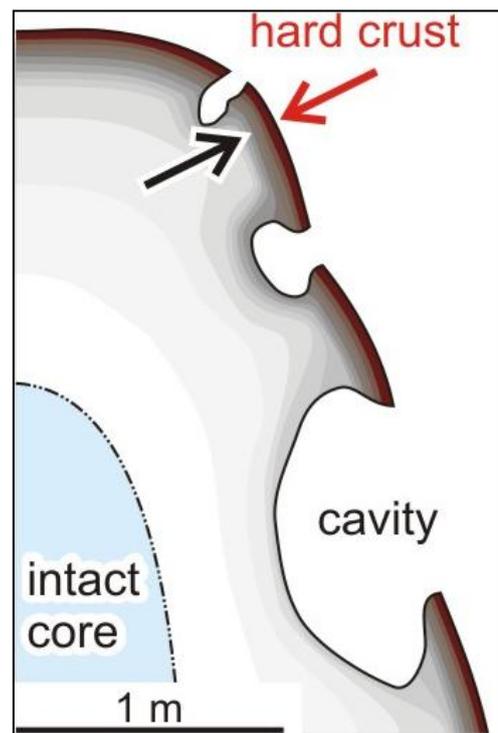


Fig.2.11. Case Hardening y Core softening. Fuente Google

Pese a todo, Mottershead and Pye 1994 consideran 3 fases en la formación de cavidades en relación con superficies endurecidas o *case hardening* (Fig.2.12.):

En primer lugar la roca se endurece según las superficies de debilidad (*joints*) o diaclasas, por precipitación de sustancias como sílice, aluminio o hierro.

En un segundo lugar la denudación expone estas superficies al intemperismo.

En tercer lugar la erosión de la roca debajo de estas costas endurecidas o *case hardening* crea cavidades que se ellos denominan *tafoni*.

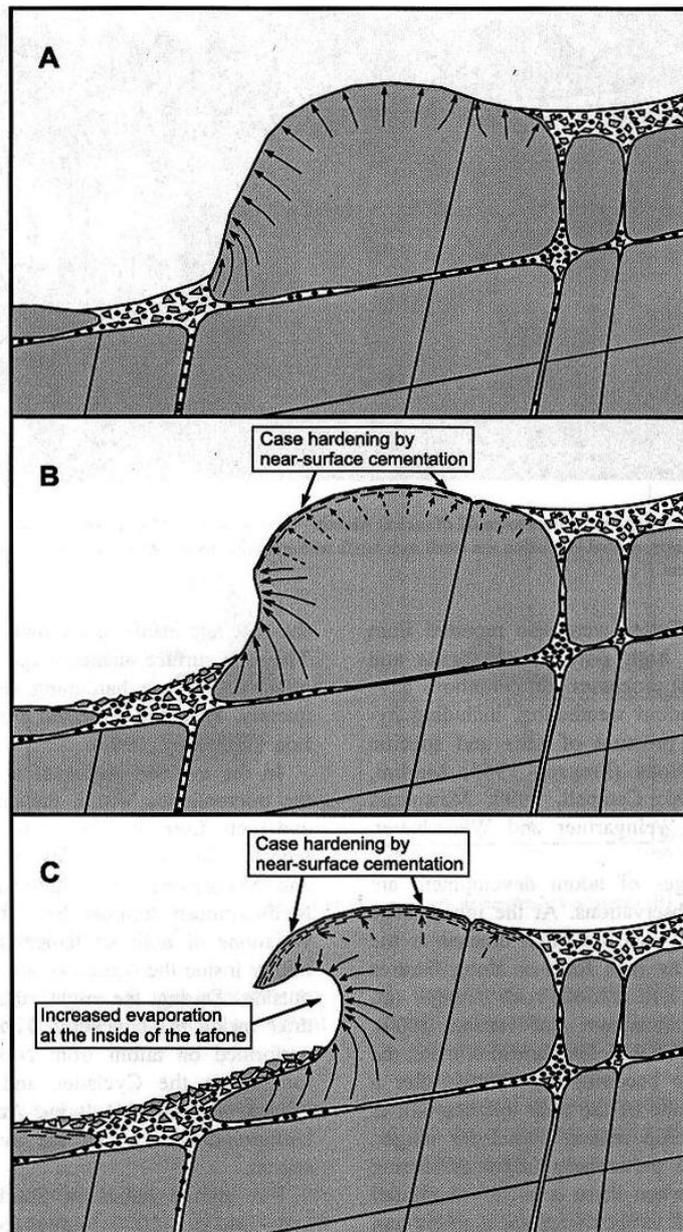


Fig.2.12. Etapas de desarrollo de *tafoni*, en Hejl 2005

Encontramos hipótesis parecidas en Thomson, 1995 (Fig.2.13.) y en French 2002 (Fig.2.14.), pero frente a todo esto hay que poner en evidencia que muchos *tafoni*, entre otros los encontrados en Galicia, Argentina, Australia, Córcega... no tienen superficies endurecidas, por lo que no se puede generalizar esta hipótesis a todos los casos conocidos.

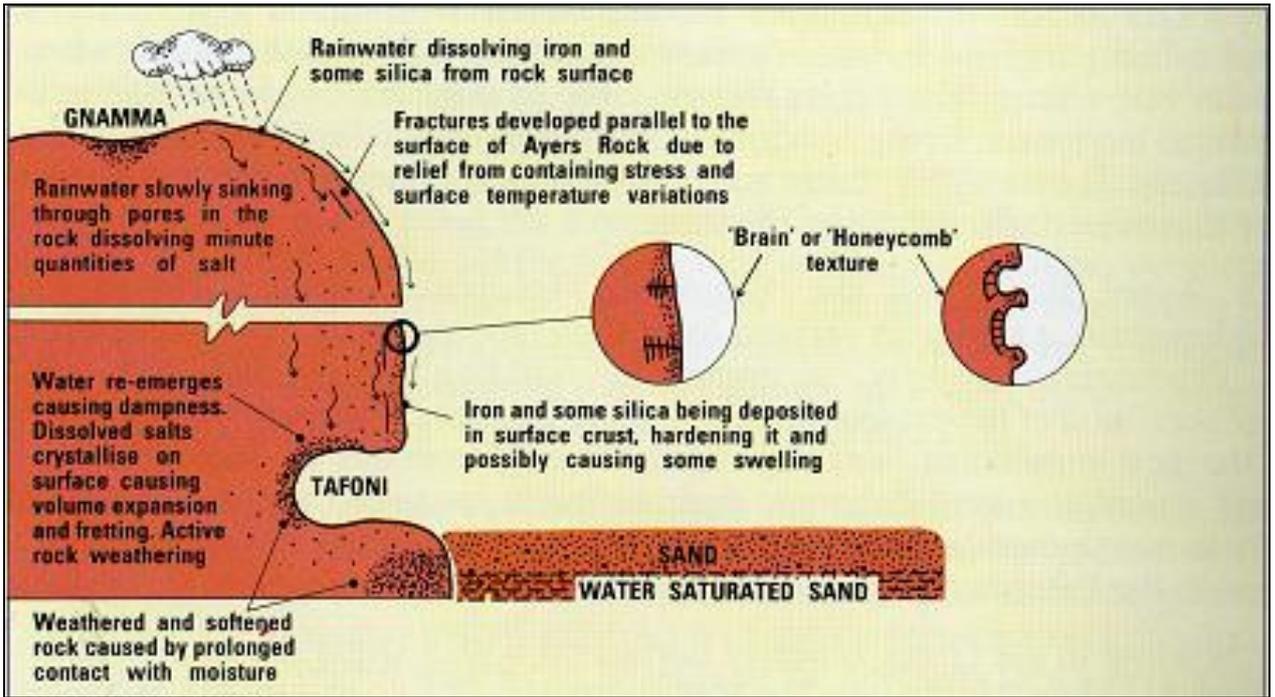


Fig.2.13. Formación de gnammas y tafoni en relación con las superficies endurecidas, en Thomson, 1995.

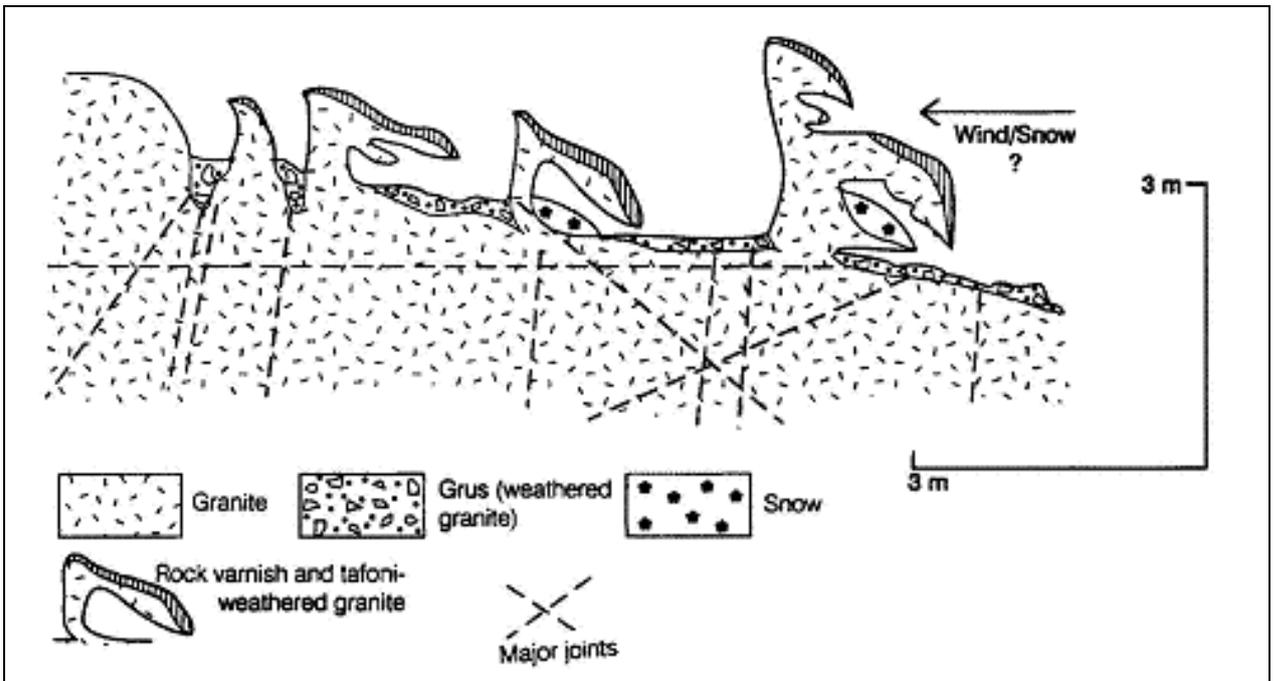


Fig.2.14. Relación entre tafoni y superficies endurecidas en el Mount Keinath, en French et al, 2002.

j) Humedad ambiental (Goudie & Viles 1997; Dorn 1995)

La humedad ambiental y las precipitaciones son los principales mecanismos mediante los cuales el agua penetra a través de los poros y fisuras de la roca al interior de la roca ejerciendo la meteorización química o descomposición de los minerales por efectos básicamente relacionados con el agua, el CO₂ disuelto en ella o el oxígeno atmosférico. Estos procesos son los universalmente conocidos como hidrólisis, hidratación, disolución y oxidación.

Ciertos autores reconocen que la presencia de minerales alterados de tipo arcilla en las superficies de *flaking* que junto con la conocida capacidad de los granitos para absorber agua hacen sospechar que la humedad es importante en el *flaking* (Dragovich 1967) y el consiguiente desconchamiento de las superficies tafónicas. Para otros la condensación de humedad (Matsukura y Tanaka 2000 y Tschang 1974), junto con el factor sombra visto anteriormente serían los mecanismos imperantes.

La hidratación de minerales ha sido citada por muchos autores (ciclos humectación-desección, Martini 1978). También ciertos minerales como los de las arcillas en ciclos de hidratación-deshidratación podrían tener efectos disruptores en las rocas. Los procesos de desagregación granular pueden estar conectados con mecanismos de hidratación e hidrólisis, tal y como se ha visto en *tafoni* de la costa chilena (Leyton y Andrade 1987).

Para Sancho y Benito 1990 la circulación de agua en el *tafone* así como la insolación tienen un notable efecto sobre la meteorización, que conduce a la producción de *tafoni*, así como la inclinación de la ladera. La iniciación del proceso se debería a la presencia de minerales fácilmente alterables y el desarrollo del *tafone* a la acción de la sal y a los ciclos humectación-secado. Hay también otros trabajos en este sentido como el de Stocker, 1987. Sin embargo todo esto fue aplicado a areniscas, donde los procesos no son directamente comparables a los que ocurren en granitos.

k) Procesos biológicos

Separar los procesos biológicos de los anteriores resulta un tanto artificial, y en realidad se debería hablar de los efectos físicos o químicos de la actividad biológica (Mayor *et al*, 2001). Lo mantenemos así por razones de mayor claridad en la exposición.

En medios epigenéticos subedáficos la acción biológica e incluso antropogénica es evidente (Twidale 1982), aunque no tanto como iniciadoras del proceso sino como de un cierto papel modulador.

Los líquenes y musgos (Rodríguez y Vidal Romaní, 1980) tiene el papel de dirigir el proceso ya que no permiten que sea sino la superficie inferior de despegue del bloque la zona del comienzo del proceso; este papel protector estaría representado por encostramientos ferruginosos, costras de endurecimiento o barnices del desierto en zonas donde el clima no permite el desarrollo de este tipo de seres vivos.

Aunque los líquenes ejercen un papel erosivo *per se*, la velocidad del mismo siempre es mucho menor que los demás procesos. Los musgos tienden a crecer en las zonas húmedas del interior de los alveolos por aumento en la humedad interna cuando no existe la desagregación granular.

Para ciertos autores (Mustoe 1983, 2010; Frenzel 1989) la resistencia a la erosión de las paredes del *tafoni* podría estar relacionada con la existencia de microalgas verdes (presencia atestiguada por análisis de clorofilas), que protegerían las paredes de la desecación y pararían o mitigarían la meteorización del *tafone*.

2.2.7.2.2. Causas endógenas (no epigénicas)

Pocas citas bibliográficas encontramos donde se consideren prediseños de *tafoni* en condiciones internas, aún así podemos destacar la de *Derruau, 1981*: “ *Los tafoni están preparados por una estructura concéntrica del mismo tipo que las bolas, pero utilizan la esfericidad a partir del interior mientras que la descomposición en bolas la utiliza desde el exterior*”. Es curioso observar que se haya obviado sistemáticamente esta cuestión de un autor tan citado y de una obra tan seguida en las universidades.

El modelo donde mejor se concreta el origen de las cavidades y que seguimos en este trabajo es el denominado “*Concentración de cargas, efecto Faquir o efecto princesa (Stress concentration effect)*” (*Vidal Romaní 1985*) que tiene en cuenta que aquellos bloques rocosos que han sufrido una concentración de carga en puntos localizados son más fácilmente meteorizables y la actuación en ellos de fuerzas elevadas durante el tiempo geológico, produce deterioro de la roca que solo se manifestará una vez que esta se halle en superficie. Así se generan *gnammas* y *tafoni* una vez que esta roca previamente alterada es expuesta por la erosión o la tectónica en la superficie.

a) Aspectos teóricos

Sea un bloque granítico sano individualizado por un sistema de diaclasas con las siguientes características geotécnicas: resistencia a la compresión simple de 1400-1500 Kg/cm², cohesión interna 2500Kg/cm², ángulo de rozamiento interno entre partículas de 55° y densidad 2500-2700 Kg/m³.

El comportamiento de este material estaría dentro del campo elástico de la deformación y en estas condiciones la roca puede soportar perfectamente el sistema de tensiones que actúa sobre ella, salvo que disminuyera su módulo de elasticidad por causa de la alteración de la roca.

Para que un bloque como el citado pase del campo elástico de la deformación al plástico o al frágil, según el criterio de rotura de *Mohr-Coulomb*, se precisaría una columna de roca (presión litostática) cercana a 6Km de altura (concretamente 5700m).

En un caso ideal se puede situar la parte más profunda de un perfil de alteración del granito en 300m de profundidad, situación que no alcanzaría la carga litostática necesaria para deformar una roca sana, que como se ha visto se calcula en unos 5700m (*Vidal Romaní 1984*). Esta situación es necesaria para que los bloques rocosos puedan fácilmente individualizarse y permitir la circulación de agua entre ellos, lo que producirá una alteración diferencial de la roca de forma que superficies de rotura inicialmente planas (distribución uniforme) se transformen en irregulares (puntuales) y empiece a tener lugar el proceso de migración de cargas (*migration of loads*).

Por tanto sin un proceso de concentración de cargas (que la haría aumentar hasta 100 veces) sería impensable que la carga litostática alcanzara dicho valor crítico. Esta concentración de carga puede ser originada por alteración selectiva, por procesos tectónicos o por procesos glaciares.

Donde ha habido una concentración de carga, la roca sufre un proceso de plastificación. Dichas zonas se denominan recintos de plastificación o espacios lacunares (*areas of plastification or lacunar areas*) que tienen morfología diversa: esferoidal, elíptica...

En tales circunstancias, se producen en determinadas zonas del bloque los denominados corrimientos finitos a escala granular o grietas de *Griffith* (*Vidal Romaní 1989*) que producirán deterioro precoz de la roca aún antes de que entre en el ámbito de la influencia de un frente de alteración, y que separarán la roca inicialmente cohesionada en distintas unidades, bien en zonas superficiales bien en zonas internas, cuya envolvente límite es lo que luego se llamarán *gnamma* o *tafone* respectivamente (Fig.2.15.).

Los dominios de la roca plastificada no siempre van a intersecar con la superficie libre del bloque y pueden hallarse a unos centímetros de profundidad de la misma rodeados de roca inalterada, por lo que se puede decir que los recintos lacunares son las zonas de mayor susceptibilidad de la roca a alterarse y quedan "impresas" en puntos determinados del macizo.

Modelos fotoelásticos indican que el máximo stress que se produce debajo de una superficie en respuesta a un esfuerzo normal lo hace a una profundidad $0'67a$, donde a es el radio de la carga supuestamente esférica.

Solo si la alteración no destruye totalmente la estructura del macizo rocoso y si este es exhumado con posterioridad a la "impresión" de estas superficies de rotura, los procesos exógenos podrán realizar la evacuación de los granos minerales predispuestos ya a la separación y es cuando las formas son observables.

Puede calcularse usando el criterio e fractura de *Coulomb* lo que sucedería en un caso real en el contacto entre dos bloques, cuando en ellos se aplica una fuerza que supera la resistencia a la compresión simple de la roca, que para más simplicidad se efectúa en dos dimensiones pero es perfectamente extrapolable a tres (*Vidal Romaní, 1985*).

Si se llama R al radio del círculo de *Mohr* que representa el tensor de tensiones en un punto del sólido, y H la distancia desde el círculo de *Mohr* a la curva de resistencia elástica del granito, y $R/H = /S/$ al factor de seguridad (*security factor*) en valor absoluto o superficie de rotura posible, se tienen las siguientes situaciones:

* Si $|S| > 1$ el círculo de Mohr no toca a la curva de resistencia elástica y la roca se halla en el dominio elástico de la deformación, por lo que la carga es asumible por la roca.

* Si $|S| = 1$ el círculo de Mohr es tangente a la curva de resistencia elástica, lo que da lugar a la fluencia de la roca en los puntos donde esto ocurra.

* Si $|S| < 1$ se produce el colapso de la roca en los puntos donde ocurra.

El criterio se expresa: $\sqrt{\pm (1/4)(\sigma_x - \sigma_y)^2 + \tau^2} = (\text{sen}\phi/2)(\sigma_x - \sigma_y - 2C\cotan\phi)$

siendo el primer miembro R y el segundo miembro H.

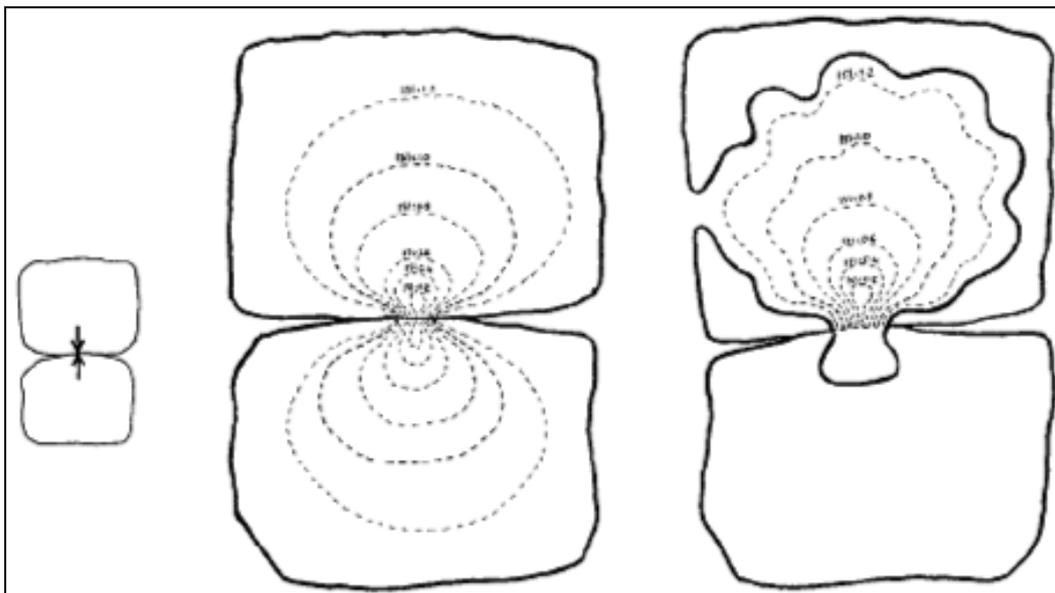


Fig.2.15. Formación de cavidades por concentración de cargas. Modelo y desarrollo evolutivo, según Vidal Romani, 1985.

b) Aspectos prácticos

El modelo de la concentración de cargas responde satisfactoriamente a las observaciones siguientes (Vidal Romaní 2009):

- La independencia de los *tafoni* con el clima.
- El hecho que no todos los granitos bajo las mismas condiciones climáticas y de la misma edad se tafonizan.
- Los *tafoni* se desarrollan en distintas posiciones sobre superficies horizontales o inclinadas.
- El proceso desagregativo cesa en un momento dado sin haber llegado al total vaciado de la cavidad.
- La desagregación es primero grano a grano y después en placas.
- El proceso de tafonización presenta una gran actividad interna mientras que es nula en el exterior del mismo.

Se han realizado 15 modelos por ordenador (Vidal Romaní, 1985) del que reproducimos un caso general, (Fig.2.16.) donde se parte de bloques de granitos de densidad y ángulo de rozamiento interno constante en los que se hace variar el tamaño del bloque (y por tanto la carga), la distancia entre apoyos (distancia entre cargas) y la cohesión, arrojan, entre otros, los siguientes resultados:

- La cavidad es más grande cuanto más carga soporte.
- La apertura de las formas corresponden aproximadamente con el área de aplicación de la carga.

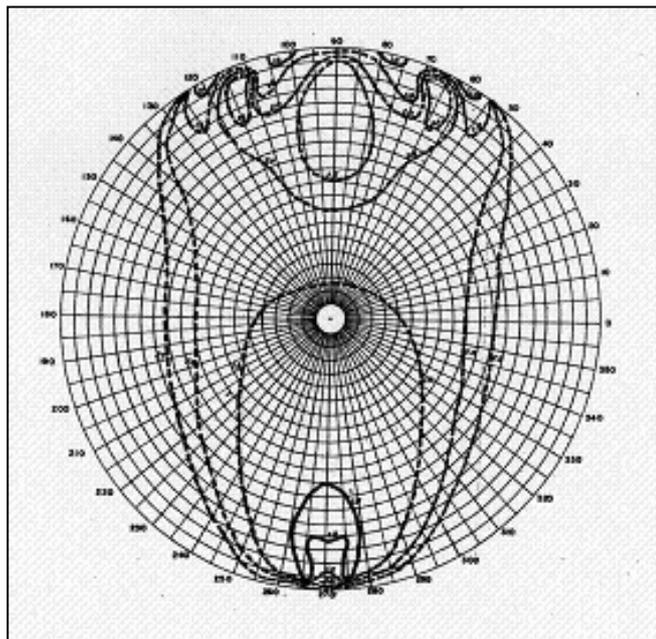


Fig.2.16. Supuesto general de bloque esférico con cargas en todo su contorno. Se observa la formación de cavidades tipo pía en la parte superior y tipo tafone en la inferior.

- La morfología de la distribución de las cargas refleja la morfología de la forma
- Si los apoyos están cercanos, la cavidad va a ser única y a medida que se alejan deja de serlo.
- Las formas son más disimétricas a medida que los apoyos se alejan del centro
- A medida que la roca pierde cohesión, las formas van coalesciendo.

Según estén distribuidas las cargas se desarrollan distintas morfologías de *Tafoni* (Vidal Romaní, 1983, 1985) (Fig.2.17.):

- *Tafone* central de cavidad única que podría dar fácilmente una ventana: si la fuerza puntual actúa en una dirección.
- *Tafone* central de dos cavidades laterales: si las fuerzas inciden en dos sitios próximos pero distintos.
- *Tafone* con pilar central a modo de columna: las fuerzas están más separadas.
- *Tafone* con pilar central colgado: fuerzas muy separadas.
- *Honeycomb*: multitud de fuerzas muy próximas.

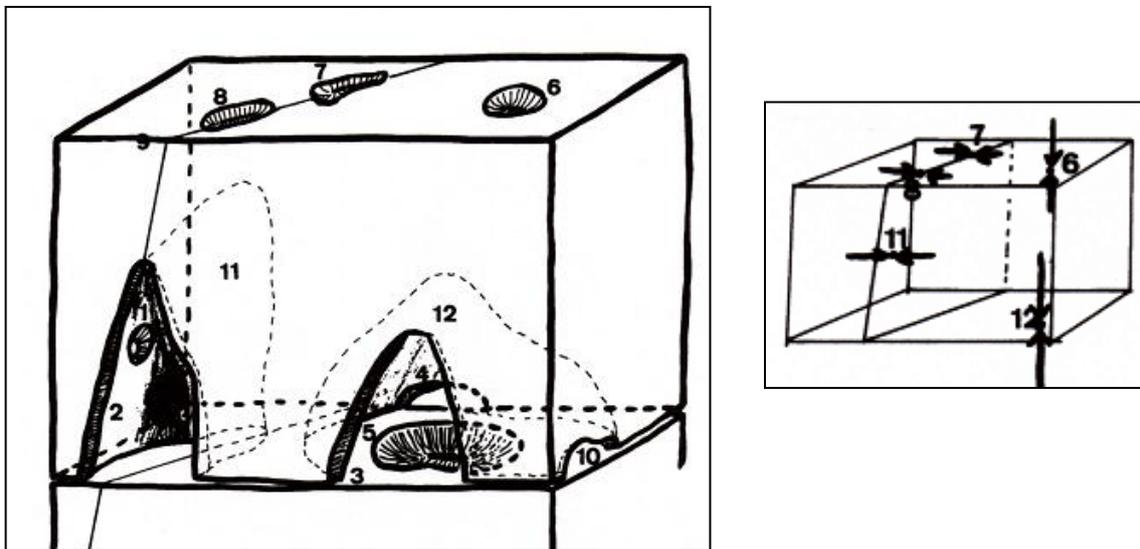


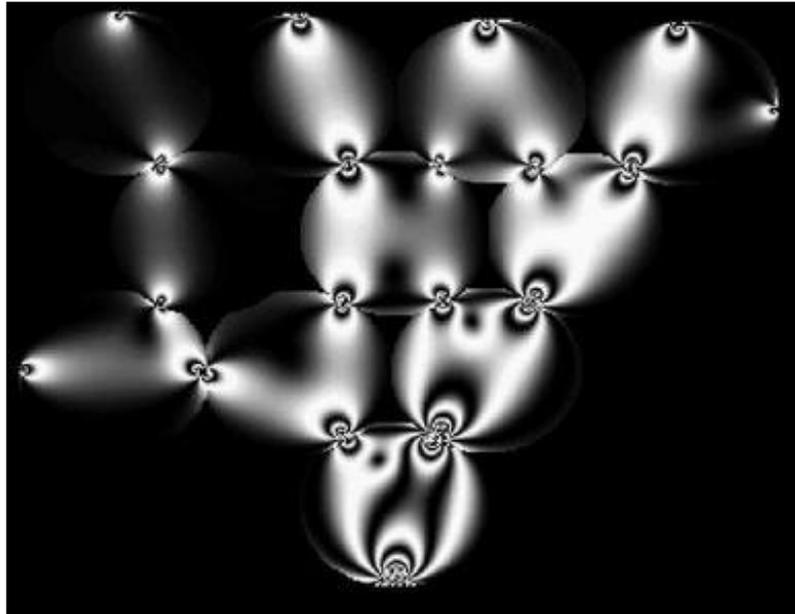
Fig.2.17. Los esquemas representan la aplicación de pares de fuerza para producir los distintos tipos de cavidades del dibujo. Las cavidades 1,3,4,9 no han sido producidas por concentración de cargas sino como consecuencia de los procesos normales de tafonización del bloque según Vidal Romaní 1987.

1. Ventana en *tafone-diaclasa*; 2. Ventana por derrumbe de pared lateral del *tafone-diaclasa*; 3,4,9. Ventanas por derrumbe de pared lateral del *tafone-bloque*; 5. Pit; 6.Pit en relación con plano de diaclasa; 7,8. Gnammas en relación con plano de diaclasa; 10. Plano de diaclasa que define el sistema representado; 11. *Tafone-diaclasa*; 12. *Tafone-bloque*.

c) Modelos fotoelásticos (Fig.2.18.)

La doble refracción producida por las tensiones en materiales birrefringentes se puede analizar por fotoelasticidad construyendo un modelo de plástico y examinándolo entre polaroids cruzados. Estos modelos ópticos resultan suficientemente satisfactorios ya que la distribución de esfuerzos en los materiales naturales es muy complicada y el análisis matemático prácticamente imposible.

Cuando los materiales son observados por el polariscopio se ven unas líneas oscuras (isoclinas) a partir de las cuales se pueden determinar la orientación y valores de los esfuerzos principales (Ramsay, 1977).



2

Fig.2.18. Modelo fotoelástico donde se ven las concentraciones de cargas en determinados puntos. Google.

Además, apoyando la hipótesis, este experimento marca que si ocurren rotaciones y deslizamientos, los granos pueden experimentar un fuerte incremento en su campo de *stress* aunque las condiciones de carga no varíen, lo que constituye una potente observación. Las fracturas que se forman debidas a la carga se han denominado hertzianas.

Everitt 2009, muestra que la presencia de fracturas puede añadir asimetría al modelo al redistribuir de alguna forma la concentración de las cargas. Ladkany y Huang, 1994 en trabajos en túneles concluyen que el efecto de abrir un nuevo túnel a una distancia igual al diámetro a partir de otro viejo hace aumentar el *stress* en este último del orden del 11%-46%

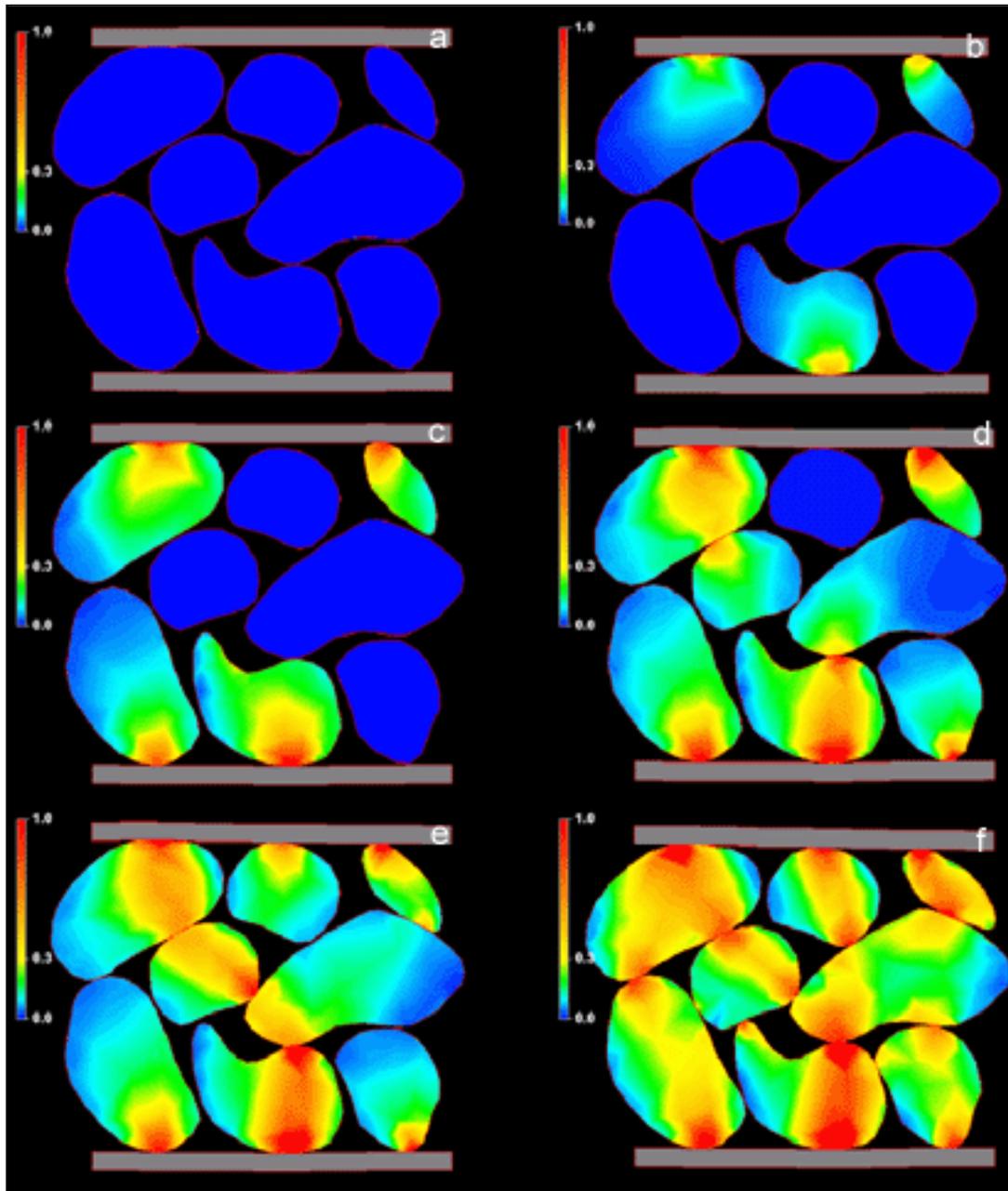


Fig.2.19. Experiencia de Xabier du Bernard 2001 en la Universidad de Stanford: a medida que se comprime verticalmente un modelo de granos, van apareciendo zonas donde hay sobretensiones (zonas rojas)

Ciertas experiencias (Gallagher et al 1973 y Du Bernard y Maerten 2001) Fig.2.19.; 2.20a y b. y 2.21.) consistentes en aplicar cargas en agregados granulares de cuarzo en areniscas y observar las fracturas a través de modelos fotomecánicos en dos dimensiones, han dado resultados satisfactorios; las experiencias se han hecho tanto en areniscas cementadas como en no cementadas.

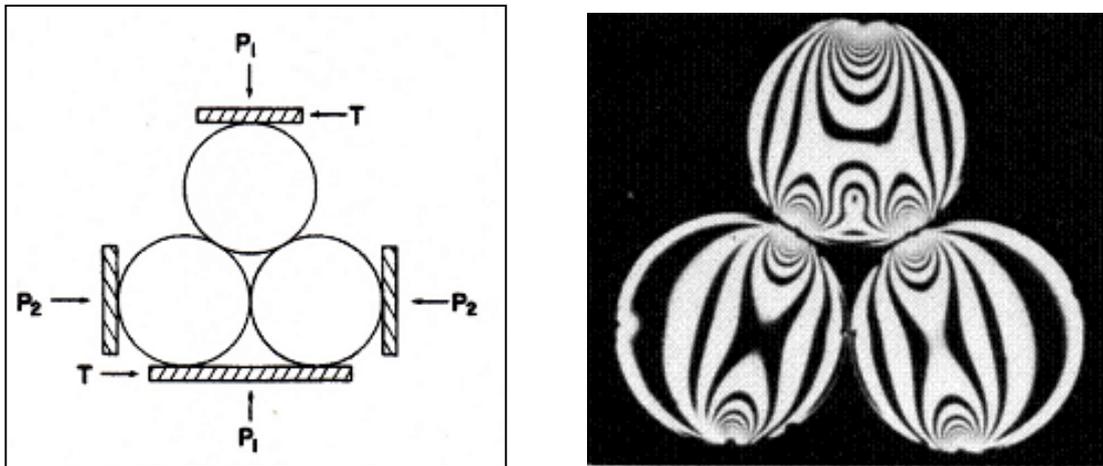


Fig.2.20a y b. Experiencias fotoelásticas. Explicación en el texto.

Entre las conclusiones más destacables están las siguientes:

- La posición de los contactos críticos de los granos depende del grado de empaquetamiento, clasificación, forma de los granos y de las condiciones de la carga aplicada.
- En general los contactos entre granos se producen en superficies pequeñas.
- Los granos cementados sufren mayor *stress* en el centro que en los contactos.
- Las microfisuras tienden a unirse en una especie de "cadenas" influenciadas por la dirección del máximo esfuerzo compresivo.
- Las fracturas son principalmente fracturas de extensión.
- El material responde inicialmente como un sólido rígido, compactándose, pero una vez logrado esto y si sigue la carga, toda la deformación es elástica tanto entro de los granos como en los contactos.
- El alto número de franjas cerca de los contactos en los modelos fotoelásticos demuestra la presencia de concentración de cargas, que son usualmente expresadas como factores de concentración de *stress*, que en el caso estático se calcula como la relación entre el *stress* observado y el *stress* tomado como referencia en el punto seleccionado, pero por conveniencia en fotomecánica esta cantidad puede ser expresada como la relación entre el orden de franjas y la fuerza aplicada por unidad de área aplicada a todo el modelo, dada en unidades de orden de franjas.

Los factores de concentración tienen significancia para determinar la probabilidad de dónde se iniciará la fractura.

- El estudio de las isoclinas permite definir trayectorias principales de *stress*, para un determinado modelo particular.

- Los patrones de microfracturas cambian según el empaquetamiento sea hexagonal o cúbico, ya que varía el número de contactos, y a medida que se incrementan las áreas de mayor *stress* migran hacia los extremos.

Otro experimento fotoelástico es el de *Gallagher et al (1974)* en *Águeda et al 1984*, donde gránulos de plástico son comprimidos según un eje vertical.

Sin embargo la experiencia no se realizó para ilustrar el origen de *tafoni* sino para aspirar a resolver la génesis de determinados tipos de estructuras como los torreones o *tor* en rocas detríticas, al observar como las líneas de fracturas que se producen son paralelas al eje de aplicación de la carga (líneas a rayas blancas).

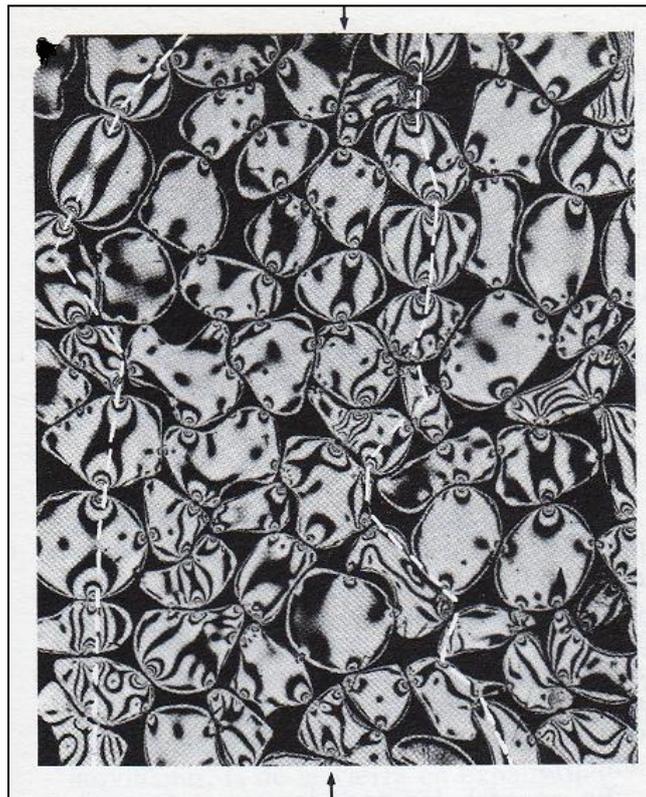


Fig.2.21. Experiencia de *Gallagher et al.* de 1974. Explicación en el texto.

2.2.8. ETAPAS MORFOGENÉTICAS DE EVOLUCIÓN DE TAFONI

Independientemente del origen de los *tafoni* es posible diferenciar en estos estados evolutivos que conllevan el incremento de tamaño, la coalescencia y la degradación de las formas. La presencia de *tafoni* de diversas escalas, desde incipientes a cavidades de escala métrica, sugiere la idea de que hay una secuencia en el desarrollo de los mismos (Mottershead y Pye 1994). Las etapas evolutivas de desarrollo de *tafoni* según Vidal Romaní 2004 son:

2.2.8.1. Iniciación o etapa isótropa (*Initiation*)

Llamada así porque el progreso en el avance de la superficie activa del *tafoni* es equilibrado, homogéneo y uniforme. Los procesos iniciales de formación de *tafoni* están relacionados con diversos factores que condicionan la intensidad de meteorización en puntos concretos de la roca. El *tafoni* se desarrolla a partir de una discontinuidad donde la roca es fácilmente atacable por la humedad.

En esta etapa se diferencian en el *tafoni* superficies activas (por donde avanza la tafonización) e inactivas (donde no lo hace).

El proceso de iniciación es debido a la meteorización diferencial de la roca, a la presencia de irregularidades iniciales en la roca motivadas por factores texturales-estructurales (concentraciones o segregaciones minerales, diaclasas) o a la presencia de superficies endurecidas (Dragovich 1969).

El proceso avanza de dentro hacia fuera de la roca, por procesos de desagregación granular (arenización) o en capas y se va agrandando la cavidad, pero no uniformemente: si hay homogeneidad mineralógico-textural podrá dar superficies esféricas, si carece de ella, tendrán otras geometrías.

Kirchner 1996 sugiere que los *tafoni* se desarrollan en incipientes concavidades de la roca y que por tanto se producen en un número infinito de lugares de nucleación.

Sancho y Benito 1990 trabajando en areniscas, demuestran mediante aplicación estadística como la tafonización está controlada por la inclinación de la superficie, la existencia puntual de feldespatos, los fenómenos de haloclastismo y los ciclos de humectación y secado.

Las superficies expuestas a humedad y a amplias variaciones de temperatura tienden a meteorizarse según procesos de desagregación granular (Dragovich 1967) y esta es evidenciada por la presencia de *honeycombs* en techos y paredes del *tafoni* (Kejonen et al 1988).

2.2.8.2. Etapa anisótropa (*Enlargement*)

El frente de avance deja de ser único y en el proceso desagregativo empieza a haber desfases entre distintos puntos, provocando el fin de la superficie única y su subdivisión en pequeños dominios, multiplicando así el número de focos de perturbación en la cavidad tafónica. Surge así el denominado *honeycomb* o *alveoli*.

Los alveolos pueden profundizar hacia el interior del *tafone* o interferirse en su proceso de avance, destruyendo los tabiques que los separan pudiendo desembocar finalmente de nuevo en una superficie única. Esto podría repetirse cíclicamente (Rodríguez, 1980) hasta que por alguna causa como la rotura del bloque o la formación de ventanas, se llegara a detener.

La etapa terminaría con el desarrollo de una (o más) ventanas, cuando se produce la intersección entre la superficie interna y externa del bloque tafonizado.

2.2.8.3. Etapa de amalgamación (*Coalescence*) (Mellor, 1997)

Cuando hay comunicación del hueco con el exterior se detienen o se ralentizan los procesos de desagregación internos o sólo continúan en ciertas zonas. El *tafone* empieza a ser colonizado por la vegetación. Se abren más ventanas y se pueden destruir los tabiques de los alveolos. El aspecto del interior puede ser el de una superficies modelada a golpe de gubia (diseño *scalloped*) (Vidal Romaní y Twidale, 1998).

Es posible que se desarrollen viseras, generalmente por endurecimiento de la roca por la deposición de óxidos. Estas viseras son imprescindibles para que se desarrolle un *tafone* de tipo lateral, al menos en areniscas (Mainguet 1972).

La presencia de líquenes dentro del *tafone* indica que la tasa de meteorización de las superficies interiores y exteriores es aproximadamente la misma (Dragovich 1969), o que la lluvia llega al interior del *tafone*, ya que si no hay humedad, no se desarrollan líquenes.

Aunque algunos autores han señalado la posibilidad de que la presencia de líquenes o musgos puedan contribuir a la meteorización, parece que tiene más bien un papel protector (Vidal Romaní y Twidale 1998; Rodríguez y Vidal Romaní 1980)) y por tanto reflejarían la fosilización de la forma.

En esta etapa se pueden formar los denominados *iconic tafoni*, o *tafoni* que recuerdan ciertas figuras o formas. También otros autores (Tschang 1974) los califican como *horn tafon* (*tafoni ruiformes*).

2.2.8.4. Etapa de degradación (*Degradation*) (*relic or dead tafoni*).

Se produce aquí la rotura total y ulterior movilización talud abajo de los detritos. Se pueden dar formas degradadas y esqueléticas.

Evidencias de degradación es el colapso de alerones y viseras, muchos de ellos modificados por la acción del agua dando *tooth structures* (estructuras en diente).

Mellor 1997 considera que las variaciones climáticas a largo plazo podrían afectar a la formación de los *tafoni*, como por ejemplo las glaciaciones durante el Cuaternario. La experiencia muestra que la erosión glacial es incompatible con la conservación de *pías* y *tafoni* (Vidal Romaní et al, 1990).

Todos estos estadios de desarrollo de *tafoni* pueden ser observados en una misma área, sugiriendo que los factores han actuado durante largos, pero desconocidos, periodos de tiempo.

2.2.9. CLASIFICACIÓN DE TAFONI

Reproducimos aquí las diferentes clasificaciones de las formas tafónicas siguiendo una perspectiva histórica, destacando el criterio que ha servido para su sistematización, el tipo de roca y el lugar geográfico donde se han determinado, cuando se conozca.

2.2.9.1. Funcional de Ottmann y Dragovich 1956, 1969

Ottmann 1956 y Dragovich 1969 aplicando un criterio de tipo fisiológico consideran:

- * **Tafoni activos**, son aquellos más recientes, que todavía están en estado de crecimiento y con paredes internas que se desagregan en placas.
- **Tafoni inactivos**, son aquellos más antiguos, relictos, con paredes internas tapizadas por líquenes.

2.2.9.2. Morfológica de Rondeau, 1958 en los granitos de Ploumanach, Bretaña francesa.

Consideran dos tipos fundamentales (Fig.2.22.):

- Poco profundos pero con gran desarrollo vertical.
- Profundos pero con poco desarrollo vertical.

El autor habla de dos elementos geométricos necesarios y relacionables del tafone: la cuerda (corde) que es la distancia en horizontal bajo el toldo del tafone (que en el primer dibujo mide 50cm) y la flecha (flèche) o bisera (que mide 10cm). La relación entre ambas puede ser mayor de 1 (como es el caso del dibujo, en los tafoni de Bretaña) o incluso menor de 1 (como los de Córcega).

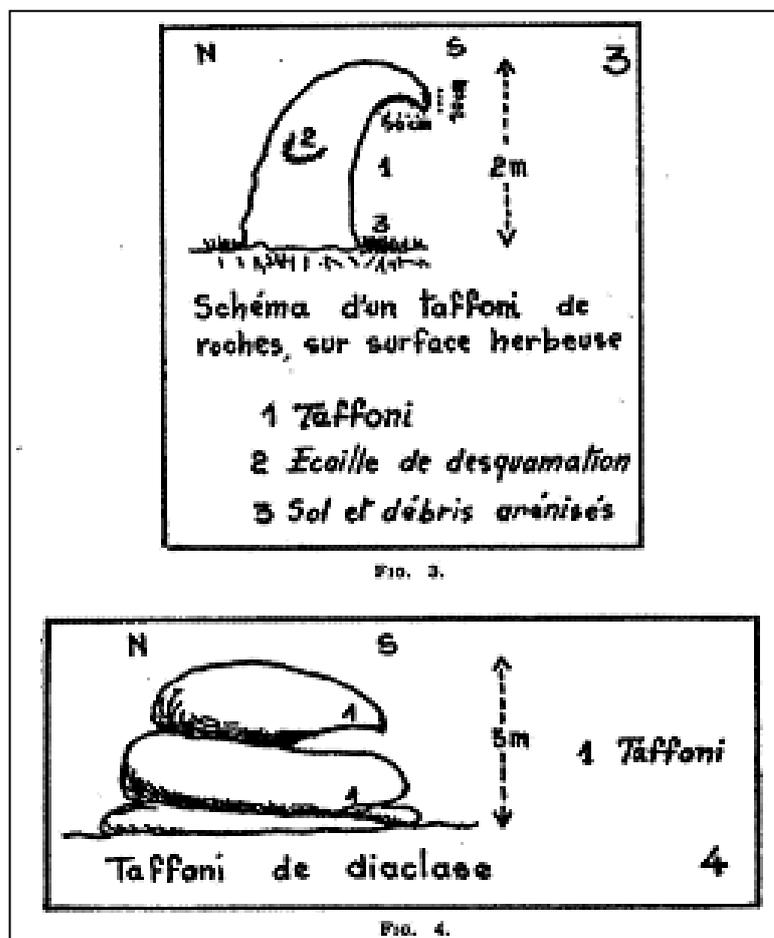


Fig.2.22. Tipos de Tafoni. Explicación en el texto

2.2.9.3. Dimensional de Demek 1964 en el macizo de Bohemia

Demek 1964 en sus trabajos en el Macizo de Bohemia en la antigua Checoslovaquia los distingue por su dimensionalidad en:

- * **Nichos rocosos** (*Rock niche, Nische*): si la anchura es mayor que la profundidad.
- * **Huecos en la roca** (*Rock hollow*): si la profundidad es mayor que la anchura.
- * **Cavidades de rocío** (*Dew hole*): si son de dimensiones pequeñas.

2.2.9.4. Morfológica de Tschang 1974 en Hong Kong

Tschang 1974 hace una exhaustiva clasificación de los *tafoni* de Hong Kong en 4 tipos principales, que son:

* **Tafoni basales (basal tafoni)** (Fig.2.23.), que se desarrollan a través de una superficie horizontal y que pueden tener pequeñas depresiones en la parte superior de la caverna, que denomina **tafoni de tejado (roof tafoni o Deckentafoni)**. Estos pueden ser de 3 tipos en función de la distancia entre sus puntos de apoyo: **de corta distancia y alta curvatura A**, **de media distancia y media curvatura B** y **de larga distancia y corta curvatura C**. Debido al zapamiento pueden evolucionar a *sidewall tafoni* (Hunt, 1996).

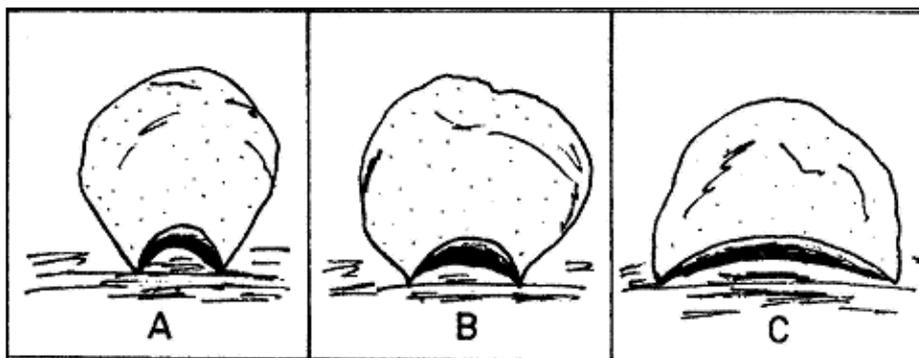


Fig.2.23. Tafoni basales con distintas distancias entre los apoyos.

***Tafoni lateral o de pared (side tafoni)**, (Fig.2.24.) que son los que se desarrollan en paredes verticales, que a su vez los clasifica por su tamaño en **tafoni en miniatura (miniature tafoni)** si tienen una anchura menor de 15cm, **tafoni medios (medium tafoni)** si está entre 15 y 45cm y **tafoni gigantes (giant tafoni)** si son mayores de 45cm.

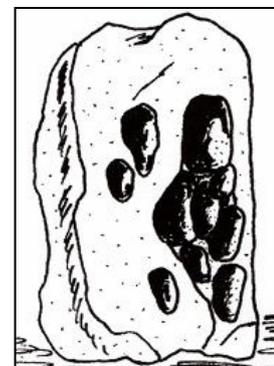


Fig.2.24. Tafoni lateral

* **Tafoni en cuerno (horn tafoni)** (Fig.2.25.) que se consideran formas ruñiformes de tafoni de pared, que adquieren formas caprichosas. Los divide en dos tipos: **simples A y compuestos B.**

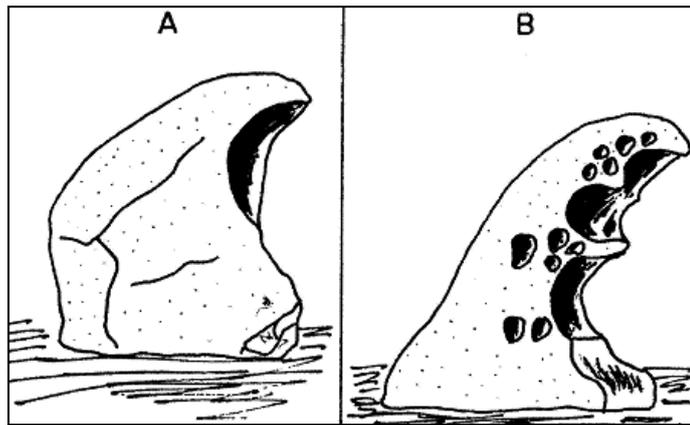


Fig.2.25. Horn tafoni, simple (A) y compuesto (B)

* **Pseudotafoni** (Fig.2.26.) que son cavidades aisladas formadas por erosión diferencial de materiales incluidos en la roca, tipo xenolitos, a través de procesos químicos.

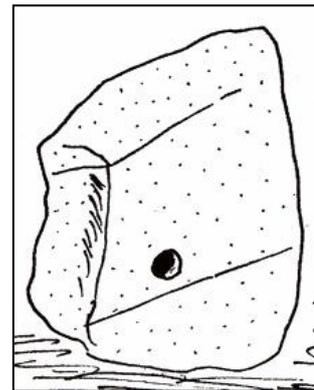


Fig.2.26. Pseudotafoni

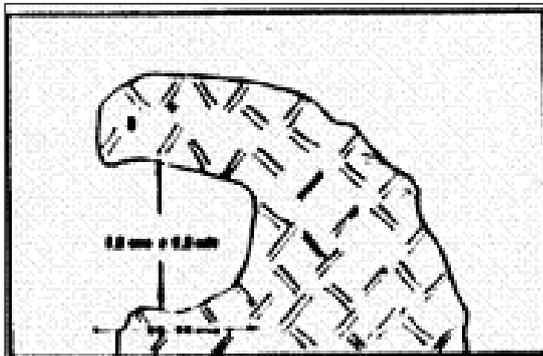
2.2.9.5. Morfológica de Leyton y Andrade, 1987, en la costa chilena (Quebrada del Obispito: III Región de Chile) considerados por muchos como uno de los campos de tafoni más extensos y notables del mundo) (Fig.2.27.).

1. Cavidades laterales: Se desarrollan en las paredes de afloramientos rocosos. Modalidades de ocurrencia:

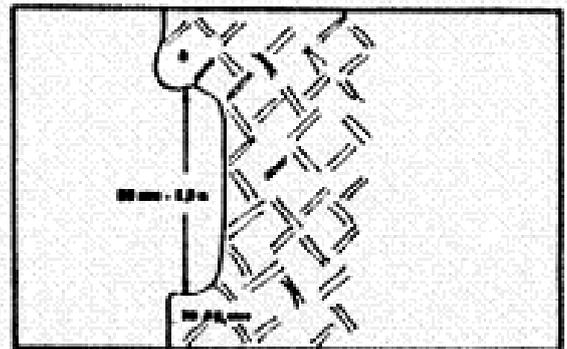
- * **Tafoni laterales:** con visera y generalmente se presentan aislados
- * **Tafoni en fondo de sartén:** con fondo plano
- * **Alveolos cónicos:** tienen contorno circular. Se pueden dar de forma individual o bien agrupados (*honeycomb*).
- * **Alveolos de corteza:** formas circulares con reborde. También se dan de forma individual o agrupados (*honeycomb* en corteza)

2. Cavidades basales: se desarrollan en la parte inferior de los afloramientos rocosos y tienden a crecer hacia arriba. Modalidades de ocurrencia:

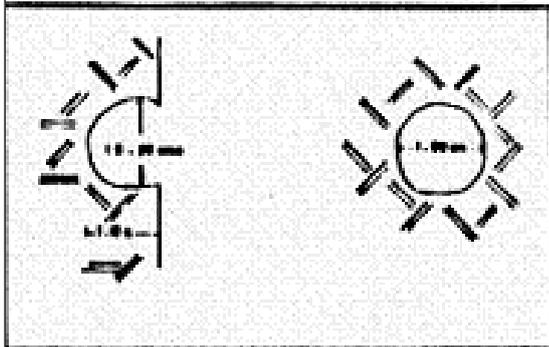
- * **Tafoni basales:** se dan en la parte inferior de los bolones
- * **Tafoni en diaclasa:** se desarrollan a partir de planos de diaclasa.



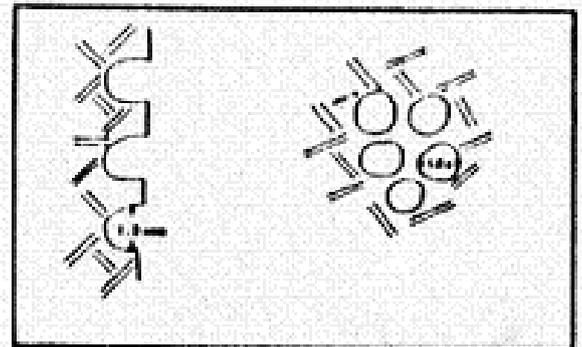
1.- TAFFONI LATERAL



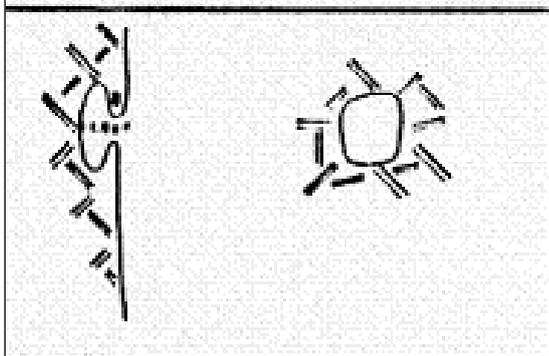
2.- TAFFONI EN 'FONDO DE SARTÉN'



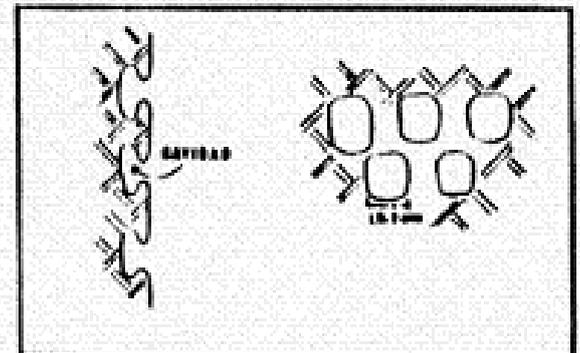
3.- ALVÉOLO CÓNICO INDIVIDUAL



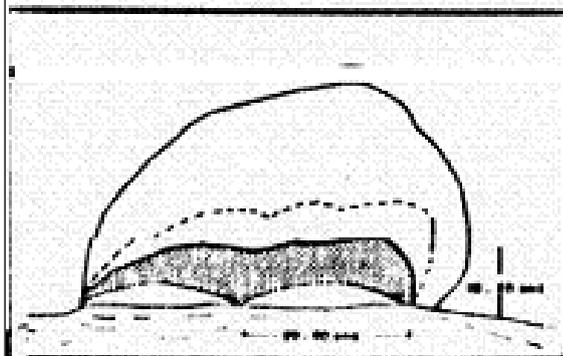
4.- ALVÉOLOS CÓNICOS AGRUPADOS



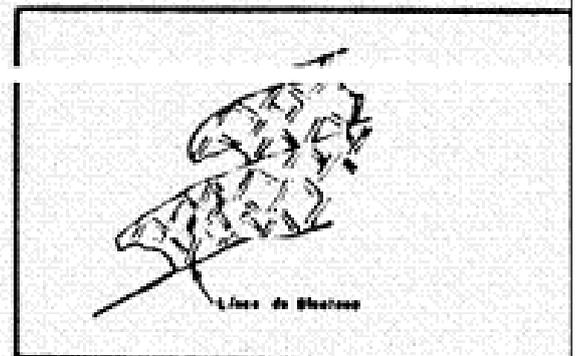
5.- ALVÉOLO DE CORTEZA



6.- ALVÉOLOS DE CORTEZA AGRUPADOS



7.- TAFFONI BASAL



8.- TAFFONI EN PLANO DE DIACLASAS

Fig.2.27. Clasificación de tafoni. Explicación en el texto.

2.2.9.6. Morfométrica de Sancho y Gutiérrez, 1990 en areniscas de Barbaastro

Es una clasificación basada en datos morfométricos de los *tafoni* de las areniscas de Peraltillo en el anticlinal de Barbaastro en la depresión del Ebro. (Sancho y Gutiérrez 1990; Sancho y Benito 1990).

Si x = altura, y =anchura, z =profundidad (*)

- **Tafoni clase A:** $x=y=z$ (se pueden localizar en pendientes de fuerte buzamiento)
- **Tafoni clase B:** $y>x=z$
- **Tafoni clase C:** $y>x>z$
- **Tafoni clase D** (*gnammas* desarrolladas en escasa pendiente): $y>x; z=0$

Cada clase se define por una relación paramétrica $x/y/z$ que depende de la porosidad, la cantidad de feldespatos y la presencia de sales en la arenisca.

(*) Se pueden usar los valores medidos no en el plano vertical sino en el plano de estratificación para poder cuantificar mejor valores como el volumen del *tafone*. El área superficial de cada *tafone* se calcula con este nuevo sistema de referencia, teniendo en cuenta el área de una elipse $S= \pi \cdot a \cdot b$ (donde a y b corresponden a la media altura y anchura con la transformación indicada; el volumen sería el volumen de medio elipsoide cuyo volumen V se expresaría $V= (2/3) \cdot \pi \cdot a \cdot b \cdot c$, donde c es la mitad de la profundidad.

Todo esto puede estar basado en la teoría de cúpulas (Osborne, 2004) donde se hace una clasificación de distintas "cupolas" que se desarrollan sobre rocas calizas, llamando cúpulas elípticas a las que aquí son clase B, catedrales a las de la clase C y hemisféricas a las de la clase A.

2.2.9.7. Morfológica de Vidal Romaní y Twidale 1985, 1998

A partir de Vidal Romaní 1985 y Vidal Romaní & Twidale 1998 siguiendo ideas de Klaer 1956; Wilhelmy 1958; Rondeau 1965 y Twidale 1982 se interpretan las secuencias evolutivas de los *tafoni* en varias etapas relacionadas con diversos eventos que tienen lugar durante la intrusión y exposición en superficie de rocas graníticas. Las principales denominaciones son:

1. Tafoni cerrados: son aquellos que todavían conservan la mayor parte de su morfología externa y corresponde más bien a etapas iniciales del desarrollo. Son de los siguientes tipos:

1.1. **Basales** (*Basal tafoni*, *Taffoni de diaclase*, *Basistafoni*): si la superficie de partida es horizontal y en este caso el *flaking* suele ser el mecanismo más eficiente. Dentro de estos se distinguen 2 tipos:

1.1.1. **Tafone-bloque** (*cachola penedo, cachola pena, boulder tafone, tortoiseshell rocks*): el bloque es equidimensional y homogéneo. La cavidad puede alcanzar varios metros. Alcanzan el tamaño más grande. Frecuentemente con alveolos internos.

1.1.2. **Tafone-laja** (*cachola laxe, cachola lapa, sheet tafone*): el bloque en este caso es planar. La cavidad es heterodimensional y llega a 1 - 2 metros. Los alveolos son en este caso ocasionales.

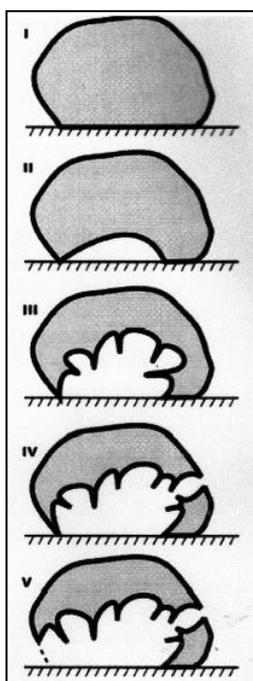
1.2. **Laterales o de pared** (*sidewall or lateral tafone, taffoni de parois, Seitentafoni*): determinados también por diaclasas en este caso verticales que controlan a su vez su crecimiento. La desagregación granular es el proceso más eficiente. Tienen caperuza bien desarrollada. Rara vez con alveolos. A pie de escarpes se pueden desarrollar "cacholas fungo" o rocas en seta (*mushroom rocks*) a partir de superficies de concentración preferente de la humedad como el contacto roca-suelo.

2. Tafoni abiertos: están más relacionados con procesos susceptibles de originar cambios en la dinámica "normal" de los *tafoni*, al interferir en diaclasas no abiertas que canalizaran el crecimiento de la cavidad. Suelen coincidir con los estadios evolutivos finales de un *tafone*. Se consideran los siguientes tipos:

2.1. **Cacholas-falladas:** originadas por el movimiento de un bloque inicialmente estable que modifica el sistema de equilibrio de los apoyos y termina rompiendo la cavidad en dos.

2.2. **Cachola-baldaquino:** son cavidades donde se produce una rotura parcial con desprendimiento de parte de la boveda en la que puede quedar un alero o visera (*hood*).

2.3. **Cachola-alcoba:** estadio final, con desmoronamiento de toda la boveda.



Muchas formas descritas como diferentes no son más que etapas sucesivas de degradación de la forma (Fig.2.28.) como por ejemplo:

tafone basal (laja) → alcoba → caparazón de tortuga

side tafone → horn tafone → iconic tafone → relic tafone

Fig.2.28. Estados evolutivos de tafoni:

(I) bloque (host form) → (II) bloque tafone → (III) tafone panal (honeycombed) → (IV) tafone-ventana (opened) → (V) tafone con visera (hood form).

2.2.9.8. Matukura y Tanaka 1999. En granitos de Corea.

Proponen tres formas básicas: *side wall tafoni*, *basal tafoni* y *gelling tafoni*, que podrían ser los *tafoni* de pared, *tafoni* basal y *tafoni* bloque respectivamente.

2.2.9.9. Evolutiva recogida por Yee 2009 basada en Boxerman 2008.

Es una clasificación basada en el grado de conservación de los *tafoni*, pero más bien refiriéndose a lo que se entiende generalmente por *honeycomb*, donde se recoge además la dimensión fractal de estas formas. Básicamente son de 4 tipos (Fig.2.29.)

- *Simple*: cuando se conservan bien las paredes del *honeycomb*.
- *Compound*: si hay coalescencia de algunas celdas.
- *Ruined*: si parte del ya está destruido.
- *Relic*: si solo quedan restos donde se adivina que los hubo.



Fig.2.29. Baroña, donde se adivinan los *tafoni simple* a la derecha, los *ruined* hacia la izquierda y los *relic* hacia el centro.

2.3. DISCUSIÓN

Se ha visto a lo largo de la extensa literatura científica concerniente a *tafoni* (y también a *gnammas*) revisada a lo largo del capítulo, que son numerosos los mecanismos que pretenden explicar la génesis y evolución de estas formas, como los de la cristalización de sales, las diferencias de temperatura, los ciclos hielo-deshielo, las superficies endurecidas, la meteorización química o la actividad biológica, entre los más recurrentes a lo largo de la bibliografía.

También se ha comprobado que muchos autores circunscriben las formas a un determinado clima, entorno geodinámico o a la actuación de un agente geomorfológico concreto, entre los que se destaca el viento y los ambientes costeros y desérticos.

Una tercera evidencia, en la que parece haber un consenso general es que estas formas no se limitan a un tipo rocoso concreto, sino que han sido descritas en numerosas rocas como granitos, pero también en areniscas, gneises o esquistos.

Las observaciones hablan de *tafoni* como formas azonales, presentes en todas las latitudes y dominios climáticos, formas que si bien son frecuentes en granitos, se producen también en otras litologías. Otra particularidad no siempre tenida en cuenta es la aleatoriedad del proceso de formación que permite hacer coexistir rocas tafonizadas con otras adyacentes no tafonizadas, siendo del mismo tipo y características y habiendo sido afectadas por los mismos agentes.

Por todo ello consideramos que los modelos de concentración de carga son los que mejor explican la génesis y desarrollo de estas formas, basándonos en los siguientes hechos:

La concentración de cargas es un proceso aleatorio y por tanto habrá rocas o zonas del macizo donde se habrá producido y por tanto susceptibles de ser tafonizadas, y otras donde no. Si suponemos una fuerza vertical, la concentración de cargas explicará la formación de dos cavidades, una que se desarrolla hacia arriba y otra hacia abajo; la cavidad de abajo por su capacidad de retención de agua podría funcionar en algún momento como una *pía*, por lo que desde este punto de vista *pías* y *tafoni* son realidades de un mismo proceso. Esto constituye una demostración de la relación genética de ambas cavidades.

Los mecanismos que agrandan y desarrollan las cavidades pueden ser diferentes dependiendo del tipo de roca y del tipo de clima en donde se desarrollen.

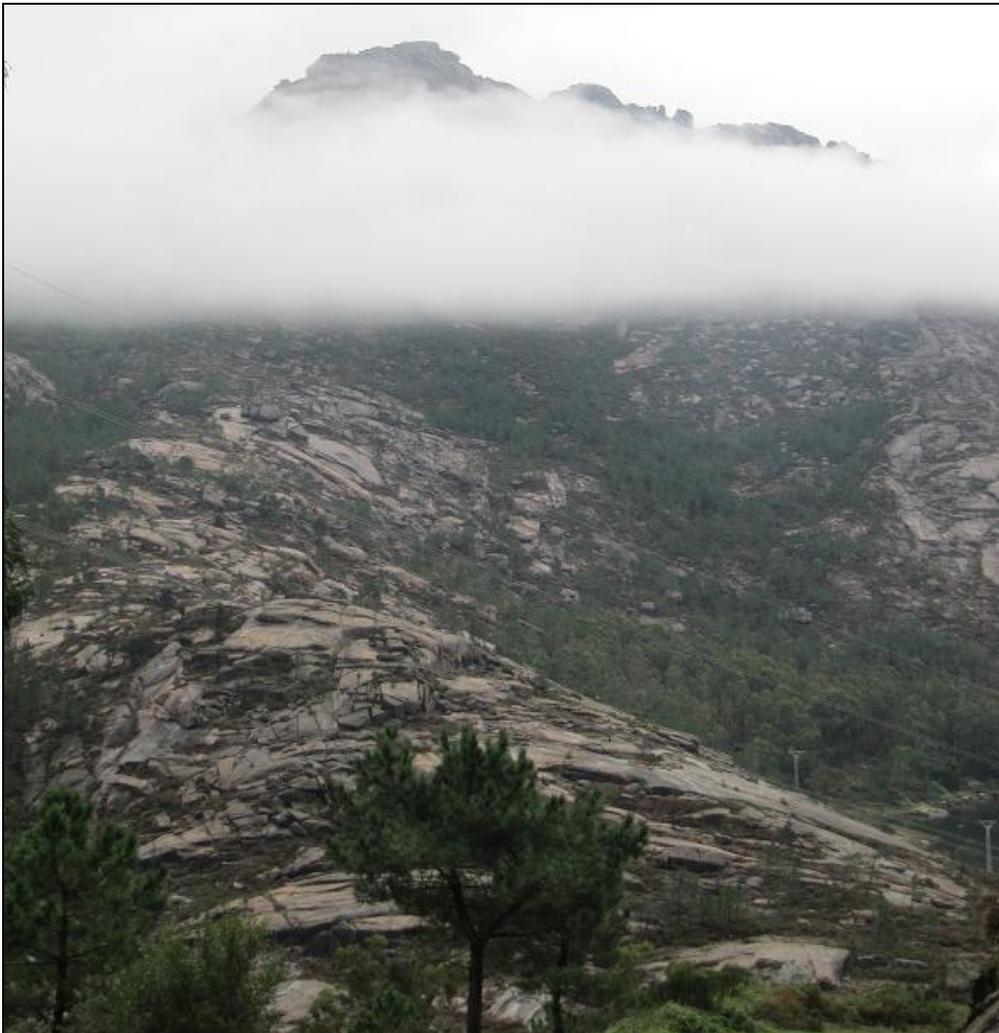
Así una arenisca que presenta poros, cementos, matrices y minerales de diferente comportamiento frente al intemperismo, puede ser desagregada por la acción eólica o por cualquier otro mecanismo antes citado si lo permite en su entorno geodinámico, pero un granito cuyos minerales están indentados fruto de la cristalización magmática deja, al menos en su origen primario, pocos poros y en estas condiciones el agua tiene dos posibilidades de realizar su acción, por un lado podría empezar por hidrolizar los feldespatos y las biotitas desagregando los granos más externos que podrían caer gravitatoriamente (desintegración granular); por otro lado aprovechar las discontinuidades que se puedan producir con posterioridad al emplazamiento donde poderse introducir y afectar más al interior llegando a producir disgregación en placas.

Otro hecho destacable y decisivo para que se formen *tafoni* es el de la existencia previa de planos de debilidad; las rocas sedimentarias y las metamórficas presentan estratificación y foliación respectivamente, pero en el caso de granitos y otras rocas cristalinas su "equivalente" serían los planos de discontinuidad proporcionados por las estructuras *sheet*, que postulamos necesarios para que las formas *tafoni* puedan existir. Al ser estructuras endógenas conlleva a admitir también el origen primario endógeno para los *tafoni*, aunque su desarrollo posterior se lleve a cabo en condiciones exógenas.

Se propone una evolución de las formas, que será desarrollada a lo largo de la Tesis, que va desde la consolidación magmática donde se forman las líneas maestras que darán lugar al llamado *pseudobedding* y a las estructuras *sheet*, donde se iniciarán los *tafoni* y las *gnammas* (que en este sentido se podrían denominar *anti-tafoni*).

CAPÍTULO III

REVISIÓN Y DISCUSIÓN DE LOS ANTECEDENTES HISTÓRICOS EN EL TRATAMIENTO DE LAS MICROFORMAS GRANÍTICAS. COMENTARIOS CRÍTICOS. (II): GNAMMAS Y OTRAS. MACROFORMAS.



3.1. FORMAS PUNTUALES (II): CAVIDADES TIPO GNAMMA

3.1.1. Definición y denominaciones

Las *gnammas* o *pías* son una de las principales formas graníticas menores desarrolladas sobre superficies poco inclinadas (Fig.3.1.). Se tratan de microformas puntuales cóncavas de dimensiones variables, excavadas en roca masiva, sobre superficies planas, cuyo desarrollo subaéreo se produce por el estacionamiento del agua de lluvia en ellas (Uña Álvarez y Vidal Romaní 2000, 2005, 2006; Vidal Romaní et al 2006). Las *pías* avanzan su desarrollo aumentando su tamaño en el sentido gravitatorio ensanchándose en planos horizontales (Vidal Romaní et al, 1979).

Geomorfológicamente se consideran como las formas menores más conspicuas de la geomorfología granítica pudiendo decirse que se encuentran en cualquier paisaje granítico.

Las *pías* han sido descritas por primera vez en *Dartmoor*, SO de Inglaterra en 1291, siendo la primera *pía* conocida la denominada *Mister Pan*, (Vidal Romaní y Twidale, 1998). Han recibido varios nombres a lo largo de los años en distintas partes del planeta: *rock holes*, *rock basins*, *weathering pits* (término acuñado por Mathes en 1930 en *pías* encontradas en el Parque Nacional de los Yosemite, in Blank 1951), *panholes*, *water eyes*, *water kettle*, *bath tubs* (en Idaho), *depits*, *gnammas* (término proveniente de la lengua aborígen australiana), *snames* (las descritas en areniscas en la región de Sydney, Australia); en lengua alemana se han acuñado los términos *Opferkessel*, *Baumverfallspringen*, *Dellen* o *Verwitterungsnäpfe*, en habla francesa *tanques* o *vasques*, en el mundo luso y galaico *pías*, *caçolas*, *caldeiros*, *poços* u *oriçangas*; *cadolles* o *cassoletes* en Cataluña y en español se emplean los términos, *pilas*, o *pilancones no fluviales*. Se denominan *Kamenitzas* las *pías* desarrolladas sobre calizas (Fig.3.2). En la presente obra se utilizarán indistintamente los términos *gnamma* y *pía*.



Fig.3.1. Pías en A Moa



Fig.3.2. Kamenitza en Cerdeña, Fotografía de Franco Cucchi, Un. Trieste

3.1.2. Tamaño, Forma y Ocurrencia

Las *gnammas* alcanzan típicamente tamaños centimétricos a métricos: el diámetro medio es de 1m y su profundidad media de 0'5m (Vidal Romaní y Twidale, 1998), pero hay referencias de *pías* gigantes, sobre areniscas, de 38m de diámetro y 16'5m de profundidad en Utah USA (Netoff et al 1995) que son consideradas por los autores como unas de las más grandes del mundo; también se encuentra en King Rock, oeste de Australia una *pía* de casi 7 millones de litros de capacidad (Vidal Romaní y Twidale, 1998), lo que supone una caja cúbica de unos 19m de lado. (Lámina 1F)

Su forma en planta en la mayoría de las ocasiones es ovalada, elíptica o circular, aunque puede tener contorno angular si está influenciada por fracturas, o ser lobulada si confluye con otra. Según algunos estudios (Hall y Phillips 2006) poseen una relación a/b media, siendo $a/b = 1'22 \pm 0'31$, siendo a y b los ejes mayor y menor de la *pía* en planta (la profundidad h siempre es $h \ll a$ ó b).

La forma del borde puede ser roma o aguda, cóncava o convexa (sobreeexcavada), y es indicativa del mecanismo que dio origen a la *pía* y de su posterior evolución.

Las *pías* aparecen en muy diversos tipos de rocas, no solo en granitos, sino también en areniscas, basaltos, gneises o esquistos (Vidal Romaní y Twidale 1998) y recientemente se han publicado artículos describiéndolas en pizarras (Baonza 2008), litología por otra parte nada común para este tipo de cavidades.

Las *pías* se presentan en superficies subhorizontales expuestas al intemperismo. En superficies de mayor inclinación son más característicos los *rills* o los *grooves*. Sin embargo en ciertas ocasiones se pueden observar *pías* en superficies bastante inclinadas (Lámina 1A). Si se encuentran en superficies verticales se interpreta que el bloque ha sido movido.

3.1.3. Dinámica I: génesis y evolución

Las *pías* son formas que evolucionan activamente al aire libre donde el agua de lluvia juega un papel importante, regularizando su forma y excavando exutorios o vías de desagüe (Derruau 1981).

Si las *pías* han sido excavadas bajo el suelo y después descubiertas como consecuencia de un proceso de erosión del sustrato rocoso es un problema aún sin resolver totalmente (Twidale 1982). La composición y textura del *grus* es consistente con una alteración *in situ*, sin que haya habido procesos de erosión por aire o agua que las haya posteriormente enterrado y exhumado (Twidale y Bourne 1975).

Como se han visto *pías* incipientes en desmontes de obras de construcción de carreteras, se cree que algunas *pías* fueron originadas bajo el manto de alteración, pero se pueden asociar también sus orígenes a enclaves máficos graníticos y a zonas culminantes de domos, por lo que se puede decir que se trata de formas convergentes a partir de procesos diversos.

Las *pías* evolucionan rápidamente una vez expuestas y son formas ideales que ilustran los conceptos de reforzamiento y autoperpetuación: como consecuencia de su capacidad de acumulación de agua y regolito, una vez iniciada la concavidad, ella misma acelera el proceso de desarrollo, especialmente si pierden su posición original. Los procesos de alteración son pues activos pero no requiere procesos químicos importantes (Centeno, 1989), basta la oxidación de la biotita para producir arenización del granito. Vidal Romaní et al, 1979 hablan de tres procesos que agrandan la cavidad de la *pía*: desagregación en granos, en placas y en solución, siendo los dos primeros simultáneos y el tercero posterior.

Para muchos autores (Netoff et al 1995) los procesos de meteorización tienen importancia en la iniciación y crecimiento de las *gnammas* como los ciclos hielo-deshielo, la hidratación de arcillas, la cristalización de sales, los procesos de meteorización química e incluso la actividad biológica, responsable al menos de los cambios de pH del agua contenida en las oquedades.

Blank 1951 supone que el mecanismo predominante en el desarrollo de *gnammas* es la desintegración granular y compila diversos procesos dados por diferentes autores que inciden en su desarrollo, como la solubilidad mineral, la exfoliación del granito, la acción abrasiva del aire cargado con partículas (evorsión o abrasión en remolino), el depósito de "barnices" (veneres o case *hardening* de Dorn, 2004), la acción de musgos y otros vegetales o los procesos de *spalling* o *flaking* (desintegración en placas) con posterior meteorización química (Smith 1941).

Las *pías* de distintos tamaños sobre una misma superficie rocosa se entienden como diferentes estados de crecimiento de la forma, por lo que su evolución y dimensionalidad tienen un valor cronológico relativo: las superficies más antiguas expuestas a la meteorización desarrollarán poblaciones de *pías* de mayores dimensiones o más degradadas. Los primeros indicios regionales de procesos de alteración cuaternaria lo suministran la génesis y evolución de *pías* (Centeno, 1989).

3.1.4. Dinámica II: evacuación de agua y detritus

Todas las *pías* se distinguen por su capacidad de retención temporal del agua que, en casos de fuertes lluvias, es evacuada de la concavidad por desbordamiento difuso o a través de un canal más o menos definido denominado aliviadero o exutorio (*spillway, mouth*). Si las *pías* están ligadas a una fractura, entonces ésta puede funcionar de exutorio (Vieira 2003). El nivel mínimo del aliviadero no enrasa con el fondo de la *pía*, sino que se eleva por encima de él unos centímetros (umbral), lo que nunca permite la total evacuación del agua contenida en la depresión (Vidal Romaní et al, 1979).

Se han propuesto diversos mecanismos de evacuación tanto del agua como de los productos de meteorización, entre otros, la fuerza hidráulica del agua junto con su capacidad abrasiva, la deflación del aire en épocas de fuertes vientos (que podrían haber sido más fuertes en otros momentos), la disolución de los granos de cuarzo (las sales podrían actuar como catalizadores de dicha disolución aunque no hay evidencias de este proceso), o los procesos de infiltración (*piping*).

La evolución de la *pía* estaría condicionada a la perfección de los mecanismos de evacuación de estos productos de alteración, de forma que si estos son eficaces la *pía* evolucionaría hasta interferir con un plano de diaclasa o hasta producir la rotura del bloque que la contiene, mientras que si no lo son tanto, la evolución sería más lenta, corriendo el riesgo de transformarse en una forma no funcional al ser fosilizada por un suelo.

3.1.5. Velocidad de formación

Hall y Phillips 2006 llegan a determinar en superficies graníticas de los Cairngorms en Escocia una ley exponencial para la velocidad de profundización de *pías* tipo *pit*, a través de medidas de cosmogénicos de ^{10}Be , observando que las más profundas son aquellas que se determinan en altas superficies y por tanto han sido objeto de mayor meteorización.

De forma absoluta se puede hablar de unas velocidades del orden de entre 4 y 8 mm/Ka, es decir de micras por año (parecida a la velocidad de tafonización de los *tafoni* pequeños). La ley que sigue es del tipo:

$D = b_1 + \exp(b_2 + b_3/t)$ donde D es la profundidad del *pit* más profundo, t el tiempo y los b_i son constantes.

Los propios autores son cautos al decir, con buen criterio, que estos datos de velocidad hay que tomarlos con ciertas precauciones puesto que suponer una velocidad constante no es ni mucho menos real.

3.1.6. TIPOS MORFOLÓGICOS DE GNAMMAS

Por su forma se distinguen los siguientes tipos de *pías*, clasificación prácticamente unánime para todos los autores:

3.1.6.1. *Pías de fondo cóncavo (Gnammas en pozo, Pits s.s., Weathering pits, water kettles, Bowls)*: son *pías* de sección hemisférica o parabólica (Fig.3.3.), pudiendo ser simétricas o disimétricas. Se desarrollan bien sobre superficies levemente inclinadas de rocas homogéneas. No presentan exutorio definido y si existe es estrecho. Pueden complicarse y dar *pías* telescópicas en estados avanzados de evolución. Tienen una relación media anchura/profundidad del orden de 7 (Netoff et al 1995).

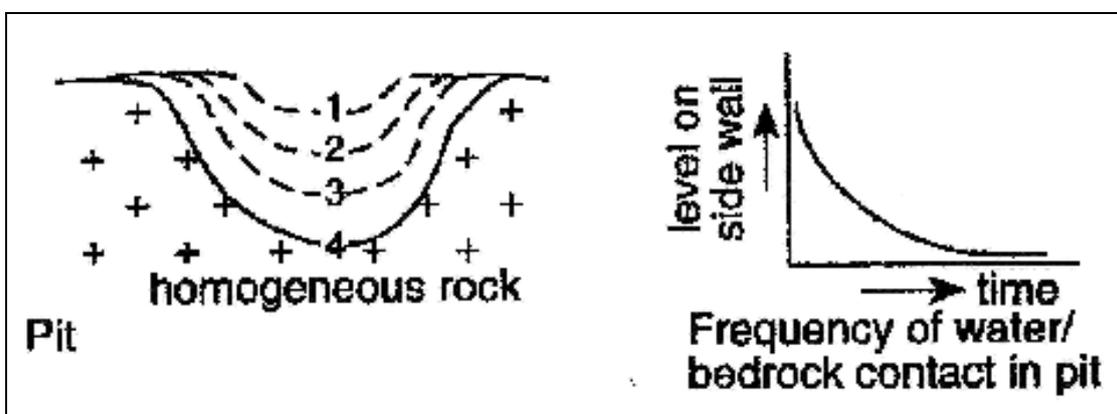


Fig.3.3. Fases de desarrollo de una *pía* tipo pit (según Twidale, 1982)

A veces las *pías* se alinean a lo largo de canales a través del sustrato rocoso teniendo así suficiente área de drenaje y gradiente como para producir erosión tipo "plunge-pool", es decir un efecto combinado entre la fuerza hidráulica del agua y la acción abrasiva de los materiales que transporta. En algunos sitios pueden dar lugar a puentes naturales (*natural bridges*) (Netoff et al 1995) (Fig.3.4.) (Lámina 1B).

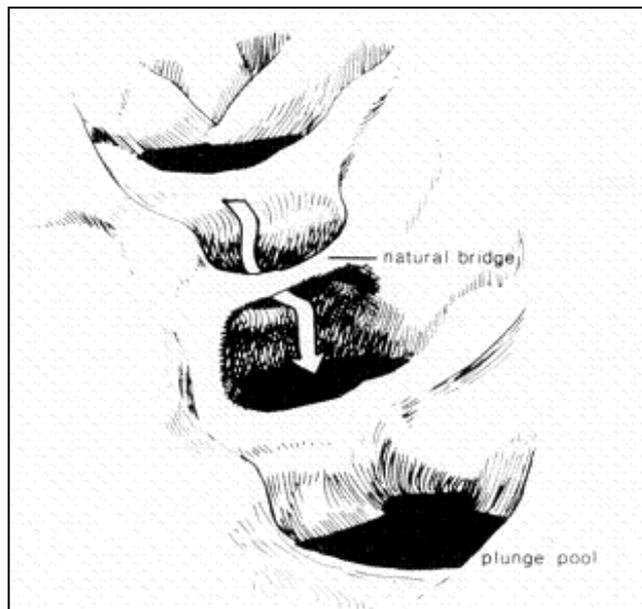


Fig.3.24. Natural bridges, en Netoff et al, 1995.

3.1.6.2. Pías de fondo plano (Gnammas en cubeta, Pan, Panholes, water eye): son menos profundas que las anteriores y ligadas a suaves pendientes no superiores a 20° (Shopoff 2001), de sección elíptica o circular y con voladizos o sin ellos (Lámina 1C). Sin exutorio definido por lo que el agua evacua alrededor de todo el contorno. Ligadas más a zonas de exfoliación o laminación de granitos (Twidale, 1982), por lo que tienen un cierto control estructural (Fig.3.5.). Tienen alta relación anchura/profundidad, dando valores del orden de 13 (Netoff et al 1995).

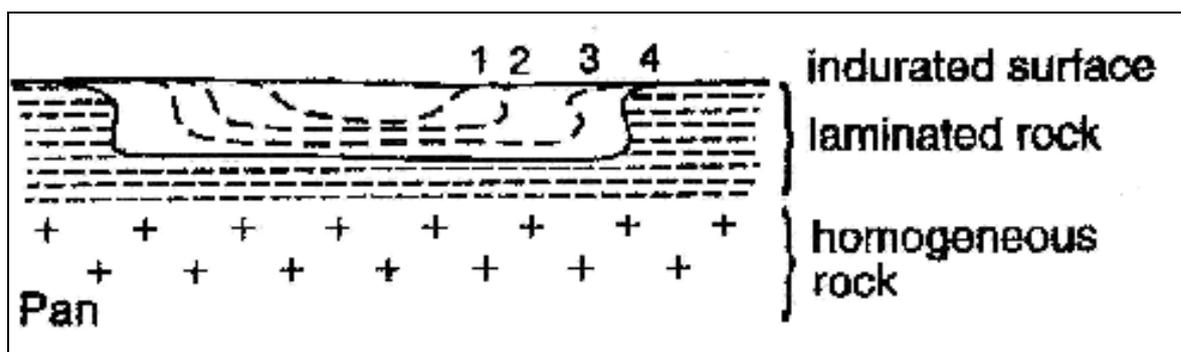


Fig.3.5. Fases de desarrollo de una pía tipo pan según Twidale 1982

Sanz Pérez (1996) emplea el término de *gnammas* de bordes tendidos (*spread rim gnammas*) para formas amplias, poco profundas y alargadas tendiendo a ser elipsoidales, que son consideradas como un tránsito entre las formas *pin* y las formas *pan*.

Gómez Amelia, 1984 observó en los Barruecos (Cáceres) que las formas *pit* o *pan* no dependían tanto de la estructura de la masa rocosa sino del grado de desarrollo de la cavidad, de forma que parece que empiezan por ser *pits* y terminan siendo *pan*.

Recientemente Kevin Pogue (citado en Hilimire 2002) emplea el término *Spike-Helmet* o *Pickelhaube* (y que podríamos traducir como "puntas de cascos") para formas a modo de agujas rocosas encontradas en las cimas de bloques y que podrían representar el remanente de la superficie destruida por el alargamiento de *panholes*.

3.1.6.3. Pías o Perforaciones cilíndricas (Cylindrical hollow, Cylindrical basin, Cylinders): son de planta circular y sección transversal rectangular. Tienen una baja relación anchura/profundidad (del orden de 2) (Netoff et al 1995). Normalmente aparecen colmatadas de detritus y vegetación por lo que su morfología solo es apreciable tras eliminarse dicho relleno (Vidal Romaní y Twidale, 1998) (Fig.3.6.)(Lámina 1D).

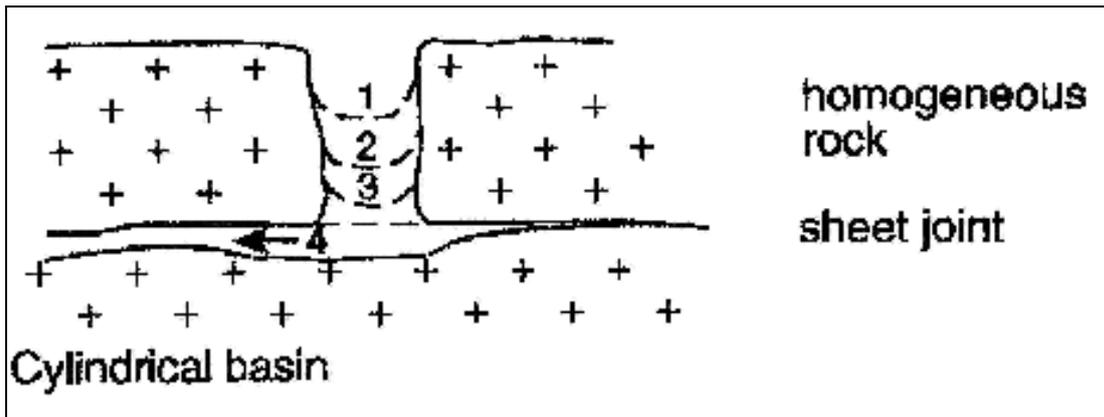


Fig.3.6. Fases de desarrollo de una perforación cilíndrica según Twidale 1982

3.1.6.4. Pías en sillón o en vertiente (Armchair hollows): presentan sección transversal asimétrica según la línea de máxima pendiente (Fig.3.7.) (Lámina 1E). Se producen generalmente en superficies moderadamente inclinadas, de unos 20-30°. Con exutorio definido. Son similares a las cilíndricas, pero la parte rebajada reduce la profundidad y por tanto la relación anchura/profundidad aumenta a un promedio de 10.

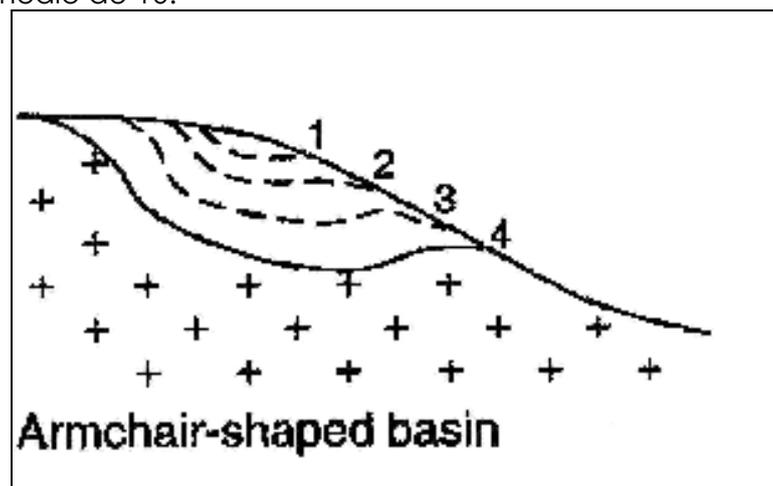
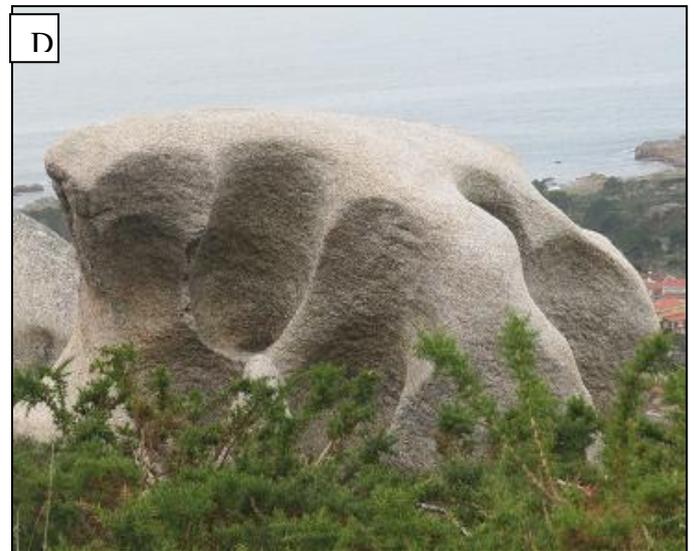


Fig.3.7. Fases de desarrollo de una pía en sillón según Twidale 1982

Sanz Pérez (1996) emplea el término de *gnammas* gigantes alargadas, como una subvariedad de las *gnammas* de sillón que se desarrollan a lo largo de la estratificación, pudiendo alcanzar 40m de largo y 4m de ancho.

Para Gutiérrez Elorza, 2008, las pías en sillón constituyen un paso intermedio a la morfología de *tafoni*.

LÁMINA 1



Explicación de la Lámina 1, de izquierda a derecha y de arriba abajo:

A. Pías en superficie inclinada en Punta Nariga, cabo San Adrián

B. Pías tipo Pit con rebordes en Fonte Mateo, con desarrollo de Natural bridges parcialmente destruidos.

C. Pías tipo pan en Confurco, sobre superficie granítica plana.

D. Pías cilíndricas con paredes parcialmente destruidas en Onde se adora

E. Pía en sillón en Ancoradoiro

F. Gnamma gigante tipo pía alargada o en tubo de baño, en Wongan hills Australia, foto de Kent Wallace, en Google. Nótese como va asociada a un plano de debilidad del macizo.

3.1.7. Morfometría de pías

Muchos métodos de estudio de las pías se basan en su morfometría. Se trata de medidas sistemáticas de las pías mediante muestreos espaciales. Los datos que interesan son (Fig.3.8.):

3.1.7.1. Dimensiones morfológicas básicas

- * **Pmx (P, h)**: profundidad máxima excavada por el agua en plano vertical interno, en cm.
- * **Pmn (N)**: profundidad mínima en plano vertical interno medida como la altura alcanzada por el agua cuando se llena por la lluvia hasta el umbral del exutorio, en cm.
- * **A (EM, a)**: anchura en planta o eje menor en cm.
- * **L (Em, b)**: longitud en planta o eje mayor en cm.
- * **AR**: área en cm²
- * **VR**: volumen de roca evacuado en cm³

3.1.7.2. Índices morfométricos

- Relación de profundidad **Rp = Pmx / Pmn (=P/N)**, índice relevante que represente la evolución de las *gnammas* con el tiempo (Domínguez-Villar 2006)
- Relación entre L y A: permite distinguir la forma en planta,
 - * L=A → circular
 - * L>A → elipsoidal
 - * L>A, pero excéntrico → ovalada
- Relación A/P: permite distinguir las morfologías básicas,
 - A/P alta → *pan*
 - A/P media → *pit*
 - A/P baja → cilíndricas

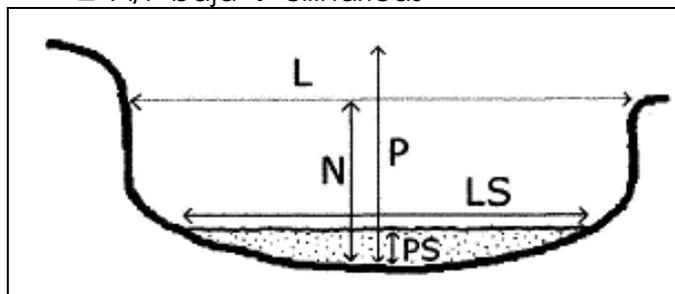


Fig.3.8. Parámetros fundamentales de las pías. L=longitud; P ó h=profundidad máxima, N=nivel de máxima inundación o altura del exutorio, LS=longitud del sedimento, PS=profundidad del sedimento. La anchura de la pía (A) y del sedimento (AS) son perpendiculares a sus longitudes respectivas y no figuran en el dibujo. Basado de Baonza 2008.

3.1.8. EVOLUCIÓN MORFOLÓGICA DE LAS PÍAS

La distribución espacial, el patrón de ocurrencia y el estado de las pías constituyen indicadores relativos de una secuencia evolutiva en macizos rocosos. En la superficie de un macizo granítico la evolución de las pías ha sido esquematizada en 3 etapas principales que implican un aumento de edad relativa en detrimento de su grado de funcionalidad (De Uña Álvarez y Vidal Romani, 2005 y 2006). Se usa para ello el factor R_p ya que es independiente del tamaño de la concavidad.

(i) ESTADO ACTIVO: CRECIMIENTO ($R_p=1$)

Hay incremento de las dimensiones de la cavidad cuyo contorno es todavía cerrado.

(ii) ESTADO ACTIVO: DEGRADACIÓN ($R_p>1$)

Caracterizado por la progresiva degradación del contorno y los bordes, que van siendo abiertos, con posible sobreexcavación de las paredes, pudiendo llegar el R_p a valores de 16 ó más (Vidal Romani) y formación de exutorios, que podrían evolucionar a "cuellos de camisa" (*shirt collars*).

(iii) ESTADO NO ACTIVO: DESTRUCCIÓN ($P_{mn}=0$)

Las pías finalizan su período de vida epigenético cuando empiezan a actuar los mecanismos que destruyen o fosilizan la cavidad.

En sus estadíos finales las paredes de la pía se desmoronan, se reducen grandemente y sólo se conserva el fondo de la concavidad inicial dando las formas plato, también denominadas "rock doghnut", aro de roca, rosquilla de roca, levée, bénitier o Font, que son rebordes convexos que rodean a las pías y que marcarían la etapa final de la destrucción de las mismas y que han sido interpretados como una inversión evolutiva (Twidale, 1982) al haberse endurecido sus paredes por precipitados de distintas sustancias como óxidos de hierro y manganeso.

El término *rock doughnut* fue introducido por Blank, 1951 (Grab et al, 2011) referido a "pits elevados", donde a veces el anillo se rompe produciendo un "half doughnut" o formas en "armchair".

Pero a pesar de tratarse de un argumento recurrente en la literatura científica, no se conocen datos cuantitativos sobre el incremento de esta supuesta resistencia adicional, y por el contrario, algunos autores al hablar de un fenómeno similar aluden a que estas concentraciones de óxidos causan un debilitamiento de la roca en la zona basal de la costra.

En Galicia no se conocen hasta la fecha estos patinados de óxidos endurecidos, aunque pueden ser importantes en climas desérticos donde hay mucho regolito y presencia de hierro.

Dentro de estos estados evolutivos se pueden considerar dos tipos de *pías* (De Uña y Vidal Romani, 2006): estables e inestables (Fig.3.9.).

Son *pías* dinámicamente estables aquellas que conservan un patrón morfológico simple, es decir, mantienen su diseño inicial aunque existan diferencias dimensionales entre ellas debido a la desigual velocidad de procesos erosivos. De la evolución subaérea de estas *pías* resultan las formas *Pit*, *Pan* o Cilíndrica.

Son *pías* dinámicamente inestables aquellas que durante el transcurso evolutivo epigénico tienen lugar cambios importantes desarrollando morfologías más complejas como *pías en sillón*, *pías telescópicas* o *rosquillas rocosas*.

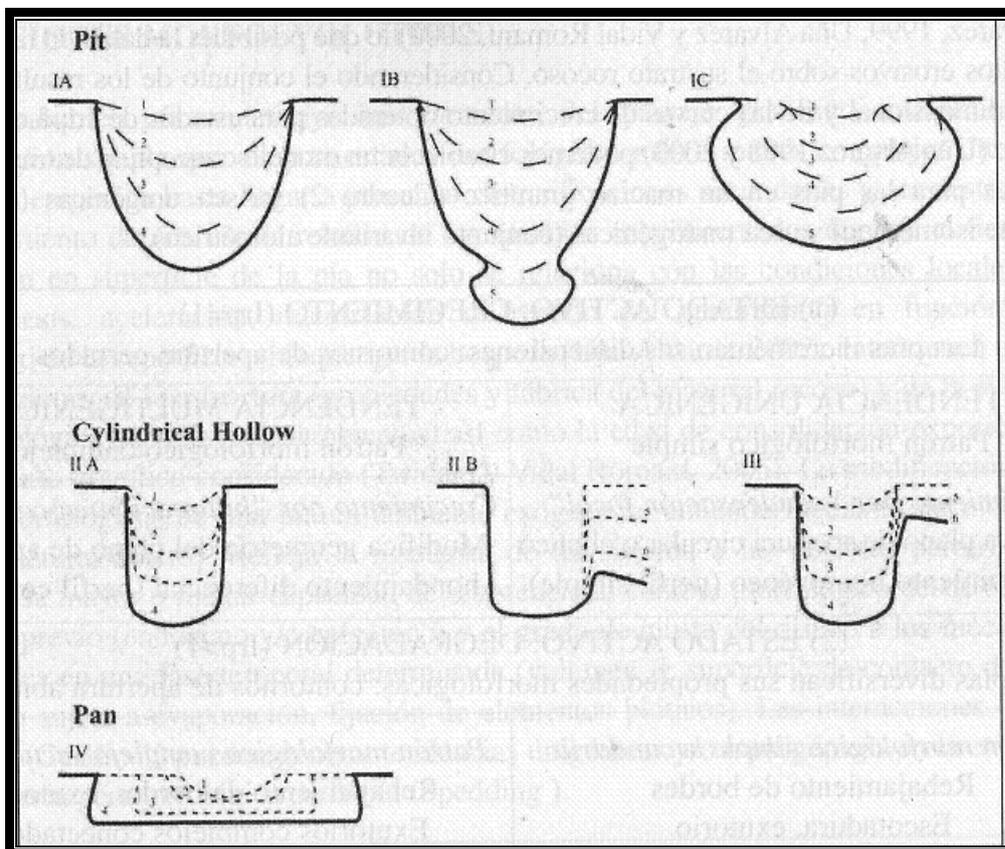


Fig.3.9. Evolución de las pías, según De Uña et al, 2006.

I: Diversos tipos de pías de fondo cóncavo: IA Pit; IB pía telescópica; IC pía con paredes laterales sobreexcavadas.

II-III: Perforaciones cilíndricas: II A perforación cilíndrica; II B pía en sillón; III perforación cilíndrica con exutorio.

IV: Evolución de una pía de fondo plano tipo pan.

3.2. FORMAS DE DISOLUCIÓN-PRECIPITACIÓN: ESPELEOTEMAS (*Speleothems*),

Los espeleotemas son formas constructivas que se encuentran en ambientes protegidos como grietas semicerradas o paredes de *tafoni*, producidos por la alteración y posterior depósito de sustancias movilizadas por fluidos que discurren a través de las discontinuidades de los macizos rocosos (*Twidale y Vidal Romaní, 2005; Vidal Romaní et al 2010 a,b; Cioccale et al 2008*). Los minerales que forman espeleotemas son típicamente el ópalo-A, pero también otros como la picotita, la evansita, la boliviarita y la goethita, entre los más comunes.

La fábrica de los espeleotemas es porosa por lo que permite en sus huecos y superficies el desarrollo de microorganismos, tales como bacterias, hifas fúngicas, esporas o diatomeas, que cumplen a su vez un doble papel, tanto en el desarrollo de los mismos actuando de núcleos de deposición, como de factores de movilización del material (*Vidal Romaní et al, 2010*).

Si bien no son tan variados como sus homónimos calcáreos, se reconocen 3 tipos de estas formas constructivas (*Vidal Romaní & Vaqueiro 2007*):

a) Depósitos granulares de acumulación por acción de la gravedad: surgen de la desagregación granular o en placas de la pared del *tafoni* o de sus alveolos.

b) Depósitos orgánicos, que son acumulaciones de materiales diversos, consolidados o no, en principio líquidos que posteriormente se deshidratan. Se identifican como fosfatos, típicos de acumulaciones de guano.

c) Depósitos de disolución-precipitación, que son cuantitativamente modestos ya que en granitos los sistemas fisurales son menores que en calizas, además de ser una roca menos porosa y poco soluble (Lámina 2B y 2C). Su tamaño oscila de 3-4mm con una notable uniformidad de tamaño, morfología y composición química en distintas partes del mundo. La temperatura y el pH son los factores que mejor controlan la disolución del silicio, siendo este proceso mucho más rápido en zonas cálidas que en frías y a pH básicos más que en ácidos. Los distintos electrolitos orgánicos aceleran los procesos de disolución del cuarzo.

Los espeleotemas de este tipo tienen varias morfologías:

* Cilíndrica (tipo estalactita y estalagmita): ligados a zonas de goteo puntuales o a zonas de capilaridad, formados por ópalo-A y pigotita, que pueden culminar en una cresta de cristales idiomórficos de yeso (*whiskers*) formado por combinación del SO₂ orgánico con el calcio de las plagioclasas (*Vidal Romaní et al, 2003*). También pueden adquirir otras formas coracoides, tabicadas o porosas.

* Costra, lámina y formas botroidales (*flowstone, dripstone, gour*) (Vidal Romaní et al, 2003) (Lámina 2A): el agua que fluye en régimen laminar forma cortinas si la fisura es vertical; si en cambio la fisura es horizontal se forman depósitos de poco espesor que se adaptan al relieve granudo de la roca. Estos espeleotemas están formados por ópalo-A, evansita y pigotita.

Los espeleotemas de ópalo-A amorfo son formaciones muy generalizadas en las rocas graníticas en ambientes naturales. Se originan por meteorización biológica y se asocian a sistemas de fracturas a través de los cuales tiene lugar una lenta circulación del agua con una disolución lentísima de la sílice (Sanjurjo et al 2007).

Parece que en su desarrollo se pueden distinguir 3 etapas a la vista de su estructura interna (Vidal Romaní 2005; Vidal Romaní et al, 2010 a y b, Sanjurjo et al 2007): una primera fase biogénica con producción de ópalo por los seres vivos, una segunda fase donde se produce la disolución del ópalo por las aguas circundantes y su posterior reprecipitación generalmente en el extremo del espeleotema, y una fase final de evaporación cuando ya no hay aporte de agua y en la que tiene lugar la formación de yeso con una morfología subordinada al espacio disponible y de drusas en el extremo libre del espeleotema (freático de gota). El origen del azufre que da lugar al yeso parece ser que es de origen biogénico.

LÁMINA 2



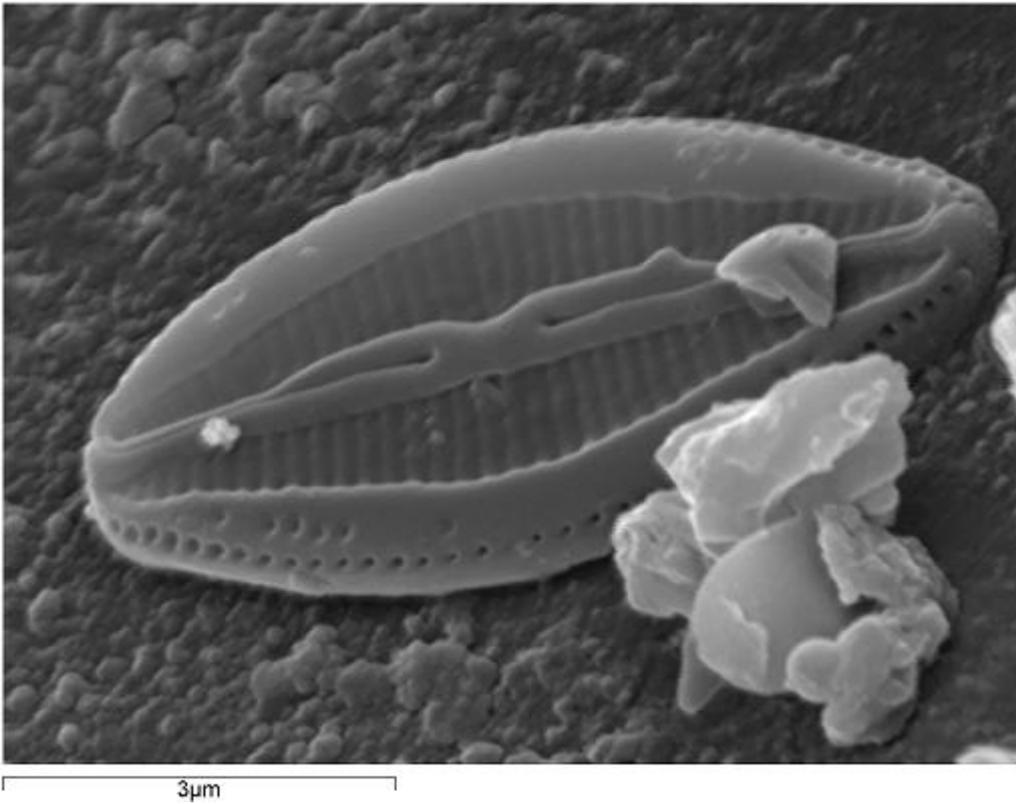
A) Flowstone asociado a pseudobedding en Louro. Cortesía de Vidal Romani.



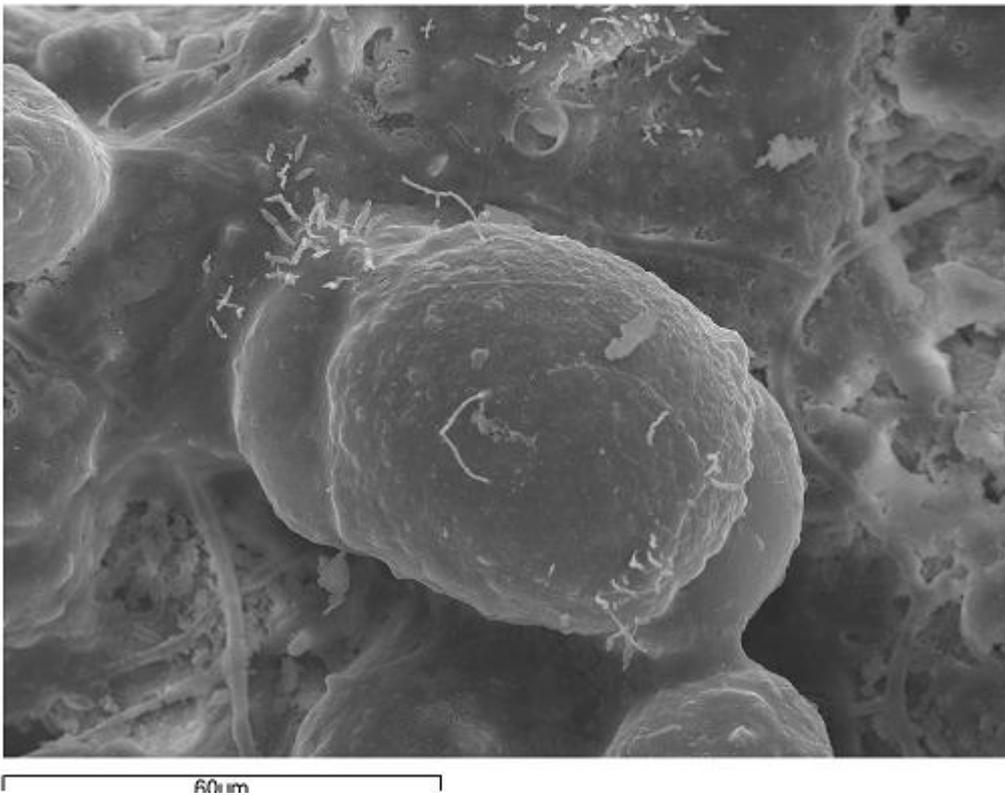
B) Honeycomb en O Pindo que se encuentra impregnado profusamente por precipitados de ópalo



C) Parte basal de un tafone en O Pindo donde se observan precipitados de de ópalo que proceden del goteo del techo. La formación es similar a lo que ocurre en las cavernas kársticas.



D) Diatomea en espeleotemas de la zona de Ézaro. Foto cortesía de prof. Vidal Romaní.



E) Polen de pino (observar los flotadores) en espeleotemas de la zona de Ézaro. Foto cortesía del prof. Vidal Romaní.

3.3. FORMAS EN RELACIÓN CON LA ESTRUCTURA: ROTURAS POLIGONALES (*Polygonal gracking*), DISYUNCIÓN ESFEROIDAL (*Spheroidal disyunction*) Y FALSA ESTRATIFICACIÓN-ESCAMACIÓN (*Pseudobedding-sheet structure*)

3.3.1. *Polygonal cracking* (Agrietamiento poligonal)

Las roturas poligonales son formas planares reconocidas como conjuntos de fracturas que aparecen sobre muchas superficies graníticas especialmente si son de textura homogénea, aunque también se han citado para otras litologías como areniscas o cuarcitas. Estas roturas se pueden extender no más de unos pocos centímetros por debajo de su superficie por lo que definen placas delgadas (Vidal Romaní y Twidale 1998). Se trata por tanto de una estructura superficial y poco penetrativa.

La rotura poligonal ha recibido también los siguientes nombres a lo largo de la historia en la literatura científica: *Polygonal cracking*, *Polygonal tessellation*, *Croûtes de pain*, cortezas de pan, hieroglifos, *tortoise-shell weathering*, *Schildkrotenmuster*, *tesselated pavements*, *pseudosquames polygonales* y *Polygonations*.

Su origen es controvertido y según Williams y Robinson 1989 son formas que se han estudiado poco. Aún así abundan teorías en la bibliografía, y entre las más destacadas figuran la diagenético-tectónica (Maack, 1960), descompresión (Branagan, 1983) citada para areniscas, insolación y cambios de temperatura bruscos (Maignet, 1972) (sin embargo hay pruebas de que se desarrollan en núcleos residuales por debajo de la superficie terrestre y hasta una profundidad más allá de la alcanzada por los cambios de temperatura, además está demostrado que los cambios de temperatura por si mismos si no están ayudados por otro tipo de fenómenos no son capaces de dar este tipo de fractura), desecación (Netoff, 1971), acción de la cuña de hielo (Williams y Robinson, 1989), haloclastismo (Cooke, 1981), meteorización líquénica (Danin et al 1983), precipitación de óxidos de hierro y manganeso formando cortezas (Twidale y Bourne, 1975).

Hay dos tipos morfológicos de *Polygonal cracking*: roturas poligonales irregulares (Fig.3.10.) que definen unidades de 5 ó 6 lados. Coinciden con frentes de alteración y se asocian a fuertes endurecimientos superficiales de óxidos de hierro y manganeso.

El otro tipo es el reticular o regular (Fig.3.11.) que forma conjuntos de grietas esencialmente ortogonales y que parecen ser debidas a cizallas asociadas a tectonismo, un ejemplo aparece en las canteras de Mariz en Guitiriz, (Lugo, España) (Vidal Romaní et al 1995).

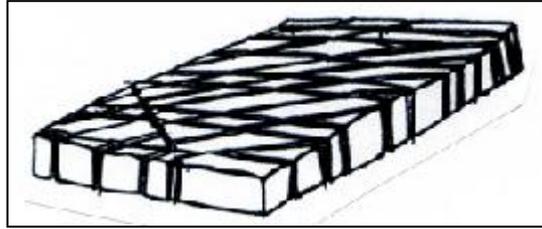
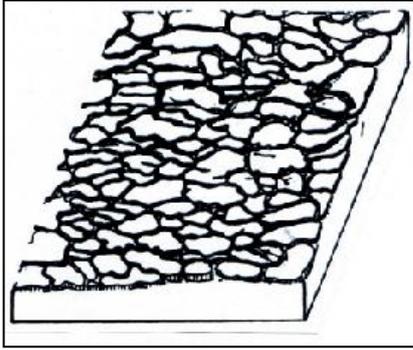


Fig.3.10. Irregular polygonal cracking Fig.3.11. Regular polygonal cracking

Conviene considerar sin embargo la coincidencia física de los dos procesos: el edáfico y el tectónico, que asociados en el mismo sitio, dan origen al desarrollo de roturas poligonales donde la alteración subedáfica posterior a los sistemas de discontinuidades previos desarrollaría un patrón de alteración que se limitaría al volumen de roca afectado por la cizalla, y que desaparecería una vez que la meteorización hubiera destruido toda la zona afectada.

Por último indicar que se han descrito en areniscas otras estructuras menos comunes pero relacionadas con el *polygonal cracking* denominadas *polygonal boxwork* (Grab et al, 2011) y que se describen a modo de entramados debido al depósito de sílice en las grietas, mientras que las celdas poligonales son erosionadas formando pequeñas concavidades, por lo que el entramado resalta en superficie.

3.3.2. Spheroidal disjunction (disyunción esferoidal)

La descamación o disyunción esferoidal (*spheroidal disjunction, oignon structure, pelure d'oignon*) es típica de rocas plutónicas como granitos y gabros y ha sido explicada de diversas maneras:

Según Royne et al 2008, Dana fue el primero en sugerir que era debida a cambios químicos durante la meteorización. Blackwelder 1929 encontró que la hidratación del aluminio y del hierro en complejos silicatados podría causar un incremento de volumen que ocasionaría la expansión de la capa más externa de un bolo granítico, lo que originaría una fracturación. Larsen 1948 atribuyó la descamación esferoidal a la expansión de la biotita y otros minerales causada por la hidratación. Chapman y Greenfield 1949 concluyen algo parecido basándose en observaciones microscópicas. Los trabajos de Royne et al 2008 demuestran una relación entre la meteorización física y química a través de la generación de superficies de fractura producidas por reacciones químicas en mayor o menor medida inducidas por el agua. Todos estos casos ejemplifican también el origen exógeno de estas formas.

Una idea recurrente y muy citada es que el proceso de alteración bajo el suelo actúa preferentemente limando las aristas y los vértices, dando como resultado si no bolos totalmente formados, formas que conservan caras planas denominadas *woolsacks, sacs de laine* o sacos de lana (Rondeau, 1958).

Derruau 1981 habla de de dos posibles orígenes para la formación de bolos, una vez que el bloque granítico ha sido limitado por diaclasas: una formación subaérea, donde la erosión avanza por las diaclasas y entre los ángulos de las mismas con mayor intensidad suavizándolos, y una formación interna, cuya explicación reproducimos de forma literal:

"Formación interna (de los bolos): (...) los bolos se pueden formar virtualmente en profundidad, como se observa en el macizo de Guéret (Macizo Central francés), en La Sidobre y en la Baixa Beira (Portugal). En estos casos se encuentran bolas de granito intactas, envueltas en una masa de "gore", amarillo, deleznable e in situ. A 11Km al nordeste de Castelo Branco, en Baixa Beira, se ha podido ver una disposición concéntrica de las impregnaciones de limonita en una bola partida, como si, en un granito aún subterráneo, una disposición concéntrica de la distribución de la porosidad, no de los cristales, preparara ya una cierta exfoliación interna.

Tal disposición, evidentemente, se origina durante el emplazamiento del granito, quizá durante su enfriamiento. Esta disposición es aprovechada por la circulación del agua a pocos metros de profundidad y no guarda relación con la erosión al aire libre; ésta se limita a limpiar las bolas del "gore" que las envuelve.

La evacuación del "gore" es óptima en condiciones de clima periglacial: la soliflucción del gore facilita la liberación de las bolas. También se hallan magníficos ejemplos de bolas en las cumbres situadas entre los 1 400 y 1 700m de altitud en el Macizo Central francés o por encima de los 400m en las islas Británicas, con soliflucción en primavera (monte Lozère, Truc de Randon, en los montes de la Magaride; Pierre-sur-Haute, en los montes Forez).

Durante las épocas frías del Cuaternario, la soliflucción pudo incluso arrastrar en las regiones de menos altitud bolas graníticas englobándolas en el movimiento de descenso del "gore". Así se explica la topografía de anchos fondos de valle, en los que asoman dispersas las cabezas de bloques redondeados, como en los valle de Sidobre.

Sin embargo la preparación de las bolas no tiene nada que ver con el fenómeno periglacial: supone simplemente una arenización intensa al igual que la formación de los tor (...) Aparte de ello, las bolas se encuentran en climas muy diversos –incluso tropicales–, prueba que su formación es esencialmente estructural, facilitada no obstante por una preparación en condiciones biostáticas, mientras que la liberación se realiza en condiciones rhexistáticas".

Para Vidal Romaní, 1991, la disyunción esferoidal es frecuente en el contacto del magma con la roca encajante y se ha visto que se desarrolla en zonas del granito que no han tenido contacto con el frente de alteración. La disyunción existe independientemente de la meteorización y por tanto es anterior a esta y no el mecanismo responsable de la misma. (Lámina 3A, 3B y 3C y Lámina 4C y 4G).

LÁMINA 3



A. Bolos y estructuras de descamación en gabros en la playa de "Niño do Corvo" entre Cangas y Moaña. La roca no alterada sigue la misma estructura de disyunción concéntrica. La alteración aprovechará posteriormente estos planos de debilidad



B. Exfoliación de bolo granítico en Monte Xalo, A Coruña



C. En esta foto tomada de Google, se ve la disyunción bolar pero no el supuesto gore entre los bolos.

3.3.3. SHEET STRUCTURE: la exfoliación del domo

3.3.3.1. NOMENCLATURA

Las fracturas más características e importantes en los domos graníticos son las denominadas *sheet structures*, que han sido denominadas de diversas formas: *exfoliation*, fracturas de exfoliación, diaclasas curvas, descamación, laminación, disyunción en capas de cebolla, paraestratificación o pseudoestratificación. Los términos *exfoliation* y *sheeting* son intercambiables (Bahat et al 1999) y reflejan una tendencia general de la roca a fracturarse subparalelamente a la superficie topográfica si las condiciones de *stress* se lo permiten (pero a veces ni son paralelas ni lo son en todo el plano de extensión).

3.3.3.2. CARACTERÍSTICAS

Las *sheet structures* tienen las siguientes características:

- * Son lajas masivas, homogéneas, continuas y lenticulares paralelas a las líneas de flujo (Goodman, 1993). Delimitan envolturas sucesivas y concéntricas del plutón (muestran los diferentes pulsos de lava).
- * Se extienden frecuentemente 100m o más lateralmente y terminan en diaclasas preexistentes tipo *cross* o en roca intacta (Hencher et al, 2011)
- * Se dan preferentemente en granitos siempre que no estén altamente meteorizados, pero también son posibles en gneises, migmatitas, areniscas, tufas o mármoles (pero hay pocas descripciones al respecto). El que se den en rocas sedimentarias se debe a que estas tienen planos de estratificación y pueden estar plegadas y por tanto todas han sufrido o pueden sufrir el mismo tipo de deformación compresiva al producirse campos de esfuerzos similares a los que se desarrollan en granitos (Vidal Romaní y Twidale, 2010), la diferencia es que la estratificación se desarrolla independientemente de la deformación.
- * No dependen del clima, región o terreno (Vidal Romaní y Twidale, 2010).
- * Son de pequeño-medio radio de curvatura, lo que implica que presentan una gran curvatura (Gilbert, 1904; Jahns, 1943; Goodman, 1993).
- * Tienen al menos 0'5m y hasta 18m de ancho (medidas orientativas), siendo muy común los 0'5m (Derre et al, 1986).
- * Dejan aberturas de varios centímetros (Martel, 2006) (que funcionarán como el comienzo de futuros *tafoni*).

* Se desarrollan desde la superficie hasta 100m de profundidad (Jahns, 1943).

* Incrementan el espaciado con la profundidad (Jahns, 1943; Goodman, 1993; Martel 2006) y además cuanto más grueso es el tamaño de grano del granito, más rápidamente se engruesan con la profundidad, y las láminas son más finas cuanto menor es el tamaño de grano del granito, aunque hay muchas excepciones (Vidal Romaní y Twidale, 2010).

* En cuanto a la velocidad de exfoliación de las *sheet structures*, esta fue medida por cosmogénicos de ^{10}Be y ^{26}Al en sucesivas capas de exfoliación por Wakasa et al, 2006, resultando ser de unos 5-6cm/ka, equivalente a unas 50 micras por año, que resulta ser también del orden de las velocidades de tafoni y pías como habíamos visto.

3.3.3.3. ORIGEN

El origen de las fracturas de descamación ha sido discutido durante más de siglo y medio (Vidal Romaní et al 1995) e históricamente dos han sido las propuestas más populares:

* Por un lado eran atribuibles a tensiones existentes en la corteza terrestre; la compresión lateral era la causa de la expansión y por tanto la ruptura asociada a ese aumento de volumen sería de origen tectónico (Twidale y Campbell, 1984)(Fig.3.12.). Esto se infirió al comprobar que los bloques de roca después de tallados en las canteras se expandían, admitiendo así que estaban en un apreciable estado de compresión, aunque podría haber sido otra causa como la pérdida de humedad.

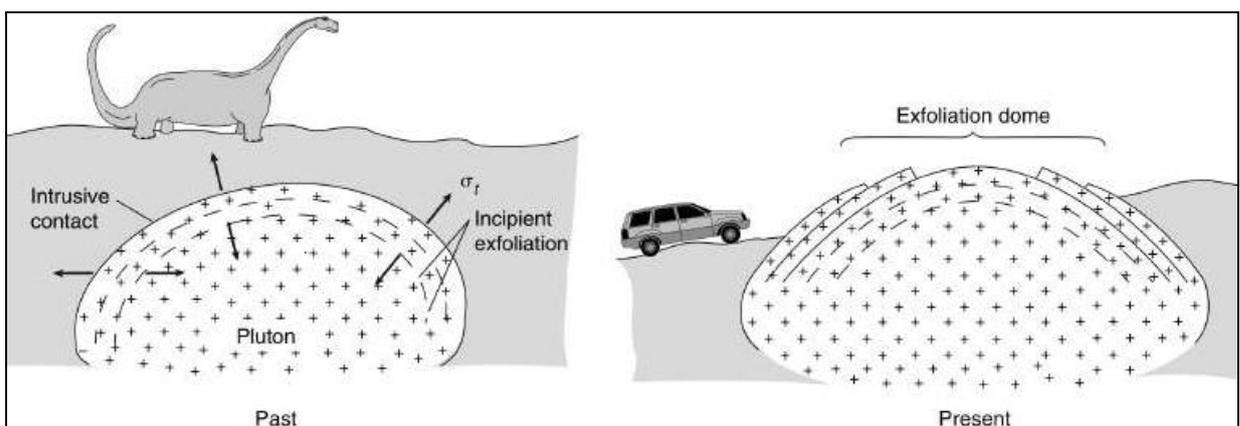


Fig.3.12. Teoría de la compresión lateral. Explicación en el texto. Fuente Google

Martel, 2006 estudiando las condiciones de equilibrio de un cuerpo rígido demuestra que un esfuerzo compresivo paralelo a la superficie causa tensiones normales si el producto de la curvatura y el esfuerzo paralelo excede al peso unitario de la roca por el coseno de la pendiente. Estos campos de esfuerzo serían los responsables de las estructuras *sheet*. Matemáticamente se expresa

como: $\frac{\partial N}{\partial z} = KP - \rho g \cos \beta$ donde N es la tensión normal a la superficie, z la profundidad, $K=1/r$ siendo r el radio de curvatura, P es el esfuerzo compresivo paralelo a la superficie, el producto densidad por gravedad es el peso unitario y beta es la pendiente de la ladera.

Leeder et al 2006 dan dos posibles interpretaciones al hecho de que las *sheet joints* tengan tendencia a presentarse paralelas a la topografía: la primera es que el paralelismo puede ser la causa de la topografía, ya que las fracturas preexistentes son sitios de debilidad de la roca pudiendo así controlar los patrones de denudación; una segunda interpretación es que la topografía puede actuar como un superficie de cizalla (*shear*) libre y afecte a la orientación del esfuerzo en un plano de esfuerzo principal que contiene a dos de los esfuerzos principales. En cualquier caso las *sheet joints* se han tenido que formar cuando el principal esfuerzo compresivo está en la horizontal y el mínimo en la vertical lo que ocurre durante el levantamiento cortical o en general en situaciones de compresión cortical.

* La segunda hipótesis, más generalizada y extendida es la Gilbert 1904, que atribuye las fracturas de descamación a la descompresión en sentido radial o expansivo de la masa rocosa como respuesta de la descarga erosiva (Fig.3.13.). Este fenómeno podría producirse incluso si las rocas no estuvieron sometidas a tensiones previas.

"The granite is divided into curved plates or sheets which wrap around the topographic forms. The removal of one discloses another, and the domes seem at the surface to be composed, like an onion, of enwrapping layers" (Gilbert, 1904).

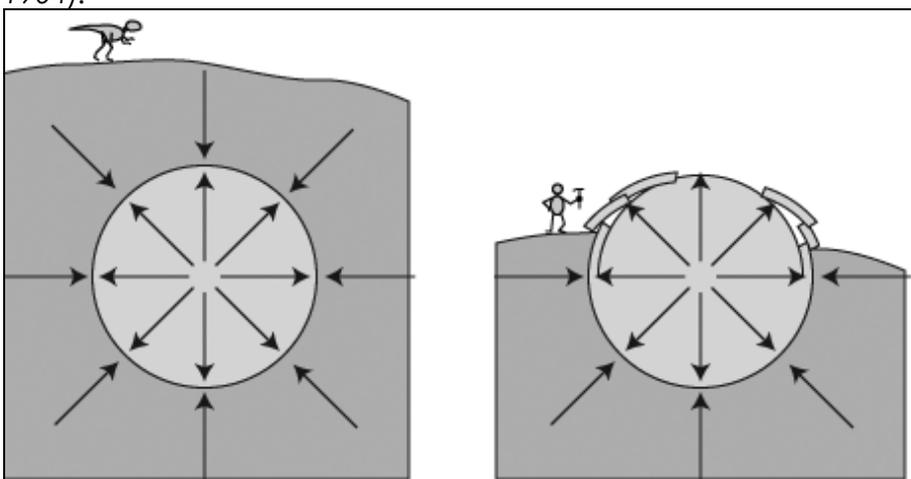


Fig.3.13. Hipótesis de la descarga erosiva. El dibujo de la izquierda muestra que la intrusión solidifica en equilibrio con la roca encajante y por tanto las presiones exteriores se igualan con las interiores. En el dibujo de la derecha muestra como la erosión hace aflorar la intrusión y el equilibrio de fuerzas se rompe originando la exfoliación. Fuente Google.

La teoría de la descarga erosiva ha sido cuestionada basándose en los hechos siguientes:

1. Si su origen fuera descarga erosiva, sus características deberían mostrar una relación clara con la topografía y muchas veces no es así (Lámina 4F).

2. En muchos casos estas formas están claramente alineadas, y una alineación tan clara parece indicar que se han formado por la aplicación de una tensión con una dirección específica, presumiblemente de origen tectónico.

2. La descarga erosiva es lenta y gradual, y se antoja incapaz de producir este tipo de fracturas.

3. Parece que la descomposición debería seguir unas líneas de debilidad o sistemas de discontinuidades ya existentes.

4. El hecho de que los *inselbergs* sean masas rocosas sometidas a compresión, (cosa que queda patente en su supervivencia a la erosión debido a lo cerrado de sus diaclasas), parece no ser compatible con esta teoría decompresiva. Este hecho apuntado por *Twidale* no está probado (*Vidal Romaní*, comunicación personal).

5. Tampoco parece factible el modelo para explicar estructuras sinformes que aparecen en las zonas culminantes de algunos *inselbergs*. Como ejemplo clásico está la famosa fotografía de *Hubbert* (ver *Vidal Romaní y Twidale 1998*, pag 65) que muestra la cabecera de un circo en *Little Shuteye Pass*, Sierra Nevada, sur de California, donde afloran estructuras de descamación convexas, pero en la parte alta del afloramiento se pueden ver fracturas de descamación definiendo una sinforma.

6. La edad de las lajas o escamas es considerablemente más antigua que la de los restos erosivos.

Otros autores (*Derre et al, 1986*) explican el origen de estas estructuras relacionados con esfuerzos de cizalla. Consideran que la creación o modo de apertura de estas diaclasas son la fracturación hidráulica referida a sobrepresiones debidas a fluidos, o a contracción de la masa magmática durante el enfriamiento y cristalización.

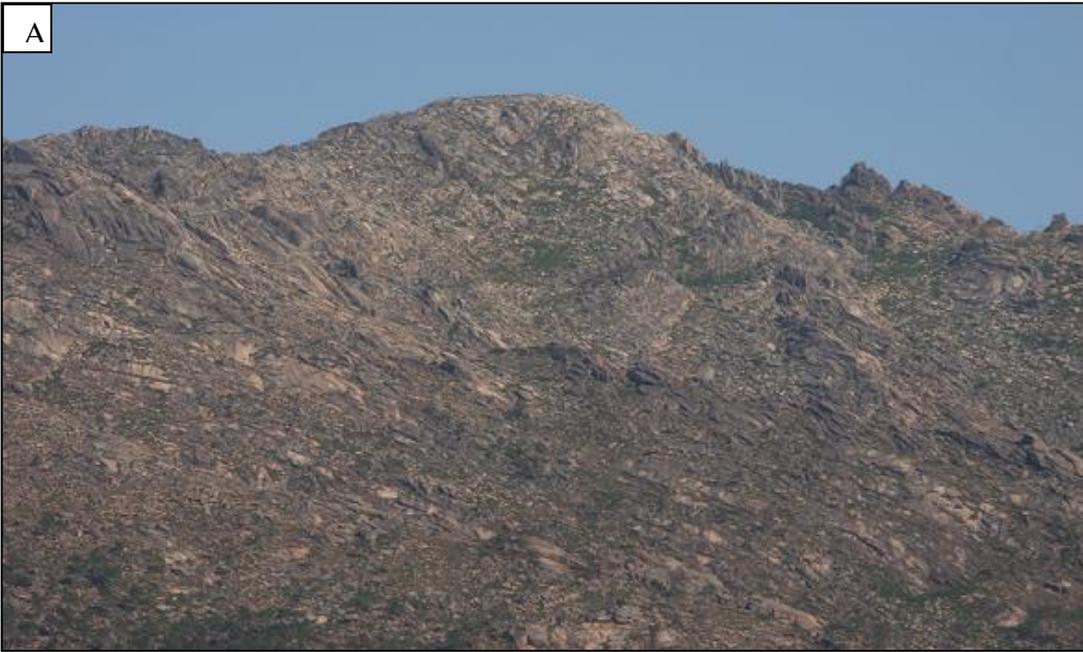
Vidal Romaní 1995 sostiene que las *sheet structures* se desarrollan preferentemente en el contacto del granito con la roca encajante cuando este intruye a profundidad y son por tanto de naturaleza endógena. En la zona de contacto del cuerpo magmático con el encajante la roca se ve afectada por fragmentación inducida por cizalla. La meteorización posterior genera estas estructuras *sheet*, bien individualizadas, bien formando sistemas. Pruebas de ello son:

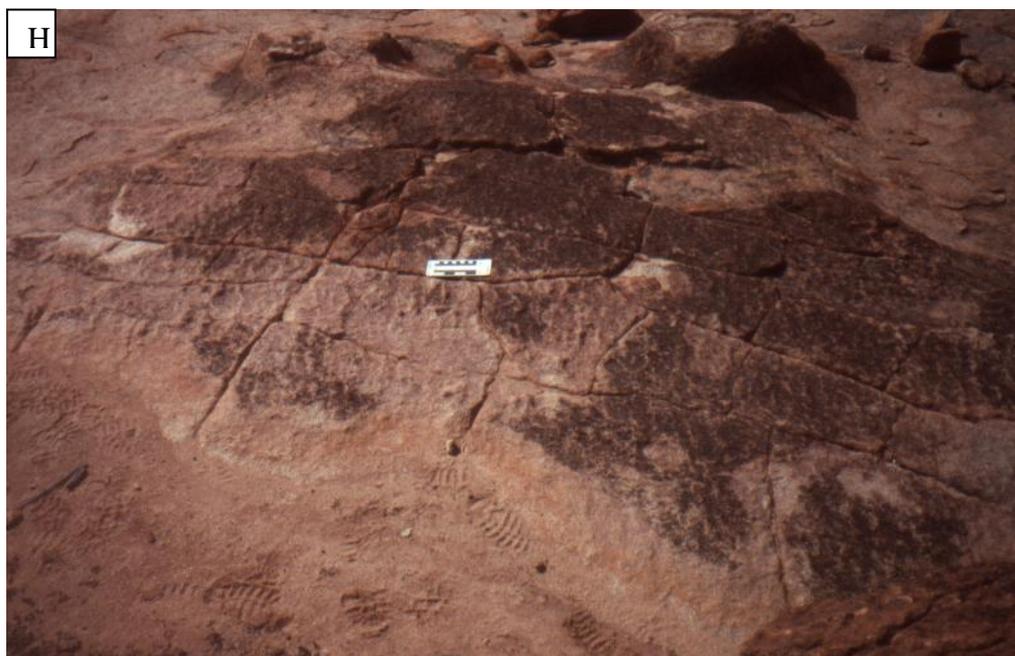
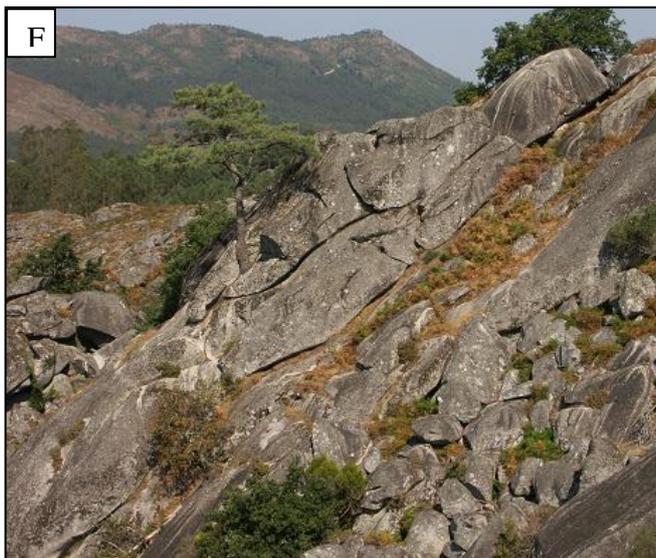
- Las estructuras de descamación están definidas en rocas no alteradas.
- La existencia de milonitas entre planos o zonas de cizalla con foliación del granito (*Derre et al, 1986*).
- La intrusión de cuarzo, aplitas o pegmatitas entre las hojas del *sheet*.
- El desarrollo del *polygonal cracking* en la superficie de las *sheet* (*Lámina 4E*). En la cantera de Mariz, (Lugo) se ha visto desarrollo de *Polygonal cracking* en el ápex de pequeños domos indicando que la flexura de la roca se ha visto acompañada por un estiramiento de la misma.
- La alternancia de hojas masivas con otras donde el granito está cizallado intensamente.
- Las imbricaciones entre lajas de descamación son pruebas de que ha existido acortamiento del macizo rocoso y no pueden ser relacionadas con descompresión y consiguiente expansión de la roca. (*Lámina 4A, 4B y 4D*)
- También las observaciones de *Sánchez Cela, 2004* pueden contribuir ya que al analizar los perfiles de reflexión sísmica los granitos muestran una abundante presencia de flexiones arqueadas que en su mayoría se entrecruzan y que muchas veces convergen con domos graníticos de la corteza superior, además de ser más jóvenes cuando más profundas son.

Se considera pues que la disyunción esferoidal (*spheroidal disjunction*), la estructura en capas de cebolla (*sheet structure*), la pseudoestratificación (*pseudobedding*) y el agrietamiento poligonal (*polygonal cracking*) asociado a las lajas de las estructuras *sheet*, son debidas a esfuerzos de cizalla que actúan en la roca durante estados intrusivos tardíos en el contacto próximo con la roca encajante, justo antes de la total consolidación y enfriamiento del cuerpo magmático (*Vidal Romaní y Twidale, 2010*).

Las estructuras antes mencionadas demuestran que el mecanismo responsable ha sido una deformación por cizalla en el campo frágil-dúctil, esto es, compresión y acortamiento paralelos al plano de descamación. La meteorización posterior explota preferentemente estas líneas de deformación del macizo rocoso.

LÁMINA 4





Explicación de la lámina 4 de izquierda a derecha y arriba abajo

A) Monte Pindo. Distintas exfoliaciones de los domos formando figuras complejas, cortándose unas a otras.

B) Mariz. Imbricación de las láminas de exfoliación del domo. Foto cortesía de Vidal Romaní.

C) Monçao canteira, disyunción del bolo. Foto cortesía de Vidal Romaní.

D) Monçao canteira. Imbricación de las láminas de exfoliación del domo. Foto cortesía de Vidal Romaní.

E) Polygonal cracking en la base de un tafone, como lo atestigua el honeycomb.(Barruecos, fuente Google)

F) Superficie sheet alabeada en Monte Galiñeiro. Cortesía de Vidal Romaní.

G) Monçao canteira, detalle de disyunción del bolo. Cortesía de Vidal Romaní.

H) Superficie en la que se puede observar pseudorriple y polygonal cracking, indicando una dirección de acortamiento y otra de alargamiento respectivamente. Foto cortesía de Vidal Romaní.

3.4. FORMAS METEÓRICAS O DE ALTERACIÓN Y MIXTAS: RILLS, GULLIES, GUTTERS, PITS, CLEFTS y OTRAS.

Se trata de formas de meteorización lineal que se producen en la superficie de rocas graníticas. La nomenclatura está tomada de la de disolución de calizas pero es bastante confusa y compleja pudiéndose aplicar a granitos al dar éstos formas parecidas a las kársticas (pseudolapiaz o pseudokarren).

Estas formas hacen referencia a acanaladuras que se dan en paredes de fuerte inclinación. Muchas tienen forma de V, aunque también las hay con forma de U (Twidale y Bourne 1975). Su anchura y profundidad es centimétrica, pero se han llegado a ver en el Macizo de Andringitra en Madagascar de metros de profundidad (Vidal Romaní y Twidale 1998).

Las acanaladuras son sistemas no muy antiguos ya que a veces se encuentran en bolos graníticas, lo que demostraría que son posteriores al descubrimiento de las mismas (Derruau, 1981).

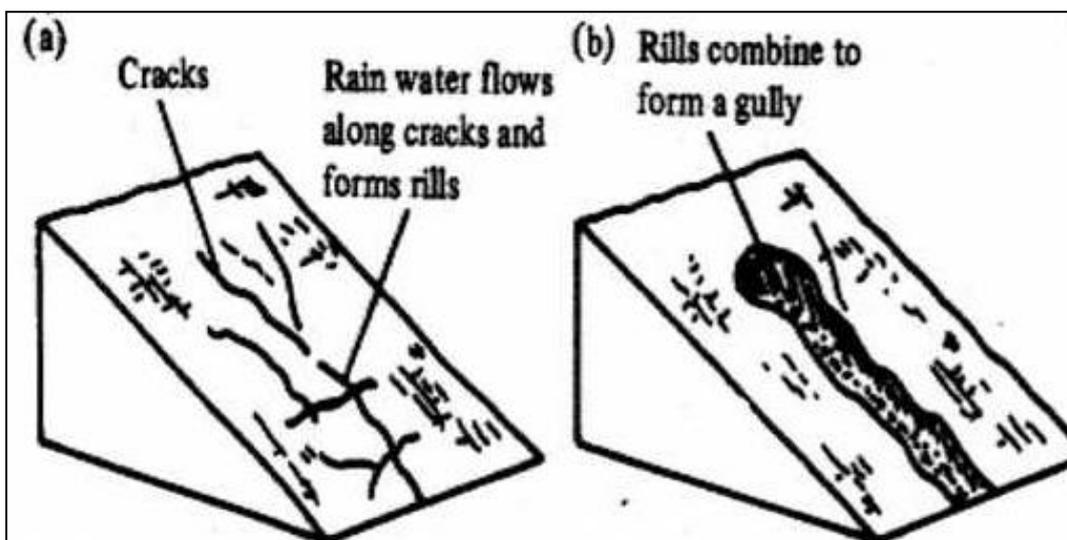


Fig.3.14. Formación de rills y gullies por la acción del agua. Tomado de "Advanced level geography"

Se entiende que los *rills* (Lámina 5E) son formas lineales de erosión a modo de surcos de trazado subparalelo que aparecen en la roca siguiendo la dirección de máxima pendiente, los *gullies* son regueros producto de la confluencia de varios *rills* formando estructuras de orden mayor (Pedraza, 1996) (Fig.3.14.y Lámina 5D), mientras que los *gutters*, acanaladuras o canalones son formas más evolucionadas a modo de canales colectores (Lámina 5B); ambas se dan en superficies más o menos horizontalizadas. Se han acuñado también otros términos como *grooves* o canales, *runnels* o regueros y *flutings* o estrías (Vidal Romaní, 1989).

Aunque existe control estructural en el desarrollo de las acanaladuras, este no es total. *Klaer 1956*, explica las acanaladuras en Córcega por la acción mecánica de la arroyada en un clima más húmedo que el actual y deja la acción química como factor secundario; Para otros (*Petit 1970*, en *Derruau, 1981*) se trataría de la acción del agua acidificada, donde esta acidificación procedería de los ácidos húmicos del suelo y de la acción de los líquenes, mientras que la arroyada sólo profundizaría en las acanaladuras. Sin embargo parece ser que la disolución es el mecanismo principal (Lámina 5A).

Se reserva el término *clefts* o hendiduras, para formas lineales producidas por la explotación de diaclasas por erosión y que consideraremos como formas mixtas. En la figura 3.15. se pueden apreciar otros tipos de formas mixtas.

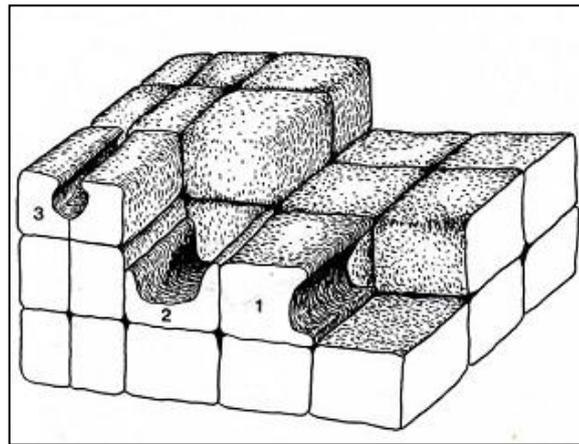


Fig.3.15. Otras formas mixtas fruto de la explotación por la erosión a diaclasas preexistentes son las denominadas formas silla de montar (*chair*)#2, aspillera (*loophole*)#3 y taba #1 (*anklebone*) (*Vidal Romaní, 1989*).

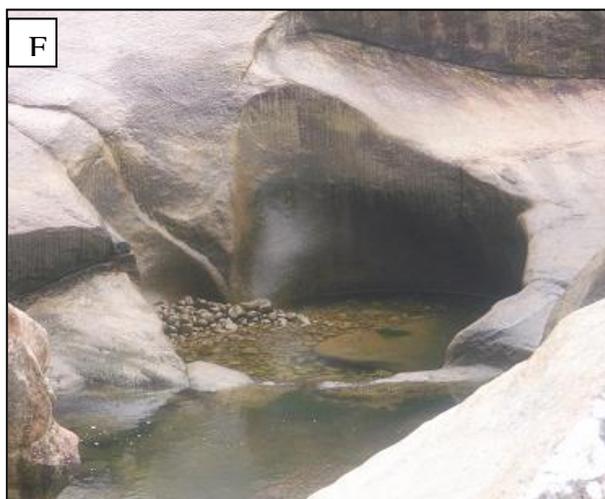
También las marmitas de gigante, pilas o pilancones fluviales (*pot holes*) (Lámina 5F) formadas por evorsión o meteorización en remolino en medios fluviales, pero también en marinos, son formas que podríamos encuadrar en este grupo. Son espectaculares y muy abundantes en la desembocadura del *Xallas* poco antes de la cascada, río arriba.

Las *gnammas* o pilancones pluviales o *pits* (Lámina 5C) presentan ciertas similitudes con las marmitas de gigante o pilancones fluviales pero también diferencias (*Pedraza, 1996*) como se muestra en la Tabla 1.

Tabla 1: Diferencias entre *gnammas* y marmitas

<u>Gnammas</u>	<u>Marmitas</u>
- son formas ubicuas	- se sitúan en los lechos fluviales
- son formas de meteorización	- son formas de erosión
- génesis por desagregación	- se forman por evorsión, cavitación
- morfología variada	- morfología más bien cilíndrica
- morfometría: $h < x$ ó y	- morfometría: $h >> x$ ó y

LÁMINA 5



Explicación de la lámina 5 de izquierda a derecha y de arriba abajo.

A) Meteorización diferencial debida al bandeado composicional en San Cibrao.

B) Gutters en Punta Nariga, que cortan a la exfoliación del domo, lo que demuestra la relativa juventud de estas estructuras.

C) Pits o pequeños alveolos de alteración en el granito del Castro de Baroña.

D) Acanaladuras en los granitos cercanos a Cabo Vilán, explicadas por disolución de los granitos por aguas básicas producidas por la disolución de bioclastos.

E) Desarrollo de grandes rills en los granitos de Ézaro

F) Marmitas en la base de la cascada del Ézaro

3.5. FORMAS DEGRADADAS, RESIDUALES O DE CARÁCTER SECUNDARIO.

Son formas como las piedras caballeras (*loggin stone, balanced rocks*) (Fig.3.16.a y b), las rocas pedestal (*pedestal rocks, mushroom-shaped pillars*), plataformas rocosas o plintos (*plinths*), los bolos (*boulders*), las rocas en seta, los pilares y mogotes residuales, así como un conjunto de formas menores que se conocen con distintos nombres como crestas, aristas, agujas (*pins*), espolones (*spurs*) y formas en llama (*flared rocks, flared slopes, flared boulder*) que también son denominadas paredes zapadas, abrigos, o pendientes invertidas, que si bien existen formas espectaculares como por ejemplo "The wave rock" en Australia, en Galicia solo se presentan casos más bien modestas.

Se habla de *flared slopes* o voladizos a las concavidades basales en una pared, mientras que si la concavidad se desarrolla alrededor de todo el bloque, dando bases comparativamente estrechas con pronunciados ensanchamientos hacia su parte superior, se habla de tormo, tolmo, pedestal o roca fungiforme (Carcavilla y Salazar, 2009), también denominadas *mushroom rocks, Pilzfelsen, hoodoo* o *roches-champignons*.

La génesis de plintos y bolos es comparable a la de la formación de las chimeneas de hadas, es decir una roca competente protege de la erosión a otra que tiene por debajo.

Los *boulders* o bolos graníticos han sido interpretados (Twidale y Campbell, 1984) como resultado de un ataque por la humedad más rápido en vértices y en aristas que en caras planas, que hace que se redondeen los boques en principio de forma paralelepípeda. A menudo descansan sobre una plataforma, roca pedestal, plinto o *plinth* (Centeno y Twidale 1988).

Las rocas fungiformes difieren del conjunto plinto+bolo en que aquellas forman esencialmente un volumen coherente, mientras que estas se componen de dos partes: el plinto que es una protuberancia de baja altura y partes superiores suavizadas, y el bolo o bloque que lo corona.

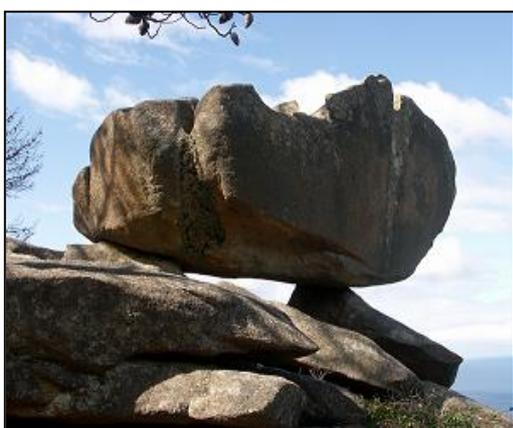


Fig. 3.16. a y b. Piedras caballera en Fonte Mateo y en San Cibrao (O Pindo)

3.6. MACROFORMAS: DOMOS, TORS, NUBBINS Y BLOQUES.

Las macroformas, formas mayores o complejas son formas de escala deca-hectométrica y genéricamente se denominan *Inselbergs* o Montes-isla.

El *Inselberg* es una megaforma diferenciada convexa, concava, cóncavo-convexa, mixta, multiconvexa o plana (Vidal Romaní, 1989) que destaca abruptamente sobre las zonas llanas que le rodean. Tiene laderas empinadas y ángulo de *knick* brusco. Son de 9 tipos (Willis, 1934; Thomas, 1987; Vidal Romaní, 1989): domos (*domes, bornhardts*, epónimo en honor a Bornhardt, acuñado hacia 1900), colinas cónicas (*conical hills*), colinas cónico-convexas (*convex-concave hills*), crestas (*All slope topography*), *buttes* (*inselberg de bolsillo, coolie hut*), *castle-kopjes, nubbins, tors* y bloques (*blocks*).

Los Domos, *Tors, Nubbins* y bloques son macroformas que aparecen en el área estudiada de O Pindo y tienen importancia desde el punto de vista de la formación de *tafoni*.

Los domos o *bornhardts* (Vidal Romaní y Twidale, 1998) son formas donde la roca desnuda aflora en la mayor parte de su superficie; su forma está delineada por fracturas verticales y diaclasas de exfoliación. No se relacionan con ningún entorno climático en particular. Han sido denominados de múltiples formas: *rock domes*, lomos de ballena (*ruwares* o *incipientes, whalebacks*), panes de azúcar (en zonas tropicales), medias naranjas, matojos, morros, *dwaes, moas* (en Galicia), navas, medas o yelmos. Pueden ser de los siguientes tipos (basado en Pedraza, 1996)

- A) Por su forma: Campaniformes / Cupuliformes/ Cónicos
- B) Por su estructura: simples /múltiples
- C) Por su génesis: de posición (control estructural) / de resistencia (control litológico)
- D) Por su ocurrencia: aislados/en grupos
- E) Por su tamaño: grandes/ medianos/miniatura (ej. *Murphys's haystacks*)
- F) Por su simetría: Simétricos/asimétricos (ej. *Half Dome* en los *Yosemites*)

En Galicia se pueden observar diversas clases de *Inselbergs* como por ejemplo O Pindo (domo complejo), Monte Louro (colina cónica) (Fig.3.17.) o cabo Veo (*All slope topography*).



Fig.3.17. *Inselberg* de monte Louro (241m) de tipo colina cónica y laguna costera de Xarfas o de Louro, laguna salobre aislada del mar por un cordón dunar arenoso.

En su evolución los domos se degradan dando diferentes morfologías:

- *Tor*
- *Nubbin*
- *Bolos*

1. *Tor* (en las Islas Británicas), *Castle Kopje* (palabra sudafricana que significa "cabeza"), torres, formas acastilladas, castelos, *borrageiros*, *cabeços*, formas apuntadas, rocas penitentes, pináculos, crestas rocosas, *rocky crests* o crestones: son formas enraizadas, donde interfieren el diaclasado vertical y el curvo dando un aspecto de torres o dientes de sierra.

Se reconocen dos hipótesis sobre la formación de *tors* (Fig.3.18.):

La primera es la debida a *Linton de 1955* que es un modelo a dos etapas, en primer lugar una profunda meteorización química anterior a la época glacial y posteriormente una segunda etapa que consistiría en la remoción de los productos de alteración por movimientos de masa (de ladera) bajo condiciones periglaciares durante la época más fría. Al lavarse la capa de alteración por procesos de solifluxión los bloques cabalgan unos sobre otros dando la morfología de *tor*. Este modelo es el más repetido en todos textos.

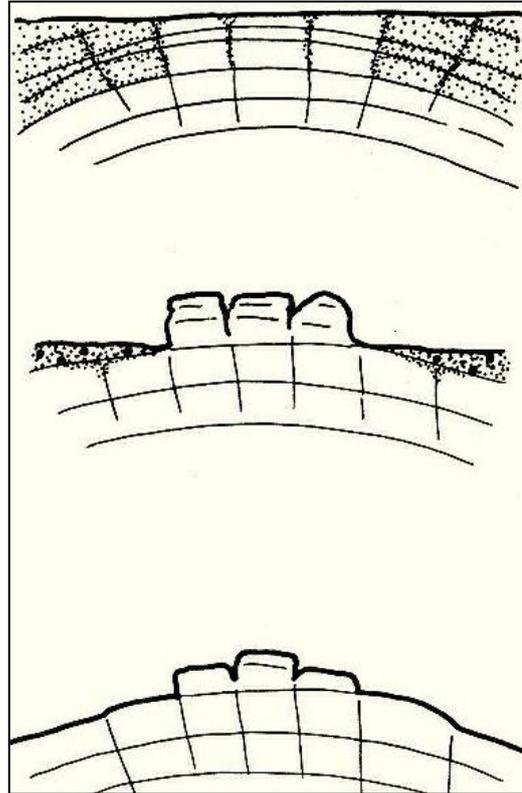


Fig.3.18. Formación de un *tor*. Explicación en el texto. En Vidal Romani y Twidale, 1998.

Un segundo modelo se debe a *Palmer y Nielsen de 1963*, que es modelo a una etapa, en el que el *tor* se formaría durante el período frío gracias a una combinación de acción de las heladas y movimientos de ladera bajo condiciones periglaciares: la acción del hielo explota las fracturas rompiendo el granito en bloques.

En cualquiera de las dos hipótesis el espaciado de las diaclasas es importante, ya que cuanto más ancho sea éste se forman núcleos más resistentes. El material acumulado alrededor de los *tor* forma los denominados *blockfields* (campos de bloques) en aquellos *tor* grandes, o bien *clitter* en los más pequeños (esta nomenclatura fue usada para los *tor* ingleses y no es muy empleada en la actualidad). Algunos autores opinan que los *tors* se desarrollan mejor en granitos de grano grueso (*Melcon, 1976*).

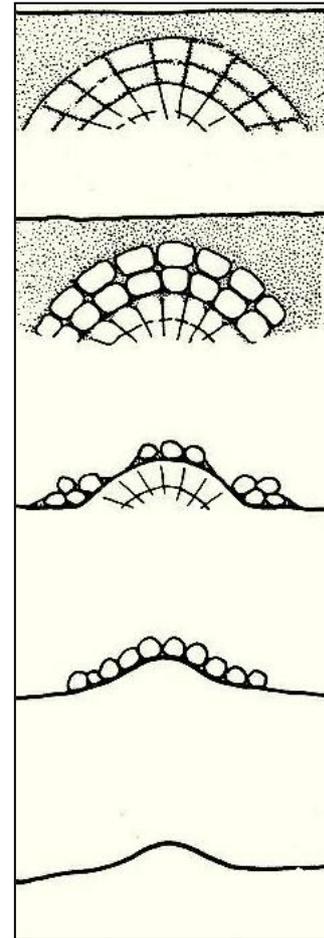
2. Nubbin, knoll o inselberg de bolos:

Son esencialmente colinas recubiertas por bolos o bloques dispersos; tienen paredes escarpadas pero no verticales.

Han sido denominados también *knoll*, *inselberg* de bolos, mazorcas, pedrizas, berrocal degradado, canchal...

Los *nubbins* se forman como resultado de la desintegración en bloques de distintas formas y tamaños, parte en condiciones subsuperficiales, parte después de la exhumación (hipótesis de dos etapas), se producen preferentemente en bordes de macizo y suponen un estado evolutivo mayor. (Fig.3.19.)

Son formas bastante abundantes en la morfología granítica gallega.



3.19. Formación de un Nubbin. Explicación en el texto. En Vidal Romaní y Twidale, 1998.

3. Los bloques constituyen las unidades menores dentro de las macroformas, pudiendo estar *in situ*, o ser removidos por la gravedad y otros agentes dando formas caóticas o de acumulación (*pillars*).

3.7. DISCUSIÓN. DATACIÓN DE LAS FORMAS.

A lo largo de esta exposición nos hemos ido encontrando con un número importante de macro y microformas graníticas, aunque muchas de ellas no son exclusivas de granitos y se dan en otro tipo de rocas, especialmente en rocas también granudas como areniscas. Las areniscas feldespáticas darían formas muy parecidas a las que se producen en granitos (*Grab et al, 2011*). Los mismos autores, siempre hablando de areniscas, aseguran que las macroformas son producto de procesos ocurridos a escala geológica, mientras que las microformas son consecuencia de procesos más recientes ocurridos hace unos pocos miles de años.

La cuantificación de la velocidad a la que realizan los procesos puede permitir asignar una edad de exposición subaérea a una superficie según sea la situación de las formas desarrolladas sobre ella. Hay dos métodos de datación: absoluta y relativa.

Datación absoluta

Puede determinarse por la datación de la superficie erosiva mediante isótopos cosmogénicos como el ^{21}Ne y el ^{10}Be . La edad es tanto más exacta cuanto más rápido haya sido el acontecimiento erosivo que originó la forma, en este sentido las superficies glaciadas proporcionan excelentes referencias. (*Fernández Mosquera et al 2000*)

Datación relativa

Se puede deducir por sedimentos de edad conocida que han fosilizado la forma o bien por el grado de evolución de las formas desarrolladas sobre una superficie, lo que se denomina análisis dimensional o morfométrico. La evolución de las formas comprende una serie de escenarios donde dominan ciertos comportamientos como la retroalimentación, mantenimiento, bifurcación, inversión o destrucción, que pueden representar una organización temporal uniforme, periódica o aleatoria (*Uña Álvarez, 2004*). La aplicación de la estadística es relevante para la definición, clasificación, interpretación y comportamiento de las formas (*Uña Álvarez, 2009*): las variables morfométricas de los *tafoni* por ejemplo tienen una clara relación con los sucesivos eventos de la historia geomorfológica de un macizo, y las *gnammas* reflejarían las huellas de las secuencias polifásicas en la evolución de los afloramientos.

Con esto la autora (*op.cit.*) constata que las técnicas estadísticas permiten seleccionar los estimadores numéricos más precisos a la vista de la distribución de los datos, orientar las pruebas de referencia para interpretar la dinámica de crecimiento y planificar el estudio de los indicadores relevantes en posteriores análisis confirmatorios en muestras de *tafoni* o *gnammas*.

Usando pruebas estadísticas *Domínguez-Villar, 2006* vio que la relación de profundidad era un parámetro relevante en el desarrollo de las *gnammas*, siendo independiente del tamaño de la forma.

Capítulo IV

Evolución del relieve y de las formas en O Pindo



4.1. El paisaje y las formas graníticas.

"Todos los paisajes son perfectos: irrepetibles en espacio y tiempo" (Phillips, 2007)

El granito es una roca que consolida lentamente en profundidad y que aflora en superficie bien por procesos tectónicos, bien por desmantelamiento de su cobertera (Fig.4.1.); es desde un punto de vista morfológico una roca desconcertante puesto que origina relieves muy variados y tanto se presenta como roca dura que como blanda (Derruau, 1981).

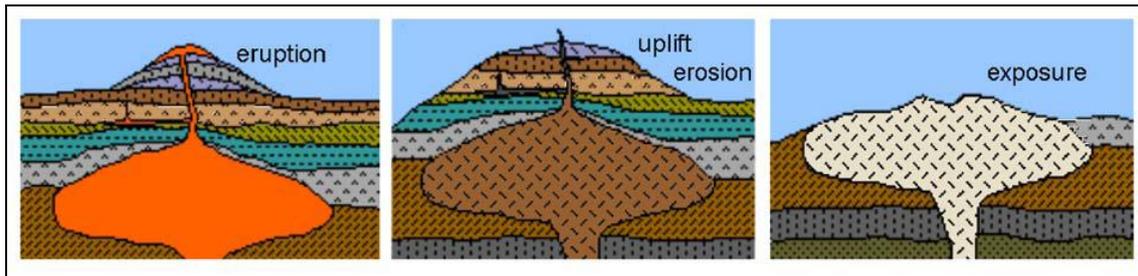


Fig.4.1. Fases de erupción, levantamiento, erosión y exposición de un granito. Fuente Google.

Los paisajes graníticos son las unidades del espacio geográfico que corresponden a conjuntos de formas de diferente edad y muy distinto origen, realidad que se complica si se admite que los procesos creadores de formas no solo se dan en superficie sino que comienzan en ambientes muy distintos, situados en el interior de la litosfera.

Los terrenos graníticos ofrecen una gran diversidad de paisajes (Migon 2006) debido a que el granito es una roca ampliamente distribuida en la corteza terrestre (aproximadamente un 15%), a que existe una extensa familia de rocas afines, granitoides, que difieren poco en mineralogía, textura y modelos de fracturación, y a que los granitos son rocas masivas y resistentes a cambios, y por tanto una vez que se generan las formas, pasarán muchos años antes de ser destruidas, por lo que no es raro encontrarse en un mismo paisaje formas heredadas de diversas edades.

La presunta homogeneidad litológica de los paisajes graníticos es a la vez una ventaja y un inconveniente metodológico, ya que por un lado reduce el número de variables de estudio, pero por otro dificulta su análisis estructural.

Se puede hablar de dos tipos de regiones graníticas (Derruau, 1981): monótonas, si la roca cristalina es suficientemente homogénea como para dar un mismo modelado, como ocurre por ejemplo en las *llanuras graníticas*, y contrastadas, si las variaciones locales de la alteración originan relieves diversos, como por ejemplo los que se forman en las dos facies del macizo de O Pindo, o el *Inselberg* de Monte Louro.

Los paisajes graníticos están constituidos por "formas" pero, según Centeno página web 2008, la expresión "forma granítica" podría resultar errónea ya que todas las formas que aparecen en ellos han aparecido alguna vez en otros tipos de rocas (areniscas, volcanitas).

La expresión "relieve o megaforma granítica" (equivalente al ecosistema en ecología) sería para el autor mucho más acertada porque es la asociación de formas la que permite caracterizar una región como granítica. Según esta idea queda totalmente justificado el término de *relieve granítico de O Pindo*.

Las formas que configuran el relieve, atendiendo a su tamaño, se suelen subdividir en dos categorías:

- Las macroformas, formas mayores o complejas, si su tamaño viene determinado a escala deca o hectométrica y suponen una gama evolutiva que va desde las más grandes que serían los domos graníticos, hasta las más pequeñas o de tránsito, como los bloques graníticos. Un ejemplo lo tenemos en *A Moa (O Pindo)*.

- Las microformas o formas menores son las que se definen a escala métrica o menor y de las que se puede hablar de dos tipos (*Martí y Vidal Romaní, 1981*): primarias, aquellas en las que hay una relación directa entre la forma y el proceso que la originó, y secundarias cuando las formas evolucionan siguiendo una dinámica distinta a la inicial y por tanto pueden adquirir rasgos, por convergencia de procesos, que no les corresponden de acuerdo a su origen primario (según dichos autores, en Galicia no se han observado formas de este segundo tipo).

La estructura interna de las intrusiones y el tipo de superficie que dejan son iguales en cualquier parte de la tierra, por lo que las distintas formas que se producen son el resultado de la actuación de los distintos agentes externos en entornos climáticos diferentes. Aún así parece que el número de formas es bastante limitado ya que muchas veces la roca reacciona de la misma manera ante procesos distintos (Principio de equifinidad o convergencia de procesos, *L. Von Bertalanffy, 1976*).

Algunos geomorfólogos asocian sistemáticamente ciertas formas con determinados dominios climáticos, por ejemplo:

<i>Tor, Caos de bolos</i>	→	ambientes periglaciares
<i>Tafoni</i>	→	ambientes semiáridos (eólico- costeros)
<i>Pits</i>	→	húmedos
<i>Inselbergs</i>	→	tropicales
<i>Potholes</i>	→	fluviales y marinos
<i>Rills</i>	→	regímenes pluviales

Sin embargo esto no es del todo así, ya que por ejemplo en una misma zona, como por ejemplo el macizo de O Pindo, se pueden dar todas las formas arriba mencionadas. Sólo podemos admitir ciertas correspondencias en formas asociadas a procesos externos concretos, directamente relacionados con el clima. Por ejemplo, es sintomática la ausencia de *pías* en áreas sujetas a la erosión glacial durante la última fase (Vidal Romaní et al 1990) ya que el hielo intenso destruye los bordes de las mismas. Así mientras que unas formas son indiferentes en cuanto a su relación con las superficies de erosión glacial (como el *pseudobedding* o el *polygonal weathering*), otras indican por su ausencia (*pías*) o por su presencia (plintos y pedestales), la actividad erosiva de estos procesos.

4.2. Características de los granitos

4.2.1. GENERALES

El granito en principio es una roca dura y resistente, pero en contacto con el agua es fácil y rápidamente alterable (Vidal Romaní y Twidale, 1998), puesto que dos de sus minerales formadores, la mica y el feldespato, son prontamente atacados, en términos geológicos. Además los granitos están típicamente fracturados con varios sistemas de diaclasación importantes, que ponen en contacto la roca sana con el agua, iones y microorganismos; otra circunstancia a tener en cuenta es que debido a su edad llevan expuestos a la meteorización millones de años.

Existen por tanto una serie de factores responsables de que el granito ceda en resistencia y origine formas:

-*Climáticos*: climas cálidos, húmedos y medios salinos (ya que la alteración de los minerales depende en gran medida de estas condiciones).

-*Estructurales*: diaclasado, porosidad, deformación (influyen en la mayor o menor penetración del agua en su interior).

-*Texturales y Mineralógicos*: el tamaño de grano fino es más resistente, la abundancia de biotita y plagioclasa y la escasez de cuarzo y microclima lo hacen más vulnerable.

- *Temporales*: antigüedad de los cuerpos graníticos.

Los granitos presentan en general una permeabilidad primaria baja, pero la secundaria es potencialmente alta gracias a los sistemas de fracturación que suelen acompañarlos, debido a ello pueden exhibir alteración diferencial muy desarrollada. De la misma manera la resistencia primaria a la erosión mecánica (friabilidad) es muy alta, pero la alteración da lugar a una resistencia secundaria mínima, en consecuencia, presentan una erosionabilidad diferencial muy notable.

4.2.2. GEOTÉCNICAS

Un granito sano tiene unos valores geotécnicos de cohesión C entre C=1000-1500Kg/cm²; ángulo de rozamiento interno $\phi= 40^{\circ}$ -50°, coeficiente de Poisson del orden de 0'25 y densidad entre 2500-2600Kg/m³.

La porosidad en materiales cristalinos como el granito depende fundamentalmente de su proceso de formación, así el granito al haber tenido enfriamiento lento, presentará una porosidad, al menos primaria, muy reducida.

Existe una fórmula que relaciona de manera aproximada la densidad absoluta de la roca D_A con la porosidad total P_T :

$$D_A = \frac{2'56}{1 + P_T}$$

Por lo que a una densidad media de 2500Kg/m³ que sería la que le correspondería aproximadamente a los granitos postcinemáticos como el de O Pindo a la vista de su composición normativa, le correspondería una porosidad total de 0'024 (2'4%).

La densidad absoluta de la roca está ligada a la resistencia a la compresión por una ley que puede representarse por una hipérbola equilátera (Arredondo 1991) de forma que a mayor densidad, mayor resistencia a la compresión. Para granitos de 2500Kg/m³ de densidad correspondería una resistencia media a la compresión de 1500Kg/cm² (entre 100 y 250 MPa), valor que depende de la mineralogía y la velocidad de enfriamiento; la resistencia a la tracción, debido a su débil cohesión, es baja, entre 4 y 10 veces menor que la resistencia a la compresión, por lo que darían valores entre 30-150Kg/cm² (unos 4'5MPa).

Se han encontrado fórmulas empíricas que relacionan el módulo de elasticidad E con la resistencia a la compresión R_c :

$$E = 350 R_c$$

El granito presenta módulos de elasticidad E altos, especialmente aquellos compactos y de grano fino. Oscila entre 114 000-620 000Kg/cm². Para granitos con resistencia a la compresión de 1500Kg/cm² le correspondería un valor de 525 000Kg/cm².

4.3. El macizo granítico de O Pindo

Los aspectos tectónicos, petrológicos, geoquímicos y morfológicos más destacados de *O Pindo*, basados en los datos de la *Memoria del Mapa Geológico de España, hoja de Santiago de Compostela, 1984*, son:

(i) Es un macizo circunscrito de forma más o menos elíptica, con contacto neto con el encajante, que corta discordantemente a las estructuras hercínicas previas.

(ii) Se trata de un granito post-cinemático, es decir, de emplazamiento posterior a las fases deformativas hercínicas, de una edad aproximada de 280Ma y por tanto correspondiente al sistema Pérmico.

(iii) El macizo se encuentra afectado por varios sistemas de diaclasación sistemáticos que forman valles de fractura.

(iv) Es un macizo desenraizado, de emplazamiento somero por mecanismo de *stopping* cortical en condiciones regionales distensivas en las últimas fases hercínicas.

(v) Su campo de representación modal lo sitúa en el campo de los granitos, aunque próximo a granodioritas. La ausencia final de líquido moscovítico se traduce en la falta de diques pegmatíticos; no presentan corindón normativo por lo que geoquímicamente se trata de un granito rico en sílice y álcalis pero pobre en calcio.

(vi) Mineralógicamente el granito de *O Pindo* presenta abundancia de cuarzo y su contenido en biotita, la mica dominante, es relativamente bajo. Su textura es homogénea de grano medio-fino. Se encuentra bajo un clima templado húmedo próximo al mar: en estas condiciones los procesos de descomposición química más frecuentes son la caolinización del feldespato y la cloritización de la mica, y los de meteorización física más notable el crioclastismo y el haloclastismo.



Fig.4.2. Conjunto de domos graníticos que configuran la fisionomía actual de *O Pindo*

(vii) Tiene morfología de *Inselberg* o *bornhardt*, de tipo domo (realmente se trata de un conjunto de formas domáticas) (Fig.4.2.), con estructura bizonada reflejo de momentos intrusivos distintos(Fig.4.3.), hecho por el cual distinguimos en él 3 zonas (Lámina 1A):

- La zona Periférica: de granitos de una mica (biotita), da mayores resaltes topográficos y es la parte más joven. Presenta coloración rosada atribuible a la oxidación del hierro de los minerales del granito por el oxígeno atmosférico; el hierro oxidado es más insoluble y precipita, pero para que el hierro de las micas y feldespatos pueda ser oxidado ha de ser previamente hidrolizado y liberado de la estructura. Muestra fracturas a gran escala dirección N-S, aunque también NE-SO (N80E). El macizo en su parte norte es atravesado por el *Xallas*. Forma un conjunto de formas domáticas imbricadas bien desarrolladas donde son abundantes y generalizadas las *sheet structures*, a partir de las cuales se desarrollan *tafoni* y otras formas relacionadas con estos planos de discontinuidad, como crestas, *tors*, cuevas, bloques partidos y pilas. Medidas por cosmogénicos aplicadas a superficies de exposición del granito arrojan edades de 49 ± 24 Ka B.P. (Mosquera 2020).

- La zona de contacto o transición. Transcurre en dirección NO-SE (N130E). Este contacto no presenta aureolas de metamorfismo de contacto, hecho que puede ser debido a que la segunda intrusión tuviese lugar antes de que la primera se hubiera enfriado totalmente, y que el magma tendría un escaso excedente de calor, o bien por el tipo de mecanismo de emplazamiento magmático. En esta zona se encuentran estructuras magmáticas interesantes, como alineamientos minerales o estratificaciones que reflejan movimientos del magma durante su consolidación, y que aunque no son tan aparentes como las formas exógenas que conforman el paisaje, ofrecen un gran interés científico. (Láminas 1B, 1C, 1D, 1E y 1F).

- La zona central, de granito de dos micas (biotita y moscovita) localmente porfídico (por lo que desarrolla peor las cavidades); es la zona más vieja y degradada, presentando paisajes más monótonos donde se desarrolla mejor la arenización, las *pías* o *los rills*. Los domos se presentan muy rebajados con abundancia de bolos. Esta zona presenta fracturas a gran escala de direcciones NO-SE, N-S y NE-SO. Cuenta con una superficie a 200m (*Chan das Lamas*) fuertemente controlada por la estructura (*sheet structure*) que es claramente discordante con el diaclasado de la facies periférica, más verticalizado. Medidas por cosmogénicos aplicadas a superficies de exposición arrojan edades de 88 ± 27 Ka B.P. (Mosquera 2002).

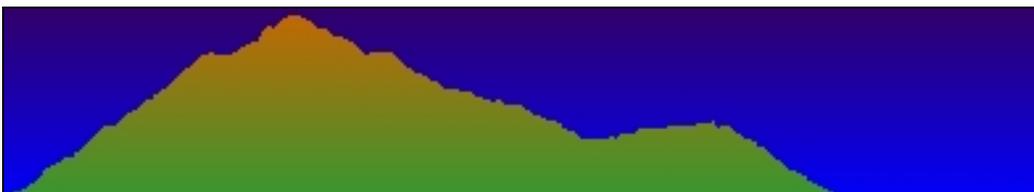
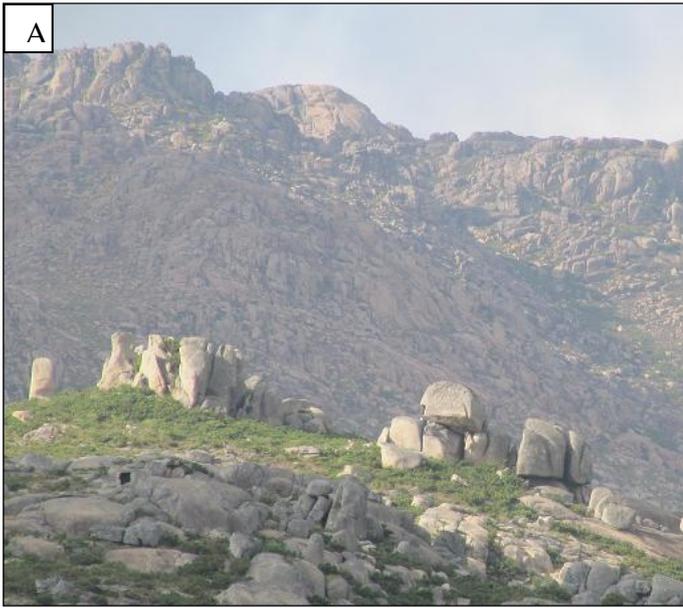


Fig.4.3. Corte topográfico E-O tomado de Wikiloc, donde se observan las dos zonas del macizo, bien contrastadas, a la izquierda la facies periférica y a la derecha la facies central. La zona llana corresponde a Chan das Lamas.

LÁMINA 1





Explicación de la lámina 1, de izquierda a derecha y de arriba abajo

A) Aspecto de las dos facies del macizo, delante la interna y detrás, más abrupta, la externa.

B) Chan das Lamas, de aspecto de braña, visto desde el monte Pindo.

C) Zona de contacto de las dos facies de O Pindo que transcurriría por la base de los relieves más acusados, en Chan das Lamas. Observar el contraste de exfoliaciones.

D) Detalle de la exfoliación en Chan das Lamas, que sigue una dirección N30E

E) Chan das Lamas desde el mirador de Carnota. A la derecha las cumbres de O Pindo.

F) Misma fotografía incorporando ahora las direcciones de exfoliación para observar el contraste.

4.4. LAS FRACTURAS DEL GRANITO DE O PINDO

A medida que las masas ígneas enfrían se forman una serie de discontinuidades: en el caso de los domos de lava se puede apreciar su crecimiento desde el interior por sucesivos aportes de magma, o bien se desarrolla un patrón hexagonal debido a la contracción alrededor de muchos núcleos estadísticamente igualmente espaciados (la llamada disyunción columnar) (Fig.4.4.).

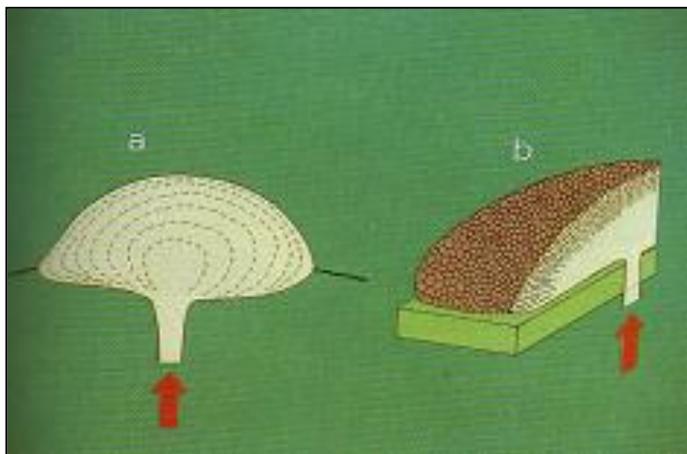


Fig.4.4. Crecimiento de domos de lava (a) y disyunción columnar (b).
En Anguita y Moreno, 1991

En el caso de masas que cristalizan en el interior como los granitos, primero enfría la zona cercana al contacto en techo y paredes, permaneciendo el magma todavía líquido o pastoso en el interior de la masa; cerca del techo de la intrusión se forman líneas de material orientado tipo cristales alargados u otros, que son paralelas al mismo y que se denominan líneas de flujo.

Cuando el magma se emplaza y finalmente consolida y enfría se tienden a formar series de diaclasas. Esta fracturación en un granito que intruye no tiene en principio relación con la tectónica regional sino con el campo de esfuerzos desarrollado localmente durante su intrusión pudiendo coincidir o no con las direcciones regionales de *stress*.

Parece que lo que sí hay es una relación entre la geometría de la intrusión y la red de fracturas que resultan (Cloos, 1936), ya que se concentran en el contacto con la roca encajante y son debidas mayoritariamente a la presión magmática que las abre o a los esfuerzos relacionados con el emplazamiento del magma; las últimas fracturas recogen los acontecimientos tectónicos (Neville, 1979) y la mayoría son originadas por extensión (Balk 1937).

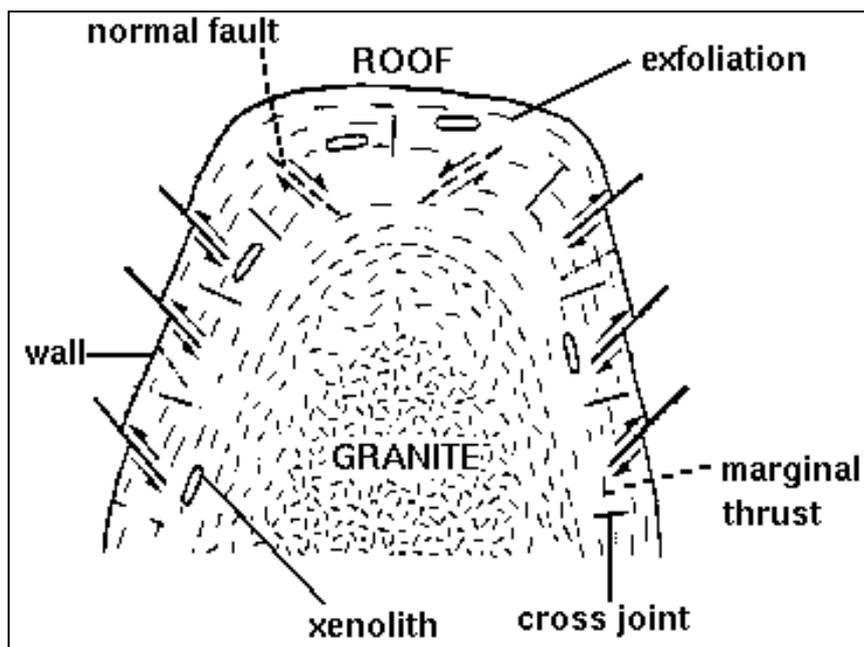
Las diaclasas sistemáticas (*Master joints*) son aquellas que aparecen en grupos o familias con direcciones definidas y no se restringen a un único macizo sino que aparecen también en otros. En nuestro caso es posible hallar sistemas similares al de O Pindo en Confurco, Traba o Pando.

El origen de estas diaclasas sistemáticas (es decir si son de compresión o de distensión) puede ser controvertido ya que al no existir movimientos relativos de desplazamiento de bloques sobre los que concluir qué esfuerzos pudieron actuar durante su formación, solo se podría desvelar en los casos de que presenten relaciones geométricas con otras estructuras regionales.

Según Cloos 1923, 1931 y 1936, Sadashivaiah et al (1962), Holzhausen (1989) Martel (2006) existen 3 sistemas principales de diaclasas mutuamente perpendiculares dentro de los batolitos, pero no está demostrado que este esquema sea aplicable ni a todos los batolitos o partes de los mismos, ni que sean siempre perpendiculares. Además son sistemas bastante irregulares de difícil visualización en muchos casos. Aún así estos sistemas definen en ciertos casos dominios y subdominios en el relieve (Pedraza et al 1989). Estos sistemas han sido denominados L, Q, S y D. (Fig.4.5. y 4.6.)

a) Sistema "L", *sheet structure, flat-lying, pseudobedding, exfoliation, diaclasas curvas, lajas de descamación o falsa estratificación*. Son diaclasas más o menos paralelas a la superficie topográfica, o la corta con bajo ángulo, que siguen las líneas de flujo. En O Pindo presentan las características típicas de las mismas, esto es, son formas masivas y homogéneas, de gran curvatura, de entre 0'5 y 1 m de anchura, incrementan su espaciado con la profundidad y muchas veces entre las lajas quedan aberturas que serán las zonas de inicio de cavidades. (Láminas 2A, 2B y 2C)

b) Sistema "Q", *cross, diaclasas radiales, transversales o cruzadas*: son diaclasas perpendiculares a las L y por tanto a las líneas de flujo y aparecen con inclinación vertical o subvertical. Son testigos de esfuerzos de tensión (análogas a las que aparecen en la zona de charnela de pliegues) y frecuentemente ocupadas por filones tardíos. En intrusiones circulares tienen disposición radial vistas en planta. (Lámina 2D)



g.4.5. Distintos sistemas de discontinuidades en granitos. Modificado de Google

c) Sistema "S", *diaclasas verticales o longitudinales*: son diaclasas verticales o subverticales perpendiculares al eje mayor de la elipse de la planta del batolito y a los otros dos sistemas. Puede existir incluso un cuarto sistema, el D, diagonal u oblicuo, que forma un ángulo de unos 45° con las estructuras de flujo y que sitúa más bien en los bordes del macizo. Tienen orígenes tectónicos y funcionan como posibles planos de cizallamiento. (Lámina 2E)

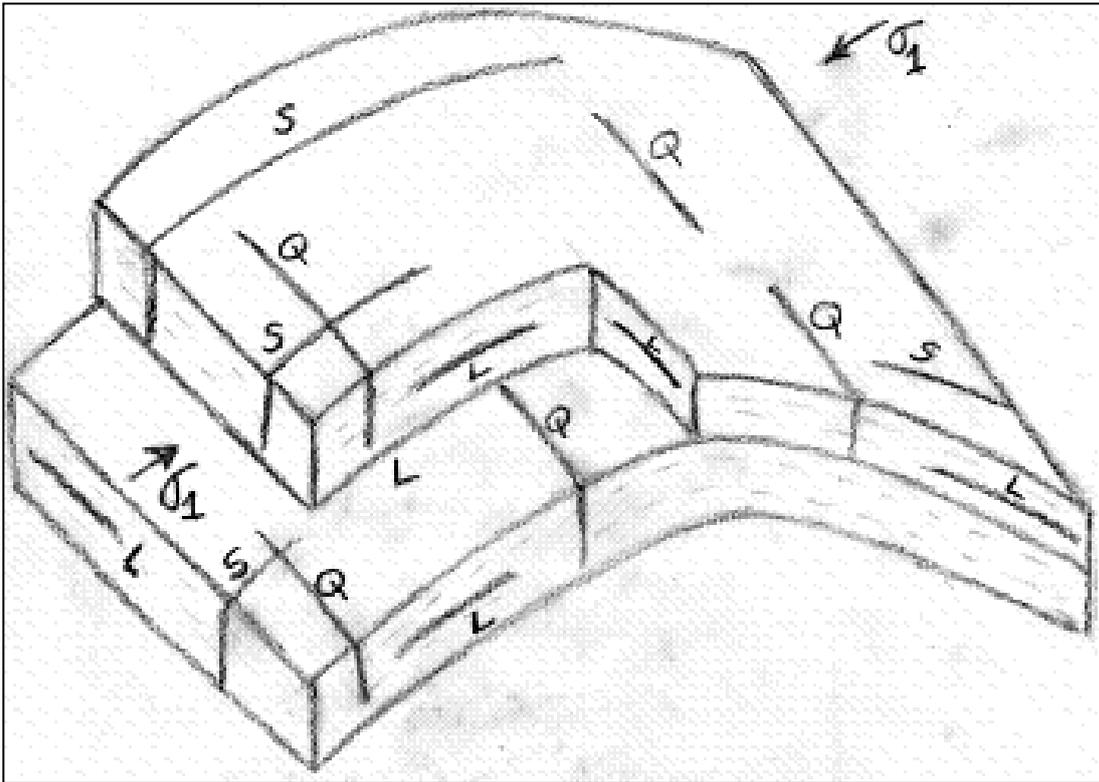
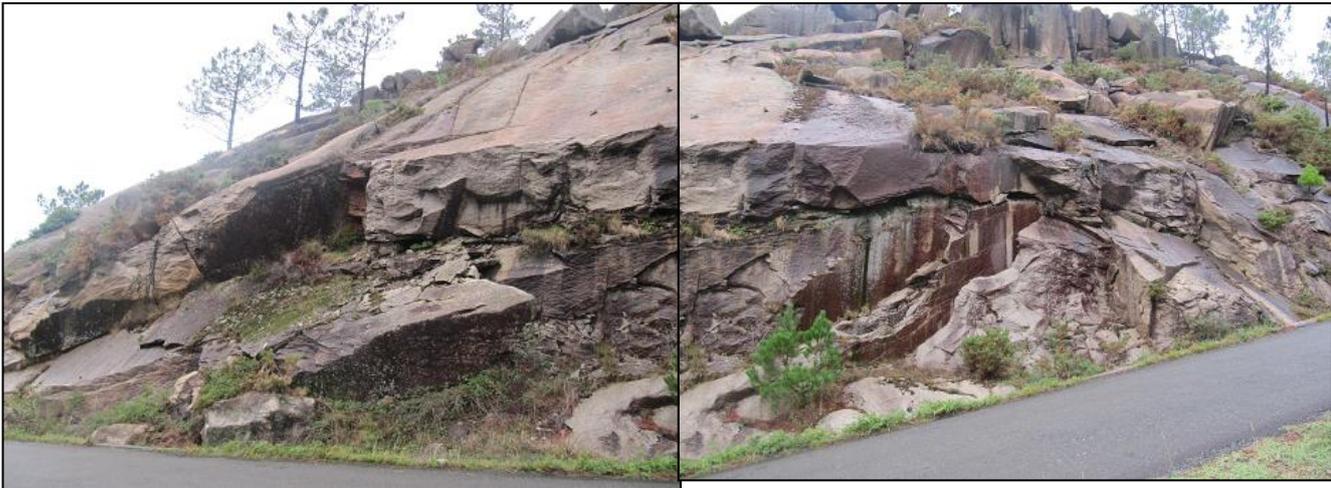


Fig.4.6. Esquema de los diferentes tipos de diaclasas que se presentan en los macizos graníticos. Vistas en planta los sistemas Q y L por un lado y los S y L por otro no se distinguen, mientras que Q y S aparecen perpendiculares. En alzado no se distinguen los sistemas S y L por un lado y los S y Q por otro, siendo L y Q perpendiculares. En perfil, no se distinguen los sistemas Q de L ni los S de Q, y S y L son perpendiculares.

LÁMINA 2



A) Diaclasas curvas en O Pindo



B) Diaclasas curvas muy abiertas en Fonte Mateo



C) Cuñas en Fonte Mateo



D) Diaclasas tipo Q en A Laxe



E) Sistemas conjugados en A Laxe

4.5. La historia geológica de O Pindo (Fig.4.7.)

La historia geológica de O Pindo comienza con la orogenia Varisca (Devónico-Carbonífero) que afecta a terrenos galaicos que van desde el Precámbrico cristalino hasta el Devónico y que supuso la inyección de tres generaciones de granitos que intruyeron por toda la geografía gallega, terminando con la colisión de Laurasia y Gondwana y el cierre del océano Reico que separaba ambos bloques continentales.

El granito de O Pindo intruye en las fases terminales de la orogenia, a finales del Paleozoico (hace 290-280Ma, durante el sistema Pérmico), tratándose por tanto de un granitoide postorogénico de tercera generación originado por diferenciación de la parte superior de la corteza basáltica y que guarda paralelismo con las direcciones orogénicas (Fig.4.7.A). Su techo tiene forma de domo, realmente se trata de un conjunto de formas domáticas adosadas unas sobre otras que forman el ápex del batolito que indicarían diferentes pulsos magmáticos.

Relacionado con la ruptura de Pangea y la apertura del Atlántico durante el Mesozoico, se originan las grandes líneas de fractura de direcciones NE-SO y NNO-SSE, que cuartejan los macizos galaicos. La fase de fracturación Tardihercínica, que se superpone a la hercínica, generará importantes sistemas de discontinuidades (*master joints*) en el macizo.

Durante el Mesozoico surge una fase de arrasamiento del orógeno varisco llegando hasta sus raíces graníticas. Se desmantela la cobertera y el macizo es exhumado (Fig.4.7.B).

A lo largo del Jurásico, (hace unos 200Ma) se abre el Océano Atlántico y se forman los denominados acantilados de intraplaca, siendo O Pindo un resto destacado de los mismos.

La tectónica alpina vinculada a la apertura del Atlántico y al levantamiento de la cordillera cantábrica (que acontece en el Cretácico Superior, hace unos 110Ma), es la responsable de la formación de las Rías Bajas y en este caso la dureza de la roca impide la formación de una hipotética Ría en la desembocadura del Xallas.

La reactivación alpina del Paleógeno (Paleoceno), hace unos 60Ma, supone la formación de la denominada Superficie fundamental gallega, que dejará restos como A Moa.

Hace unos 20Ma en el Neógeno (Mioceno), se producen la captura del Xallas y la formación de la plataforma periférica de Chan das Lamas o la del Xallas (a unos 200m de altura)(Fig.4.7.C).

Durante el Pleistoceno, hace 200 000 años acontece la máxima transgresión en la zona y se empieza a producir el micromodelado del granito.

A partir de aquí se origina la apertura de diaclasas y se da inicio a la meteorización de la roca comenzando los procesos de liberación de formas como *gnammas* y *tafoni*. Si suponemos tasas de meteorización media de 10 micras al año y suponemos unos 10m de apertura para las cavidades más grandes, entonces esto habría ocurrido hace unos 100 000 años, es decir, durante el período *Würm* en el Pleistoceno. Los supuestos son bastante acordes con los resultados de las medidas de cosmogénicos para edades de exposición de las superficies: de unos 88 000 años para la facies central y de unos 49 000 años para la periférica.

En el Holoceno, a partir de los 11 000 años se forja el relieve tal como se presenta en la actualidad (Fig.4.7.D), donde los seres vivos juegan un papel importante en los procesos de colonización y fosilización de las formas. Se enlaza así mismo con los procesos susceptibles de originar cambios en la dinámica de de la evolución superficial de la vertiente como son los fenómenos de ladera (deslizamientos, vuelcos y caídas), la acción del hielo-deshielo, la meteorización diferencial, la dinámica marina y tal vez los sismos. Los resultados son caos de bloques y la evacuación de los productos resultantes de la meteorización.

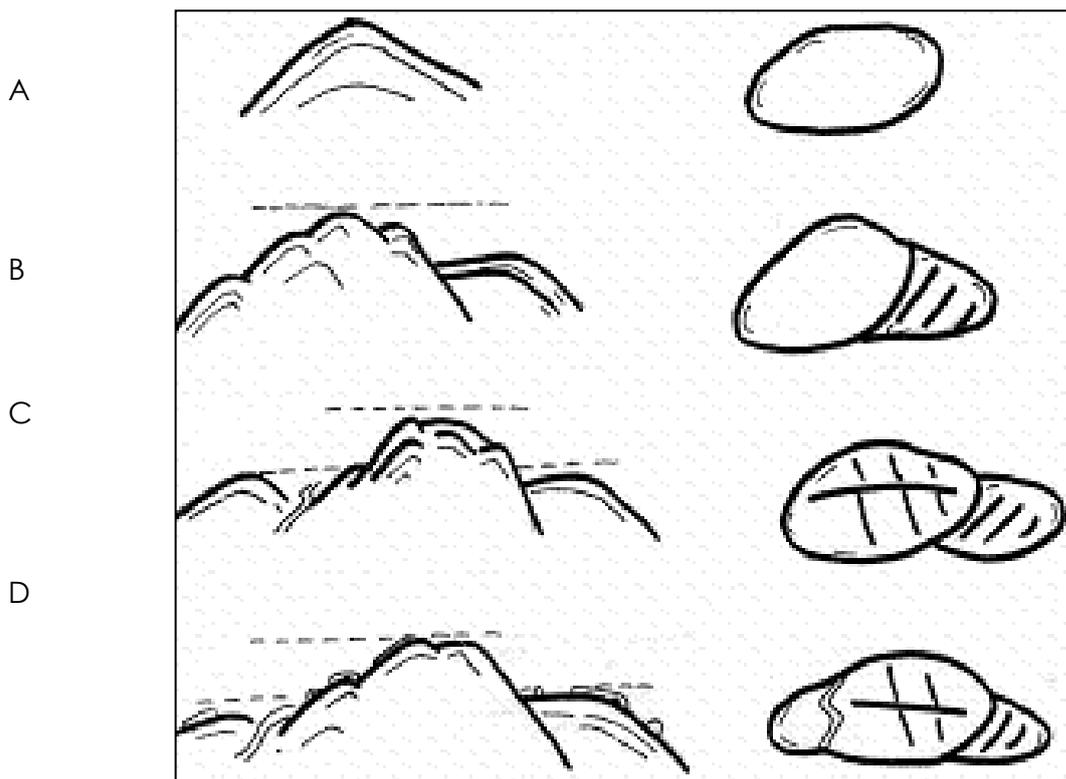


Fig.4.7. Modelo esquemático de la evolución del relieve en perfil (izquierda) (de A →D) y en planta (derecha). Explicación en el texto. (=== río Xallas; --- sistemas de fracturas)

4.6. La evolución de las formas en O Pindo

Comienza la evolución de las formas desde el momento en que el magma granítico empieza a consolidar. Dicho magma se forma por fusión parcial de las peridotitas de la base de la Corteza y Manto Superior, ligado a zonas de subducción de placas. Cuando una placa se introduce bajo un continente se deshidrata y los volátiles expulsados rebajan el punto de fusión de los materiales suprayacentes (Fig.4.8.). Los materiales en su ascenso encuentran rocas formadas por minerales más fusibles. La fusión de estas rocas dará lugar a magmas que se forman en la base de la corteza continental a unos 25Km o más, que son magmas viscosos y de intervalo de fusión bajo, por lo que no llegan líquidos a la superficie, consolidando generalmente entre 5-10Km de profundidad (Fig.4.9.)

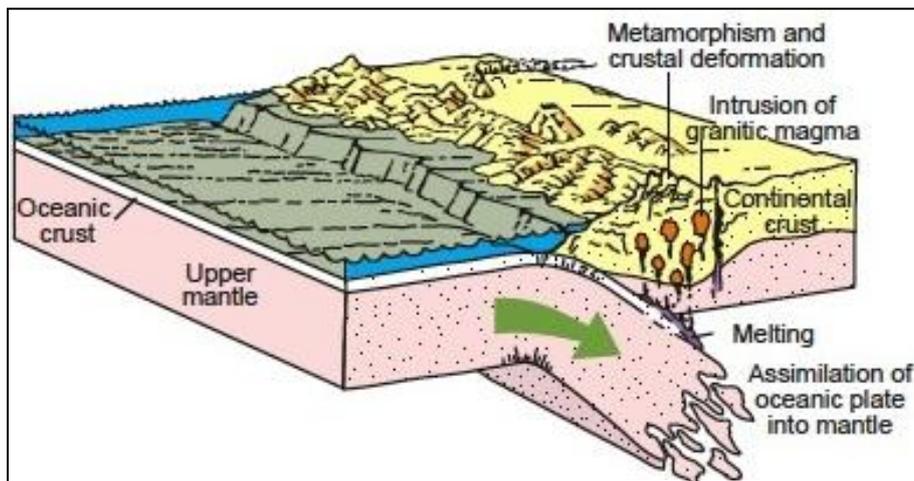


Fig.4.8. Subducción, fusión y formación de Granitos. En Huber, 1991

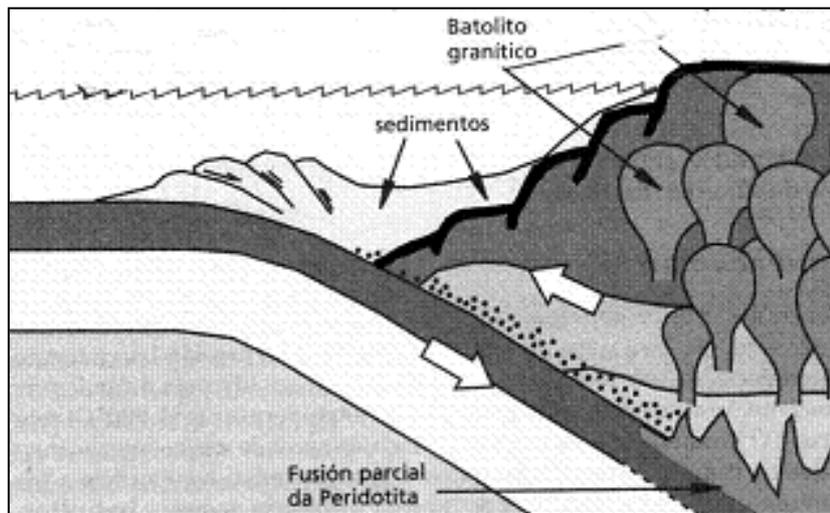


Fig.4.9. Batolitos graníticos. En Mayor et al ,2001. Explicación en el texto.

El magma en su camino a la superficie queda expuesto a una serie de tensiones: una es la litostática o de confinamiento, que es de tipo hidrostático y se produce en todas direcciones y otra de tipo tectónico o dirigida que actúa sólo durante el emplazamiento del magma. Estas tensiones producen una serie de deformaciones, tanto frágiles como dúctiles.

El proceso de emplazamiento de un magma puede durar millones de años y a medida que enfría el cuerpo intrusivo se hace más rígido. El estudio de la fábrica estructural de cuerpos graníticos que se producen en las fases finales del enfriamiento tuvo hasta la fecha poco desarrollo, puesto que por un lado la petrología se interesaba en la mineralogía y reología de los magmas, y por otro la geología estructural se centraba más en la microfábrica a escala de grano mineral. (Fig.4.10. y 4.11.)

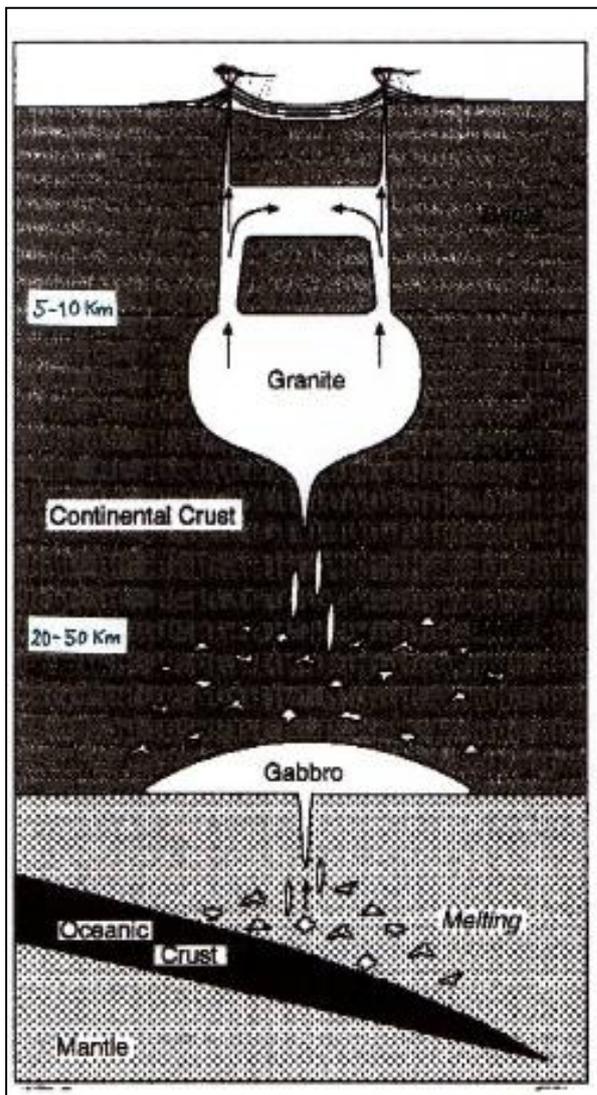


Fig.4.10. Esquema de una intrusión de magma sobre una placa oceánica que subduce bajo un margen continental. La deformación en la zona comprendida entre el manto y los 20km es viscosa, entre los 20 y 5Km dúctil, mientras que entre los 5 y 0km frágil. En Myers 1997.

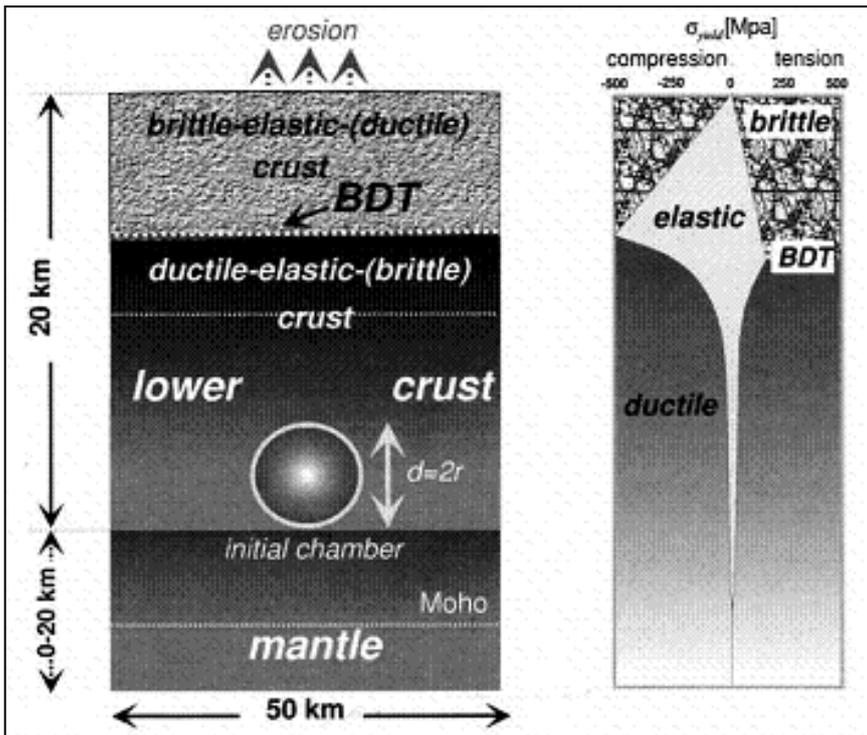


Fig.4.11. Zonas de la tierra y su relación con el tipo de deformación que se presenta. Nótese como en el dominio brittle (frágil) es asimétrico en la corteza, teniendo menos fuerza en tensión que en compresión, lo que indica mayor resistencia a la compresión que a la tensión. La transición frágil-dúctil (BDT) es función de la temperatura, presión y campos de esfuerzo. En Burow et al, 2003.

Se puede hablar de distintos estados de transición entre formas, por lo que es posible establecer un linaje de estructuras en los granitos desde que el magma es un líquido viscoso y plástico hasta la total consolidación del mismo y posterior exhumación (Vidal Romaní, 1989; Vidal Romaní 1991; Vidal Romaní, Twidale, Campbell y Centeno, 1996; Vidal Romaní y Yepes Temiño, 2004; Vidal Romaní y Twidale, 2010).

Las etapas más contrastadas durante el proceso de enfriamiento de un magma hasta su total consolidación y exposición subaérea son:

- Etapa magmática viscosa
- Etapa magmática plástica
- Etapa magmática elástica
- Etapa epigenética subedáfica
- Etapa epigenética subaérea
- Etapa degradativa

4.6.1. ETAPA MAGMÁTICA VISCOSA

El magma que dará origen a un granito es un magma que está a unos 800°C, ácido y más o menos viscoso dependiendo de una serie de factores como la presión, temperatura, contenido en volátiles o el tipo de cationes que presente. En estas condiciones su movimiento es equiparable al de un fluido Newtoniano, es decir, su viscosidad es constante con el tiempo.

Cuando el magma aún no está consolidado presenta una cierta fluidez y un comportamiento plástico frente a esfuerzos corticales y desarrolla por tanto una serie de estructuras que son consecuencia de movimientos en el seno del fluido magmático (líneas de flujo)(Fig.4.14.). De estas estructuras, las que se formen en las etapas deformativas más tardías en la historia del plutón serán las de mayor probabilidad de supervivencia (Pérez-Soba *et al*, 2002) y podrán ser posteriormente observadas, sin embargo no se conoce ninguna forma asociada a este momento. Las estructuras magmáticas de flujo se desarrollan preferentemente en el ápex y en las márgenes de la intrusión, que son zonas más frías donde el magma se encuentra más consolidado.

* En la zona interna del cuerpo intrusivo el magma está en un 65% fluido y las estructuras que se crean en su interior son del tipo:

a) Foliación: es la reorientación y lineación de cristales respecto al máximo esfuerzo compresivo. Se manifiesta como un bandeo estructural.

b) Bandedo composicional (estratificación): es la alternancia de niveles claros (de cuarzo y feldespato) con otros más oscuros (de biotita y anfíboles) (Lámina 3A y 3G). Puede ser normal o cruzado (truncado) (Lámina 3.B) y presentar o no granoselección (Lámina 3.I).

c) Flujos: son estructuras fluidales, rotacionales o no, debidas a movimientos internos en la masa (convecciones). Se manifiestan a modo de laminaciones tipo *schlieren* (Fig.4.12. y 4.13.) (Lámina 3H, 3J, 3K y 3L).

d) Segregación gravitatoria: es la concentración en el fondo de minerales pesados de la propia masa magmática (autolitos). Se muestran a modo de enclaves.

e) Anisotropía magnética: no es una estructura directamente visible pero el análisis de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS) puede permitir inferir la dirección del flujo y a veces la forma de la intrusión ya que en general es paralela a la interfase intrusión-roca encajante.

* En la zona de los bordes en contacto con la roca encajante se puede alcanzar un 35% de fracción fundida. Una eventual compresión del sistema provocaría una fracturación hidráulica en la roca encajante y las fisuras se rellenarían inmediatamente de magma dando lugar a *sills* y diques o a brechas magmáticas si hay tectonización posterior al relleno (tipo *pipe* o diatrema) (Láminas 3C y 3D). Estos *sills* no presentan diferencia textural, aunque sí morfológica, con la roca encajante, lo que indica que a medida que se abre la grieta, esta es rellenada por fluidos magmáticos procedentes del entorno inmediato.

También pueden quedar introducidos fragmentos rotos que quedarían englobados en el magma todavía sin consolidar totalmente (Myers, 1997) a modo de enclaves de la roca encajante (xenolitos) o de otras ajenas a ella. Estos enclaves pueden darse solos o en enjambres o pasillos (Fig.4.15.) (Lámina 3E).

En condiciones más superficiales y durante esta fase de enfriamiento magmático se pueden formar *vugs* o cavidades miarolíticas que son pequeñas cavidades que se han formado alrededor de burbujas y donde pueden cristalizar minerales del magma cuando éste es sometido a presión. Normalmente los cristales tienen suficiente espacio como para dar formas euhedrales.

Las formas más tempranas aparecen materializadas en esta etapa magmática en forma de nerviaciones y *pseudopías*.

A medida que el magma enfría, parte consolida y parte permanece todavía fluido. El porcentaje de fundido es importante considerarlo, ya que existe un intervalo, que varía según autores, pero que suele andar por el 30% de fracción fundida, denominado RCMP (*rheological critical melt percentage*) cuando la viscosidad muestra un súbito y gran aumento de valor respecto a la porosidad y las condiciones reológicas cambian (Arzi, 1978, Petford, 2003). Así cuando el magma se encuentra fundido en una fracción comprendida entre el 30 y el 10% se comporta como un sólido rígido plástico, existiendo ya un cambio neto en el contacto con la roca encajante. Las formas que se producen en este caso son de tipo "*Parting*" (Twidale, 1982), es decir, nerviaciones aisladas, de mayor longitud y espesor y con borde.

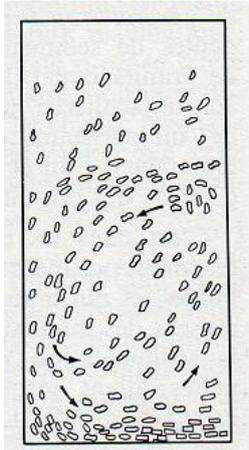


Fig.4.12. Modelo de flujo donde se ve la disposición de las partículas según las corrientes de flujo, en Lameyre, 1975. Estos elipsoides fueron explicados como flujos motivados por plumas térmicas, que son inestabilidades gravitacionales originadas a partir de un flujo menos denso y caliente a través de un líquido de la misma composición.

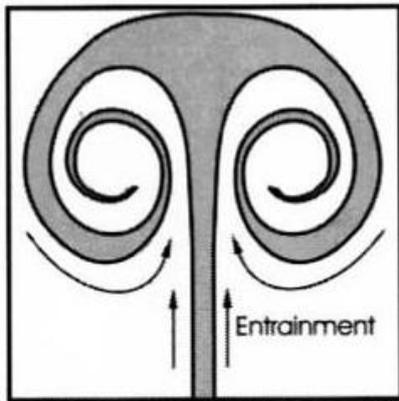


Fig.4.13. Modelo en sección longitudinal. Un corte horizontal transversal podría originar figuras más o menos redondas. En Weinberg et al, 2001

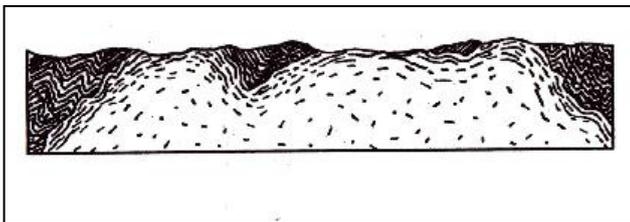


Fig.4.14. Foliación magmática desarrollada en el plutón como resultado de un movimiento diferencial con la roca encajante, en Lahee (1961). Field Geology. McGraw-Hill. New Cork.

Fig.4.15. Modelos que intentan explicar la formación de los enjambres de enclaves: (a) cuando la velocidad del flujo es baja pueden hundirse por gravedad (b) la reducción del flujo disminuye hacia arriba, los enclaves tienden a concentrarse en las márgenes (c) la velocidad del flujo aumenta hacia arriba al estrecharse el conducto produce una especie de "atascos" de enclaves (d) situación cuando hay un gradiente de velocidad. En Tobish et al, 1997.

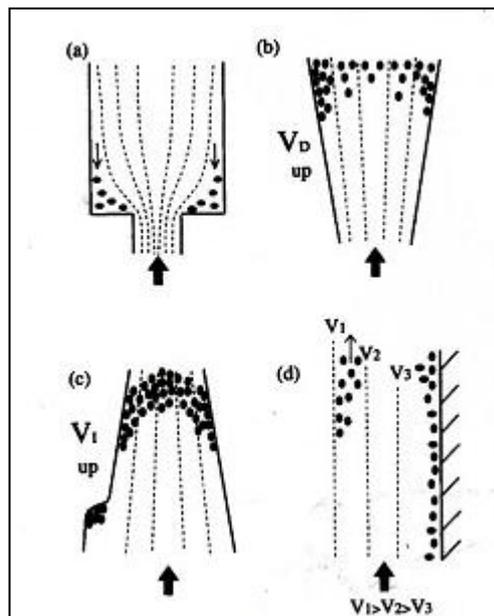
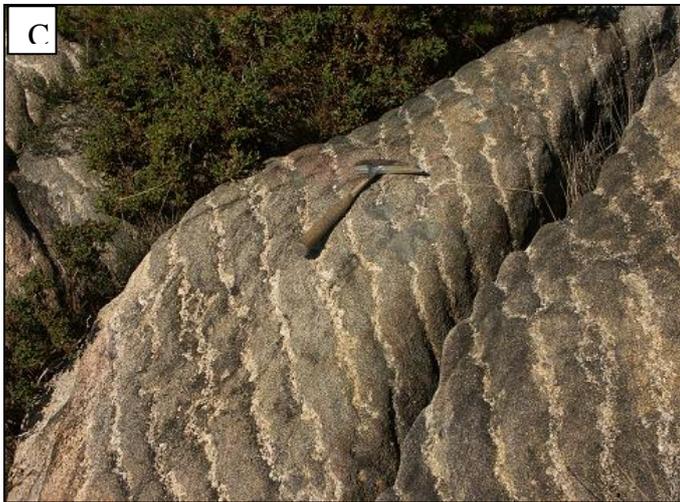
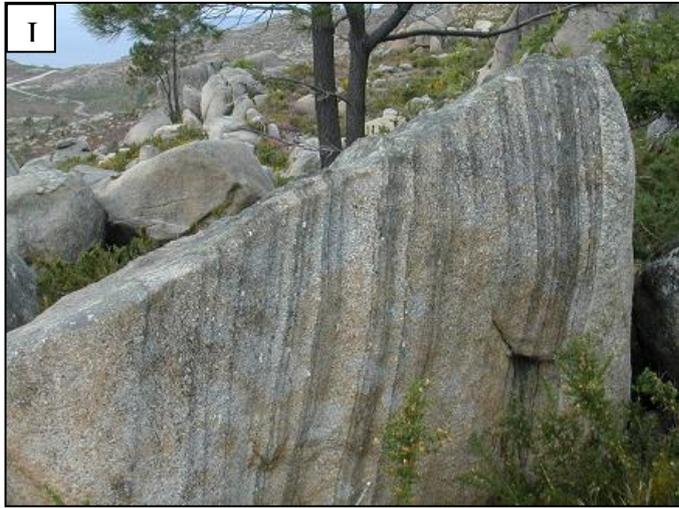


LÁMINA 3







Explicación de la lámina 3, de izquierda a derecha y de arriba abajo:

A) Estratificación cruzada de schlieren; tamaño comparable a la anterior. Zona de San Cibrao.

B) Estratificación grosera en bandas claras de minerales félsicos y oscuras de minerales máficos en O Pindo.

C) Otro detalle de estratificación en bandas en O Pindo.

D) Diatrema (pipe) en O Pindo.

E) Diatrema de enjambre de enclaves (enclave swarm). En O Pindo.

F) Detalle del corte de un enclave de la figura anterior. Tamaño comparable a la anterior. En O Pindo.

G) Enclave y diques en la zona de San Cibrao.

H) Diques de cuarzo que aprovechan el diaclasado en Chan das Lamas.

I) Bandeado composicional. En superficie superior meteorización diferencial. Se interpretan como repetidas inyecciones seguido de diferenciación interna tras el flujo. En Chan das Lamas.

J) Laminaciones tipo schlieren en A Moa (superposición de canales de Schlieren). En ocasiones se observan "Schlieren" a modo de bandeadas de concentrados de biotita, de buzamiento subvertical. Presentan a veces enclaves de pequeñas dimensiones que no parecen estar directamente relacionados con el metamorfismo regional.

K) Otras estructuras magmáticas en A Moa, que parecen canales de desagüe fosilizados rellenos posteriormente.

L) Estructuras de flujo rotacional en la zona de Chan das Lamas. Se observa la disposición de los feldespatos siguiendo las líneas de flujo y un dique posterior que lo atraviesa y que es afectado por el mismo.

M) Estructuras de flujo rotacional en Onde se Adora.

N) Estructuras de flujo rotacional más leves, en Onde se adora.

6.2. ETAPA MAGMÁTICA PLÁSTICA

El magma está prácticamente consolidado (entre 10 y 1% de fracción fluida) y se puede hablar ya de roca, que se comporta como un sólido, pero en las condiciones en la que se encuentra, muy caliente y a altas presiones, su deformación es plástica o incluso podría estar definida en el campo de la superplasticidad.

La superplasticidad (Boullier y Gueguen, 1975, Hiraga, 2010) es la capacidad de los sólidos cristalinos de deformarse plásticamente más allá de su punto de ruptura normal, bajo unas ciertas condiciones, que en materiales geológicos irían desde zonas bajo capas de hielo glacial en superficie, hasta zonas del Manto Inferior en profundidad. Las condiciones que se han de dar para este tipo de deformación es que se trate de estructuras de grano fino, que se deformen a temperaturas 0'5-0'65 veces la temperatura de fusión, que la velocidad de deformación sea lenta y que los bordes de grano se deslicen fácilmente cuando se aplica la fuerza.

Aunque no hay hasta la fecha estudios experimentales en geomateriales, creemos que las condiciones que se producen en estos momentos de la consolidación magmática están próximas a las propuestas para la superplasticidad, esto es un material recién consolidado, caliente y sometido a esfuerzos de cizalla en zonas de contacto con el encajante e internamente debido a fricciones.

Una fábrica plana asociada a la deformación es la esquistosidad y toda roca afectada por ella será más proclive a la desagregación en planos que otra que no la tenga, pero este tipo de estructura no es habitual encontrarla en granitos (Vidal Romaní, 1991), debido a su tamaño de grano y a su textura más o menos isótropa. Más frecuente es el desarrollo de otra fábrica plana, menos penetrativa y más espaciada que se denomina clivaje de fractura (Vidal Romaní, *op.cit.*) o fragmentación inducida por la cizalla en zonas apicales y de contacto con el encajante, y que determinará el desarrollo de microformas planares, como por ejemplo el *pseudobedding* o el *polygonal cracking*, formas muy abundantes en Galicia sobre todo coincidiendo con zonas de cizallamiento hercínicas (Láminas 4 y 5).

Hay que decir que todas estas estructuras son "latentes o virtuales" es decir no se manifiestan hasta que el macizo que las acoge interfiera con el dominio de la alteración superficial, que las materializará y las transformará en estructuras "patentes". Por otro lado estas estructuras son más frecuentes en rocas de texturas homogéneas que en aquellas de tipo porfídico.

En ciertos casos no hay migraciones importantes de fluidos hacia estos espacios abiertos, por lo que las fracturas que se producen son abiertas, lo que indicaría la total consolidación del granito pero con alta intensidad de deformación. Este es el caso más frecuente en O Pindo, al tratarse de un magmatismo deficitario en agua y con escaso cortejo de diques y filones. En otros casos hay inyectados materiales, lo que revela un estado menos seco de la roca durante la deformación.

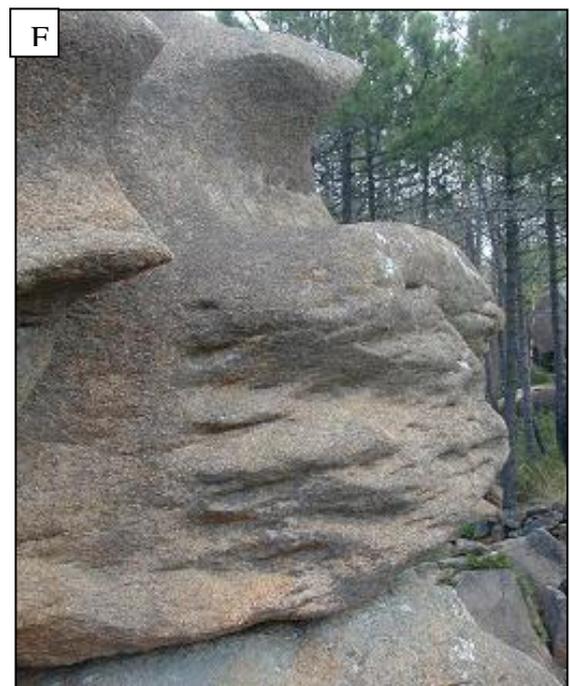
Cuando la zona apical se enfría (menos del 1% de fluidos) su estado es rígido y se puede deformar de manera frágil, dando distintos sistemas de diaclasas, que cuarteán el macizo quedando definido así un primer sistema de discontinuidades, que permitirá posteriormente la filtración del agua subterránea y la meteorización del macizo cuando se den las condiciones para ello.

En la Tabla 2 se ofrecen los distintos tipos de estructuras de la etapa magmática plástica, modificado de Vidal Romaní y Twidale, 2010.

Tabla 2: Principales estructuras asociadas a la etapa magmática plástica

- *Buckling o pseudoripples (ondulaciones)*
- *Polygonal cracking (agrietamiento poligonal)*
 - *regular*
 - *irregular*
- *Pseudobedding (pseudoestratificación)*
 - *pseudobedding s.s.*
 - *flaggy structure* (se subdivide la roca en *slabs* o planchas de pocos centímetros de ancho)
 - *star fractures* (láminas en disposición estrella o abanico)
- *Sheet structures (exfoliación, laminación, disyunción)*
 - *individual*
 - *en sistemas*
 - *continua*
 - *discontinua*
 - *subparalela*
 - *dos superficies conjugadas*

LAMINA 4: Pseudobedding



G



H



I



J



K



L



Explicación de la lámina 4, de izquierda a derecha y de arriba abajo:

A) A Laxe: diferentes formas de arcuate partings. Las diaclasas circulares tipo sheet, el pseudobedding y las fracturas tipo flaking o exfoliación negativa de tafoni han sido consideradas como arcuate partings o fracturas arqueadas (Vidal Romaní y Twidale, 2010). Desde este punto de vista parece representar un distinto grado de deformación entre la laminación del granito (superplasticidad, Boullier et al, 1975; Goscombe et al 2004; Hiraga et al, 2010), el pseudobedding y la sheet structure. Estos tres tipos de estructuras están definidas en la etapa endógena cuando el granito ya está cristalizado pero conserva aún una capacidad variable de deformación dando lugar a estos tipos de estructuras. Las ventanas son de unos pocos centímetros.

B) Fábrica foliada del granito en estado dúctil cuando se ve sometido a cizalla con el encajante; se notan también capas rítmicas de schlieren y félsicos. Zona de A Laxe.

C) Exfoliación del granito y tránsito a pseudobedding. En la parte superior vemos una fábrica que corresponde a una exfoliación fina en tránsito con la parte inferior que es más gruesa. Zona de Fonte Mateo.

D) Pseudobedding más grueso, fruto de esfuerzos de cizalla tras la consolidación magmática. Cuando se forma la roca está consolidada pero en condiciones extremas (superplasticidad, esto es, deformación en estado sólido). Estas zonas de cizalla son superficies de deformación extrema que se pueden alternar con zonas donde la deformación es menor y por ello dan lajas u hojas más compactas.

E) Formas en C, donde no ha progresado más el proceso. Zona de A Moa.

F) Forma en C más penetrativa:, pseudobedding con desarrollo de cavidades en las lajas. Zona de A Laxe.

G) Diferentes relaciones entre pseudobedding y sheeting structure en Fonte Mateo.

H) Diferentes relaciones entre pseudobedding y sheeting structures en Fonte Mateo.

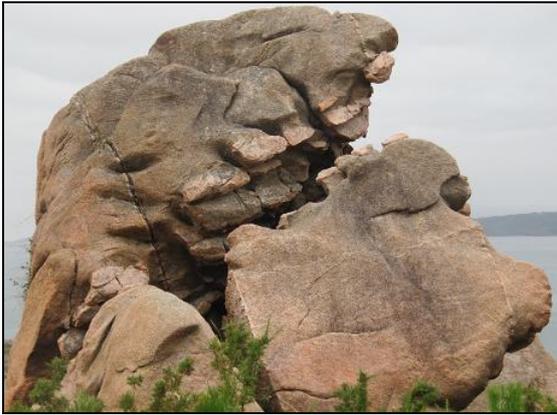
I) Diferentes relaciones entre pseudobedding y sheeting structures en Fonte Mateo.

J) Formas Flaggy y Star en A Moa.

K) Formas Flaggy y Star en A Laxe.

L) Pseudobedding donde se diferencian dos superficies de deformación conjugadas (fotografía tomada en Finlandia, cortesía de Vidal Romaní). Otros autores las califican como "Massive tors" (Melcon, 1976).

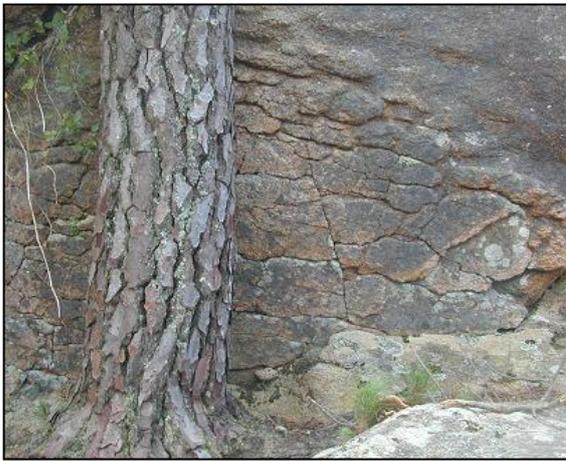
LÁMINA 5: Polygonal cracking



A) En Quilmas



B) En O Pedrullo



C) En A Laxe



D) En Tui



E) En niño do Corvo, sobre gabros.



F) En Cabo Home, regular polygonal cracking

4.6.3. ETAPA MAGMÁTICA ELÁSTICA

Una vez que el magma consolida definitivamente y se encuentra en niveles más superficiales, su comportamiento ya no es plástico, sino elástico, con el que empieza otra etapa.

El macizo granítico se empieza a alterar según el sistema de discontinuidades predefinido produciéndose el fenómeno denominado migración de cargas o efecto faquir, que consiste en la pérdida progresiva de apoyos de un bloque con respecto a otro contiguo (Fig.4.17a y b.); los puntos donde la roca aún está intacta aguantan mayores esfuerzos que aquellos alterados, es decir soportan una concentración de carga, de la misma forma que un faquir aumenta su malestar a medida que se le van quitando clavos en su alfombra tapizada con ellos. La magnitud de la carga en estos puntos puede aumentar hasta 100 veces (Vidal Romani, 1985).



Fig.4.17a y b. Apoyos de bloques tafónicos en As Curras

La concentración de carga hace que se formen recintos de plastificación o espacios lacunares, similares a los que se forman bajo las zapatas de un pilar arquitectónico, y que serán zonas susceptibles de mayor meteorización. Estos recintos tienen geometría diversa (esferoidal, elipsoidal...) y es en ellos donde tiene lugar un movimiento de masa a nivel granular que generará un sistema de microfisuras o grietas de *Griffith*. Estos recintos determinarán otro conjunto de formas "latentes" que serán, tras la explotación por meteorización, los futuros *tafoni* y *anti-tafoni* (*pías*).

El macizo granítico o batolito cuyo comportamiento es ahora frágil todo él, podrá exhibir también fracturas debidas a movimientos tectónicos regionales o a emplazamientos locales (como las fracturas NW-SE en *O Pindo*). Estas respuestas a esfuerzos orogénicos pueden producir grandes superficies de fractura como las que se encuentran N-S en *O Pindo*, donde se encajarán posteriormente regatos como los de *Rego Caldeiros* y *Rego Botireiro*.

También rellenando estas fracturas tardihercínicas aparecen algunos filones y diques de cuarzo hidrotermal (Lámina 3F). En la zona denominada "*Chan Lourenzo* o *Chan da mina*" (zona que es considerada como un gran alveolo de alteración del macizo de *O Pindo*) existía una antigua explotación de wolframita, mineral que se asocia al cuarzo, y del que se beneficiaban las arenas que se encontraban en las zonas de braña a unos 400m de altura.

4.6.4. ETAPA EPIGENÉTICA SUBEDÁFICA

La siguiente etapa en la evolución de las formas graníticas en *O Pindo* es la epigénica, es decir, cuando hay interferencia entre el macizo rocoso granítico y la zona de meteorización (en zonas tropicales podría llegar a los 200m, según *Thomas, 1978*). Las últimas diaclasas al no haber sido selladas por la migración de fluidos magmáticos, permitirán el acceso del agua, tanto más profundamente cuanto mayor sea el nivel de base regional.

Como resultado de la alteración subedáfica del macizo rocoso por la acción del agua subterránea, se van liberando formas "impresas" de las etapas anteriores, hablándose ahora de formas "patentes, reales o expresas".

Además el proceso irregular de la alteración a través del sistema de discontinuidades, puede volver a originar concentración de cargas e "imprimir" nuevas formas: los denominados *tafoni* por vía edáfica (para diferenciarlos de los de anteriores etapas o *tafoni* por vía tectónica) (*Vidal Romaní, 1989, Vidal Romaní y Yepes Temiño, 2004, De Uña Álvarez 2005*).

Cuando la alteración no se ve influenciada por la estructura, las irregularidades son consecuencia del desigual avance del frente de meteorización, lo que se denomina corrosión química o *etch*. En esta etapa se generan las denominadas formas multietapa (*Twidale y Vidal Romaní, 1994 y 2002*) es decir aquellas que para su definición requieren al menos dos mecanismos consecutivos (que si consideramos la fracturación previa serían tres) (Fig.4.18.).

1. Meteorización: la alteración diferencial subsuperficial realizada por la humedad y controlada por la fracturas, va a permitir la diferenciación de núcleos residuales aunque incluidos en su regolito. Se produce en el contacto de la roca con el nivel freático. Es la corrosión o ataque químico en el subsuelo (*etch*) favorecido por la acumulación de agua en la zona de contacto con el frente de alteración (*weathering front*). Eludimos usar el término "grabado" que se ve en muchas publicaciones, por considerarlo una mala traducción del término inglés "*etch*".

2. Erosión: posteriormente el lavado, la arrollada concentrada y la propia disolución de la roca, tienen un papel efectivo a la hora de eliminar la roca alterada, que evacúa el *grus* y expone al aire los núcleos residuales en forma de bloques. El relieve, cuando termina la fase de erosión, refleja las distintas resistencias de las rocas a la descomposición química, más que los procesos causantes de la exhumación.

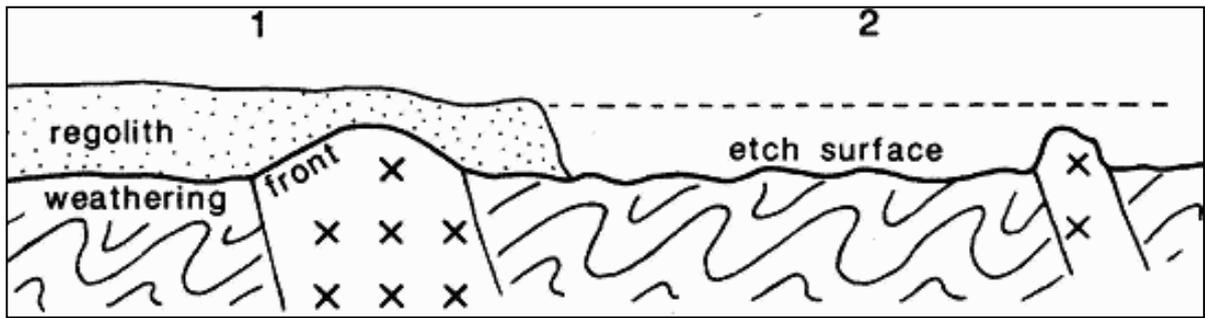


Fig.4.18. Dibujo donde se muestran las relaciones entre el frente de alteración, el regolito y la superficie de corrosión de alteración química (en Twidale 1989).

Las microformas que aparecen son las pías subedáficas donde el agua acumulada bajo el regolito, acidificada por la acción de los ácidos húmicos y líquenes las ha ido modelando, o los anillos de Liesegang, producidos por precipitados de hierro previamente disueltos por aguas subterráneas y que al encontrar disposiciones concéntricas, toman disposiciones circulares. También se pueden encontrar formas del pseudolapiaz como rills o gullies.

En cuanto a macroformas decir que la corrosión química bajo el suelo afecta a áreas muy extensas y daría lugar a macroformas bastante indiferenciadas que caracterizan a paisajes muy estables, monótonos, regulares, indiferenciados, amplios y bastante antiguos, como las llanuras y las plataformas rocosas.

La textura masiva del granito se muestra como la menos influyente en la definición de formas (Vidal Romaní y Yepes Temiño, 2004) pues no da lugar a formas diferenciadas, sino a macroformas tipo llanura. La llanura granítica es un relieve rebajado resultado de la erosión del regolito que tenía encima y se constituye como el paisaje previsto y más frecuente por la extensión de la superficie que ocupa; aunque están muy desarrollados en climas tropicales, no se restringe exclusivamente a estos dominios (Vidal Romaní y Twidale, 1998).

En raras ocasiones el granito es menos resistente que las rocas metamórficas que lo rodean y por tanto se altera más que éstas produciendo depresiones. Un ejemplo lo tenemos en los Pirineos de Ariège, cercano a Foix, (Francia) en el batolito cóncavo de la Varquillère (Aguilera et al, 1989).

4.6.5. ETAPA EPIGENÉTICA SUBAÉREA

Cuando la estructura dirige el avance del frente de alteración se produce entonces el ataque subaéreo de la roca al estar en contacto con el aire, agua y con seres vivos. Hay movilización diferencial del regolito y manifestación externa de las formas y cavidades.

En esta etapa se producen los siguientes hechos:

- Se exponen las formas generadas bajo el suelo.
- Se liberan las formas impresas en etapas anteriores.
- Se generan nuevas formas denominadas exógenas primarias.
- Se completan otras (las denominadas formas mixtas).

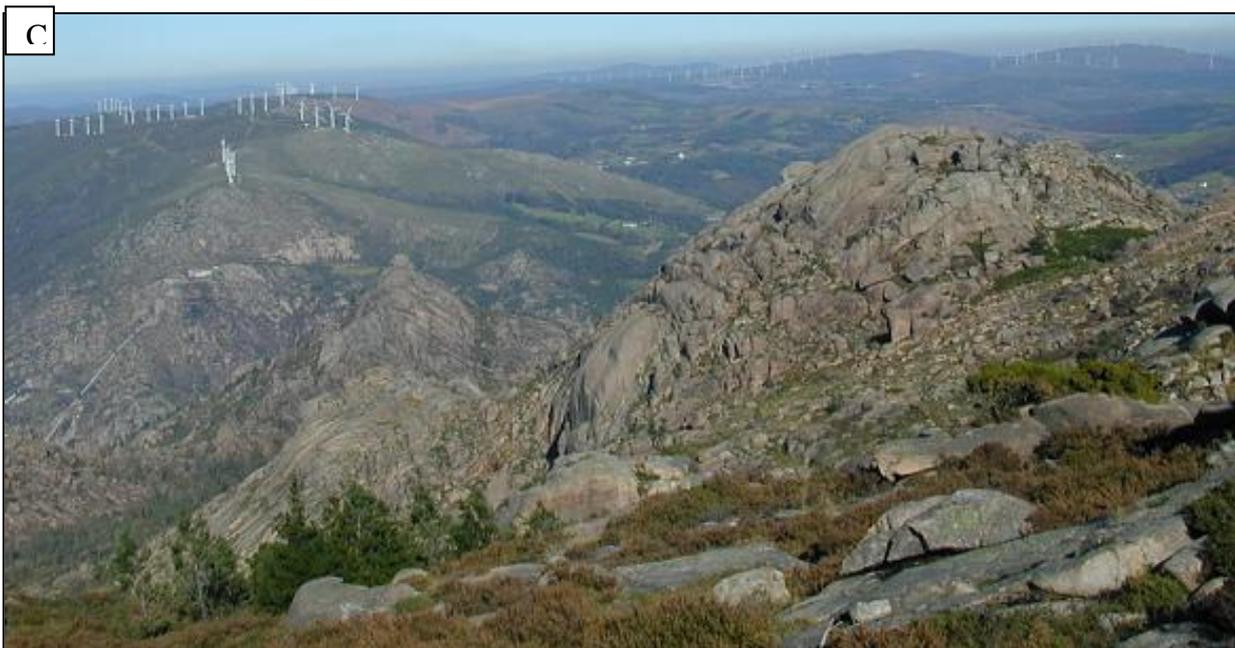
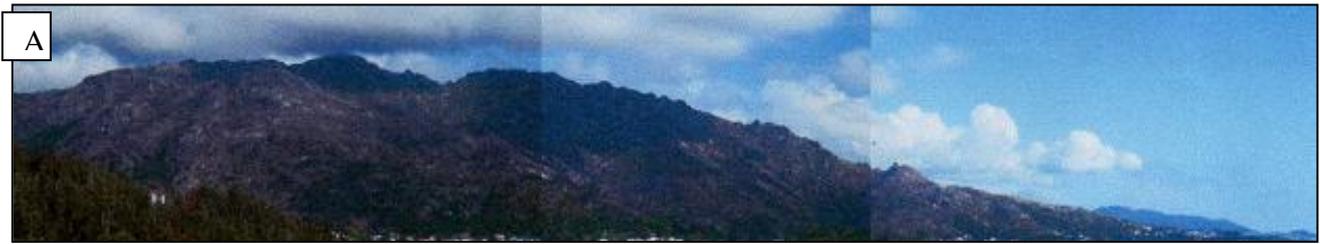
Muchas de las formas graníticas tienen origen subterráneo y han sido expuestas posteriormente tras el desmantelamiento del material suelto o *lehm* granítico tras un cambio climático o por un levantamiento isostático.

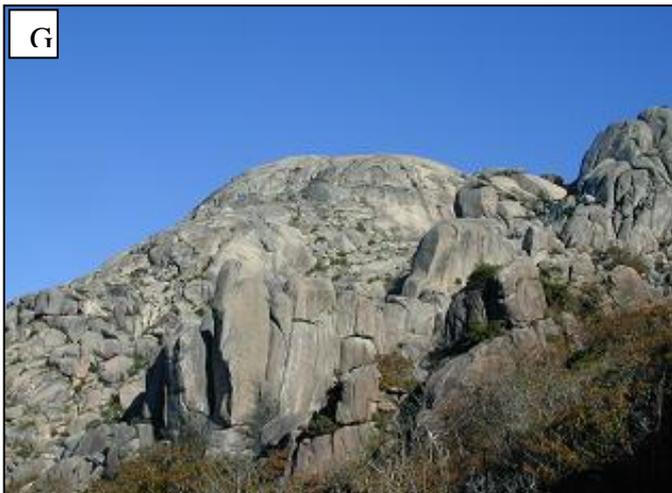
Las primeras formas endógenas liberadas, formadas cuando la explotación de la meteorización según sistemas de diaclasas y posterior proceso de eliminación del regolito ha terminado, son las macroformas, es decir, los domos, *tors* y *nubins* y bloques, consideradas como diferentes tipos de *bornhardts* o *inselbergs* y que pueden ser correlacionadas con eventos geodinámicos regionales.

Los domos (Lámina 6) son formas azonales cuya estructura viene determinada por sistemas de fracturas ortogonales y típicamente son afectados por sistemas de fracturas curvas características (*sheeting*). Los domos en Galicia en general y en *O Pindo* en particular no presentan entalladuras basales (*Flared slopes*) ni tampoco las características contrapendientes en el pedimiento que los rodea (*Vidal Romaní, 1989*).

En *O Pindo* los domos tienen estructura compleja, formando conjuntos, y forma variada, pudiendo exhibir desde forma campana hasta cónicos pasando por relieves más acastillados. Tienen un fuerte control estructural en su génesis más que control litológico o de resistencia. El resultado que proporcionan es el de un paisaje de pequeños domos adosados unos a otros donde se desarrollan fracturas de descamación y separados por planos de fractura con buzamientos fuertemente inclinados. En estos planos se desarrollarán toda una gama de estructuras (*Polygonal cracking, pseudobedding*).

LÁMINA 6: Domos







Explicación de la lámina 6, de izquierda a derecha y de arriba abajo:

A) O Pindo desde Caneliñas.

B) O Pindo desde Fieiro. De derecha a izquierda, el Penafiel, A Barquiña, A Laxiña, A Moa y Outeiro Narís; el río que se observa a la izquierda es el Xallas.

C) A Laxiña, A Barquiña e o Penafiel al fondo desde A Moa

D) Cumbre plana de A Moa

E) O Pindo visto desde Caneliñas como un conjunto de domos que intruyen en diferentes momentos. El paisaje se interpreta como el resultado de la intrusión de pequeños domos que desarrollan fracturas de descamación cada uno.

F) Escamación del domo en O Pindo, Fuente Google.

G) A Moa, máxima altura, ejemplo de domo o bornhardt cupuliforme

H) O Foxo, domo más cuarteado y de aspecto más acastillado

I) Cima da arca, domo campaniforme

J) Penafiel, domo cupuliforme

Otras macroformas (Lámina 7) que se encuentran con relativa abundancia en el macizo de O Pindo son los denominados *Tors* o *Castle Kopjes* (Lámina 7E, F). Estos podrían haberse formado durante los períodos fríos del Pleistoceno (Lámina 7A y B).

Podríamos suponerlos como el resultado de un proceso en dos etapas, donde la primera sería la formación de un sistema de diaclasado presente en etapas pretéritas, por donde circularía el agua, y la segunda mostraría el material meteorizado y evacuado en las etapas anteriores.

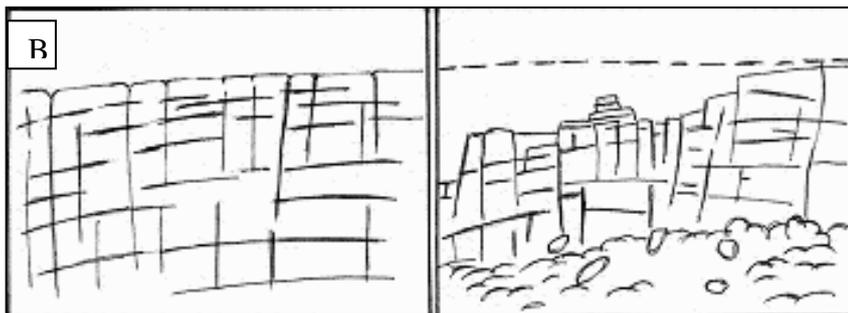
Macroformas de tránsito son los domos rocosos o *Nubbins*, resultado de la desintegración en bloques de distintas formas y tamaños, parte en condiciones subsuperficiales, parte después de la exhumación (hipótesis de dos etapas), se producen preferentemente en bordes de macizo y suponen un estado evolutivo mayor que los anteriores.

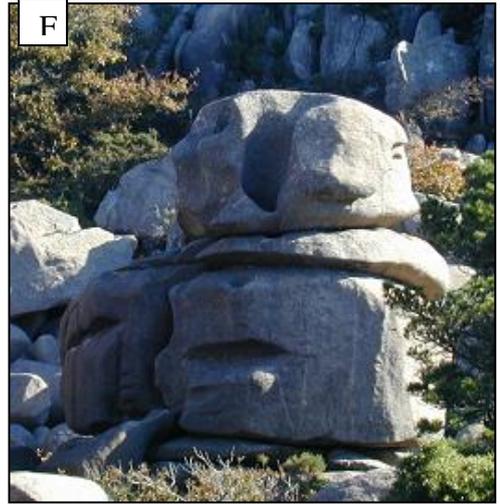
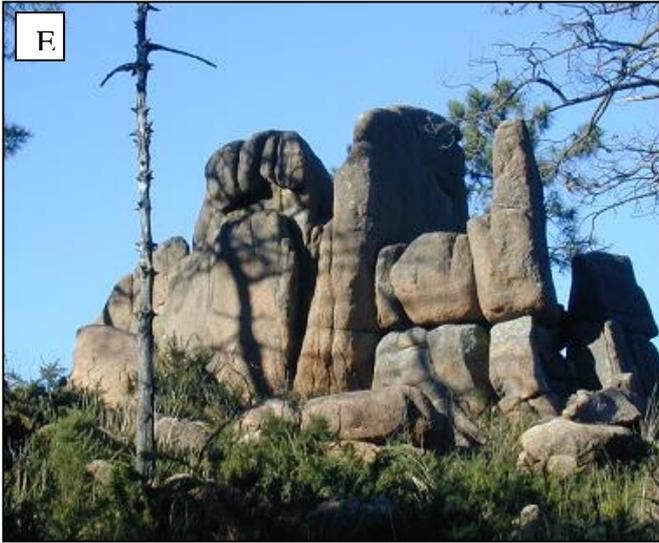
La unidad mínima entre las macroformas es el bloque (Lámina 7L), que suele ser de tamaño métrico y forma de paralelepípedo que reproduce los diferentes sistemas de diaclasado del macizo.

La meteorización trae como resultado la pérdida de cohesión y la erosión evacúa el detritus friable; los restos de tamaño grueso darán campos de bloques o pedrizas (que son formas primarias endógenas atribuibles a la rotura protoclastica, según *Pedraza, 1996*), que se conservan casi intactos ya que precisan mucha energía para movilizarlos, tal es el caso de los *compayrés*, que deberían considerarse como formas residuales y no de acumulación (*Vidal Romaní, 1989*). Estas formaciones pueden dar lugar a cuevas o cavidades irregulares.

Estructuras de menor tamaño que se "abren" en esta etapa son el *Polygonal cracking* y el *Pseudobedding*, considerada esta última como estado de transición a la *sheet structure*. También se "abren" las cavidades en aquellas zonas donde el granito era más proclive a la meteorización por disgregación granular o en placas, liberando ahora las *pías* y los *tafoni*.

LÁMINA 7: Tors y otras macroformas







Explicación de la lámina 7, de izquierda a derecha y de arriba abajo

A) Tor en Peñafiel.

B) Modelo de evolución: primer sistema de discontinuidades por donde circula el agua y posterior lavado del regolito.

C) Castle Kopje con Castle rocks, en Onde se Adora.

D) El diaclasado en Outeiro naris es vertical y consecuencia de ello los bloques se mueven por toppling (vuelco).

E) Tor en O Pedrullo.

F) Tor en A Moa.

G) Relieve acastillado en San Cibra.o

H) Relieve acastillado; vista "do Xigante do Pindo".

I) Domo degradado cerca de Quilmas.

J) Domo degradado con bloques en O Pindo.

K) Tor y bloques en O Pedrullo.

L) Bloque en Onde se adora.

Otro tipo de formas se generan en esta etapa epigénica: son las formas puramente exógenas o epigénicas primarias, que han sido formadas por procesos exclusivamente subaéreos como los eólicos, glaciares, marinos, periglaciares, fluviales, de vertiente o estáticos (meteorización). Estas formas primarias exógenas, se consideran unifásicas y surgen cuando los fenómenos geodinámicos externos producen fuerzas con magnitudes suficientes como para superar la resistencia de la roca, dependen pues del ambiente donde estén y no son exclusivas de paisajes graníticos; así por ejemplo en dominios glaciares se forman estrías, cavitaciones, formas de media luna..., en dominios eólicos ventifactos, fracturas hertzianas, en ciertos tipos de rocas hendiduras controladas por fracturas= *Kluftkarren* o *clint and grike* (salientes y surcos) etc.

Podemos considerar en esta línea de formas para los granitos los *rills* (Lámina 8C y D), *gutters*, *potholes* y *marmitas* (Lámina 8E, F,I), *pits*, marcas de presión (Lámina 8L), espeleotema (Lámina 8 J y K), desconchamientos producidos por fuegos y las cavidades exógenas primarias (*tafoni* y *pías* primarios exógenos, De Uña, 2005).

En la Tabla 3 se resumen las diferentes formas que aparecen en la fase subaérea de evolución de formas (Lámina 8).

Tabla 3: Formas subaéreas

* Macroformas:	Domos de diferentes tipos <i>Tor</i> , <i>Castle kopjes</i> , formas acastilladas <i>Nubbins</i> , domos rocosos Campos de bloques
* Microformas	Mecánicas: estrías, marcas de presión, <i>pits</i> Erosión lineal: <i>rills</i> , <i>gutters</i> , <i>gullies</i> Erosión evorsión: <i>pot holes</i> , alveolos de alteración Concentración carga vía edáfica: <i>Pías</i> y <i>tafoni</i> primarios exógenos Precipitación: espeleotemas Desconchamientos por fuegos

Un último grupo de formas que se completan en esta fase (o en la siguiente) son las que denominamos formas mixtas. Advertimos que se trata de formas de difícil clasificación pudiéndose considerar tanto como formas mixtas como distintas fases de degradación de otras. Corresponden a:

- Fracturas agrandadas por la erosión: *clefts*
- Bloques partidos y separados en lajas (*split cracked and parted blocks*) (Lámina 8G y H)
- Lajas partidas e imbricadas (*fractured and imbricated slabs*)
- Cuñas triangulares (*triangular wedges*)
- Formas en A (*A-tents*, *pop-ups*, *rock blisters*).

LÁMINA 8







Explicación de la lámina 8, de izquierda a derecha y de arriba abajo

A) *Cuñas triangulares en Fonte Mateo.*

B) *Cuñas triangulares en Fonte Mateo.*

C) *Erosión lineal: rills y gutters en Ézaro. Lámina deslizada.*

D) *Rills en Ézaro.*

E) *Erosión turbillonar: marmita del Ézaro. Cascada del Xallas y la marmita en forma de embudo –marmita turbillonar de considerables dimensiones-. En esta zona destacan las fracturas de descamación del granito fuertemente buzantes y paralelas a los flancos del valle de incisión del río Xallas, profundamente encajado en el macizo de O Pindo. Estas fracturas contrastan notablemente con las que se encuentran más arriba en las colinas circundantes, que están tan solo suavemente inclinadas.*

F) *Marmita fósil en Ézaro.*

G) *Bloque partido en San Clbrao.*

H) *Bloque partido en Fonte Mateo.*

I) *Pot holes en Ézaro. Fuente Google.*

J) *Espeleotema tipo costra en tafoni de Ézaro.*

k) *Espeleotema tipo gour en Ézaro. Foto cortesía del prof. Vidal Romaní.*

l) *Espeleotema de ópalo tipo estalactita-estalagmita en Ézaro. Tamaño centimétrico. Cortesía del prof. Vidal Romaní.*

M) *Marca de Presión en Chan das Lamas.*

4.6.6. ETAPA DEGRADATIVA

La degradación de las formas anteriores, tanto endógenas como exógenas, bajo la acción continuada de los agentes externos (movimientos de vertiente, periglaciario, gravedad...) o internos (terremotos) hasta su total destrucción o desmantelamiento, dará lugar a las formas exógenas secundarias.

Las formas expuestas en superficie siguen lógicamente una evolución (Centeno, 2008, pág web). No hay duda que hay formas muy estables como las *pías subedáficas*, que siguen evolucionando igual que lo hacían bajo el manto de alteración, o los regueros y acanaladuras, al ser el granito una roca poco soluble. Otras son altamente inestables como las de tipo *nubbin* formada por bolos redondeados que pierden su estructura con relativa facilidad. Mientras que otras son moderadamente inestables como el caso de los *tafoni* cuando son perforados o ciertas *pías* cuando vuelcan. Tampoco son raros los casos de inversión de formas como el de las acanaladuras invertidas por protección de algas, o rocas blandas protegidas por otras más duras o rocas protegidas por *pías* cementadas.

Así por ejemplo, tomando alguna de las formas observadas en diversos lugares podemos indicar diversos estadios intermedios de degradación:

- *Pías* → cuellos de camisa, formas plato, *bénitiers*, *fonts*
- *Tafoni* → baldaquinos, *tafoni* secundarios, caparazones de tortuga, formas esqueléticas
- *Compayrés* → bloques desplazados, ríos de bloques, campos de bloques
- Piedras caballerías → bloques desplazados
- *Rills* → acanaladuras (abarrancamiento)
- ... → *suelos*

Las pedreras graníticas o caos de bloques (*chaos de boules*) (Lámina 9A) son acumulaciones en pie de una vertiente por gravedad (depósitos de gravedad). En algunos casos los caos de bloques pueden deberse a movimientos sísmicos cuando la topografía no permitiría explicarlos como resultado de una dinámica de vertiente normal. En otros casos pueden entenderse o explicarse como un derrumbamiento debido al desequilibrio de bloques motivado por la pérdida de apoyos, y en los menos, el proceso de desagregación de bloques, puede ser acelerado por los seres vivos, tal es el caso del crecimiento de raíces en los resquicios (Lámina 9B).

En O Pindo la acción del crioclastismo hace que ciertas lajas se rompan y se deslicen a favor de las pendientes del domo (que al ser semiesféricos, adquieren más pendiente a medida que el núcleo del domo va siendo despojado de las capas de exfoliación más externas).

Estos procesos hacen que los bloques discurren ladera abajo hasta situarse en el fondo de los valles. En estas etapas finales de evolución del macizo se producen procesos de vertiente, ayudados por procesos gravitatorios y tal vez, aunque no es evidente, ayudados por algún fenómeno periglacial del Pleistoceno.

Todos estos fenómenos descritos pueden dar lugar también a la formación de cuevas de tipo estructural como atestiguan los ejemplos mostrados en la lámina 9C, D y E.

El valor de la pendiente es uno de los factores principales que controlan los procesos gravitacionales (Ruiz y González, 1999); así con pendientes fuertes (25-40°) se originan derrumbes, corrimientos de suelos con pendientes entre 18-25°, deslizamientos entre 6-18°, corrientes de soliflucción entre 3 y 8° y se dan acumulaciones entre 0 y 5° (Lámina 9F y G).

Aunque también hay que tener en cuenta también las ideas de Hays 1990 que muestra un gráfico donde se relacionan los movimientos de ladera en función de la magnitud de un terremoto y la distancia al epicentro (Fig.4.19.).

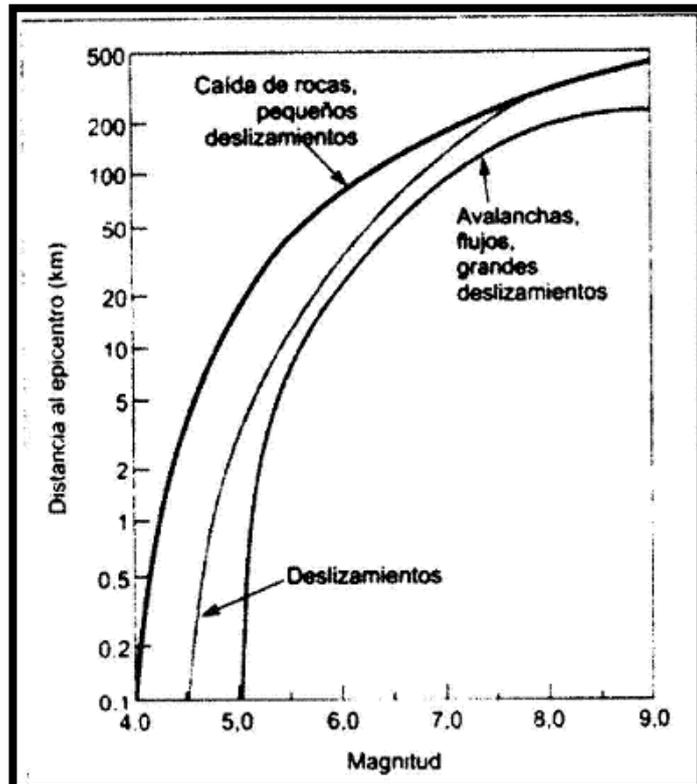


Fig.4.19. Gráfico de Hays 1990. Explicación en el texto

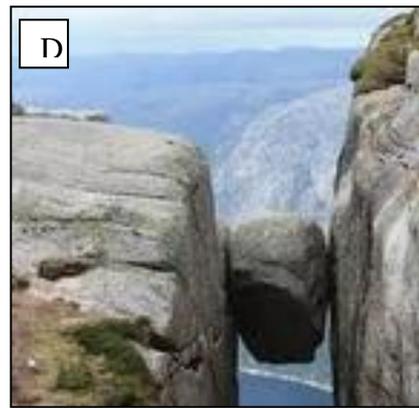
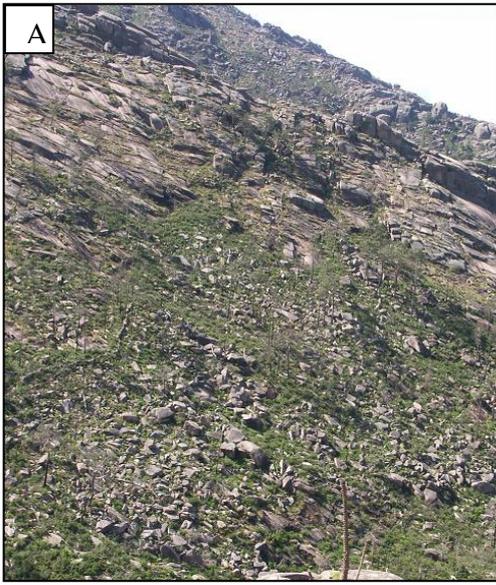
En la tabla 4 se exponen las principales formas degradadas y en la lámina 9 se pueden observar ejemplos de las mismas.

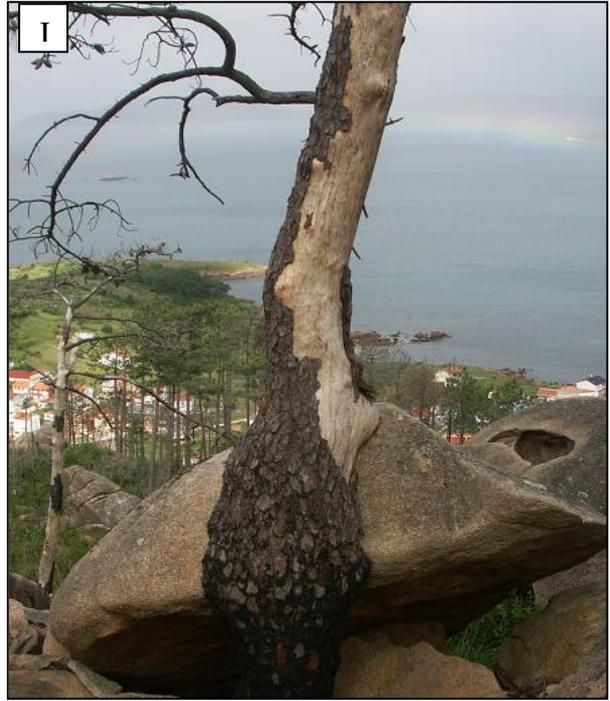
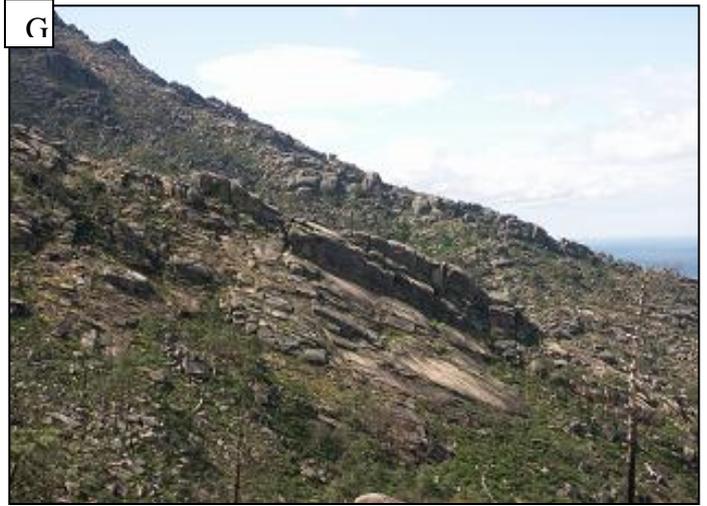
Tabla 4: formas degradadas

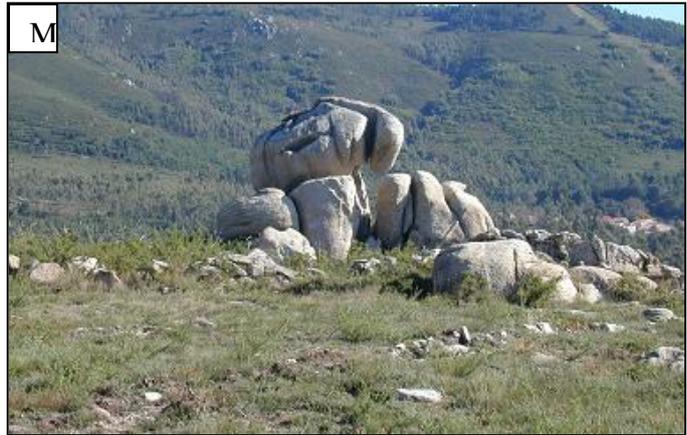
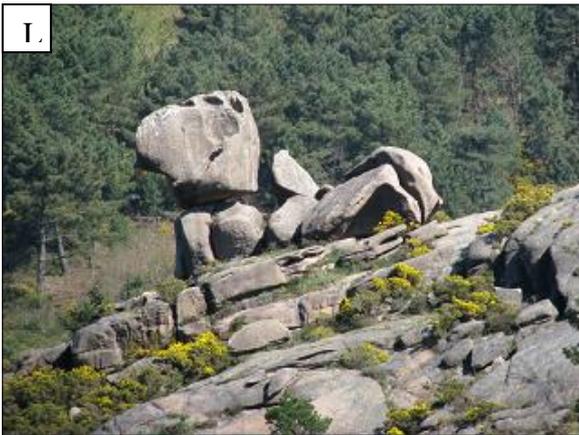
- Estados degradativos de las diversas formas: *tafoni* secundarios, cuellos de camisa, aros de roca, formas esqueléticas, domos degradados (Lámina 9L y M), formas colonizadas por vegetación (Lámina 9H, I y K).
- Depósitos de gravedad, Caos de bolos, bloques desplazados.
- Cuevas estructurales (formas planares relacionadas con la estructura).
- Lapas o abrigos, que aprovechan zonas de cizalla, más débiles, y apertura de planos de diaclasas (Lámina 9J).

La tabla 5 muestra el resumen de la evolución de las formas a lo largo de las diferentes etapas que hemos ido viendo, mientras que en la fig.4.20. se esquematiza el proceso.

LAMINA 9







Explicación de la lámina 9 de izquierda a derecha y de arriba abajo

A) Caos de bloques en la ladera de *Fonte Mateo*.

B) “Coído” (*shingle beach* o *playa de guijarros*) cercano al cabo Vilán: no se trata de una plataforma de abrasión ya que el granito no es una roca muy apropiada para darlas, ni los cantos están especialmente marcados por la erosión marina. Se trata de la erosión de un suelo que se ha desarrollado sobre un granito y del que el mar se llevó la fracción fina. El *crescent* que vemos, que normalmente se observa en playas, está originado por el mar cuando sube.

C) Cueva de origen estructural en O Pindo, Cova da Xoana, cercana al pico de A Moa (fuente Google).

D) Este tipo de cuevas-balcón (*balcón cave*, *grotte de balcon*) también se encuentran en A Moa. Fuente: web Picasa.

E) Cuevas graníticas no tafónicas: cueva de bloques de O Cibro, O Pindo, cortesía de Vidal Romani. Se observan algunas como la cercana a A Moa que va desde Chan Lourenzo hasta el Castillo de San Xurxo (O Pedrullo) donde hay un sistema de cavidades de bloques de unos 200m de longitud y 50m de fondo, con un río subterráneo.

F) Curvatura del domo en *Fonte Mateo*, usado para calcular r o radio de curvatura del mismo r , donde $r = 166\text{m}$ ($K = 1/r = 0'006$).

G) Pendiente del domo, usada para calcular el buzamiento β en *Fonte Mateo*, obteniéndose un valor de $\beta = 24^\circ$.

H) Colonización de pías por líquenes.

I) Meteorización biológica en *Fonte Mateo*.

J) Concentración de cargas en condiciones externas, que no llegan a dar tafoni (tendrían que estar a mayor profundidad), salvo que el granito estuviera muy deteriorado, que no es el caso. Sólo lo produce apertura del plano de diaclasa.

K) Tafone y pía degradados en *As Curras*.

L) y M) Domo degradado cercano a *Peñafiel* y a *Caldebarcos* respectivamente.

Tabla 5: Evolución de las formas

1. Etapa magmática viscosa

- * Condiciones: el magma es un fluido viscoso

- * Estructuras: En el interior del plutón (65% fluido)
 - bandeo estructural (foliación)
 - bandeo composicional (estratificación)
 - * normal /cruzada
 - * con /sin granoselección
 - flujos convectivos (tipo *schlieren*)
 - segregación gravitatoria (autolitos)
 - anisotropía magnética (no visible)
- En el borde del plutón(35% fluido)
 - *sills* y diques sin bordes (por fragmentación hidráulica)
 - brechas magmáticas (*pipes* o diatremas)
 - enclaves y xenolitos
 - *aislados/en enjambres o pasillos
 - *vugs* o cavidades miarolíticas

- * Formas: Primeras (30% fluido)
 - *nerviaciones*
 - *pseudopías*
- Posteriores (30-10% fluido)
 - *sills* y diques con bordes. Mineralizaciones
 - *parting* (*nerviaciones mayores*)

2. Etapa magmática plástica

* Condiciones: magma fluido en un 10-1%, se considera roca, sólido en condiciones de superplasticidad.

* Estructuras: esquistosidad (poco habitual en granitos)

* Formas "latentes, virtuales o impresas" relacionadas con la fragmentación inducida por la cizalla:

* En superficie:

Pseudoripples, buckling u ondulaciones.

*Polygonal cracking (agrietamiento poligonal)
Regular/irregular*

* En sección transversal:

Pseudobedding o pseudoestratificación

Pseudobedding s.s.

Flaggy structure (se subdivide la roca en slabs o planchas de pocos centímetros de ancho)

Star fractures (en estrella o abanico)

Formas en C

Sheet structures (exfoliación, laminación o disyunción)

Individual/en sistemas

Continua/discontinua

Subparalela/2 superficies conjugadas

Boudinage (extensión perpendicular a la longitud de la capa en materiales embutidos en otros menos competentes).

Spheroidal disjunction (disyunción esferoidal)

* Deformación frágil: (<1% fluido) roca en estado rígido, primer sistema de discontinuidades.

3. Etapa magmática elástica

* Condiciones: total consolidación, deformación elástica

* Se forman estructuras "latentes" por concentración de cargas

- *Tafoni de distintos tipos*
- *Gnammas (anti-tafoni)*

* Deformación frágil: nuevos sistemas de fracturación.

4. Etapa Epigenética subedáfica

* Condiciones externas: interferencia del macizo con el frente de alteración.

* Macroformas: llanuras, plataformas rocosas y depresiones (raras veces)

* Microformas: *Pías subedáficas*
 Formas del pseudolapiaz (rills, gullies)
 Anillos de Liesegang

5. Etapa epigenética subaérea

* Condiciones: roca en contacto directo con agentes atmosféricos y seres vivos.

* Acciones:

- Se exponen las formas subedáficas
- Se liberan las formas "latentes"
 - * Macroformas: Domos de distintos tipos, *Tors*, *Nubbins* y Campos de bloques
 - * Microformas: *Tafoni* y *gnammas*, *psedobedding*, *Polygonal*...
- Se forman nuevas: las primarias exógenas:
 - * Por erosión lineal: *rills*, *gutters*, *gullies*
 - * Por erosión en remolino: *pot holes*, alveolos de alteración
 - * Por concentración de cargas: *pías* y *tafoni*
 - * Por acciones mecánicas: estrías, marcas de presión, *pits*
 - * Por disolución-precipitación: espeleotemas
 - * Por acción térmica: desconchamiento por fuegos
- Se completan otras (mixtas)
 - * Bloques partidos y separados
 - * Diaclasas abiertas por meteorización (*clefts*)
 - * Cuñas triangulares
 - * Lajas desplazadas o imbricadas
 - * *A-tents*

6. Etapa Degradativa

* Condiciones: se producen las formas exógenas secundarias por degradación de las anteriores, en condiciones superficiales:

- Depósitos de gravedad
- Caos de bolos, bloques desplazados
- Cuevas estructurales (tipo balón, de bloques...)
- Estados degradativos de las formas: aros de roca, formas esqueléticas, cuellos de camisa, *tafoni* secundarios...
- Lapas o abrigos (aprovechando zonas de cizalla, más débiles)
- Suelos

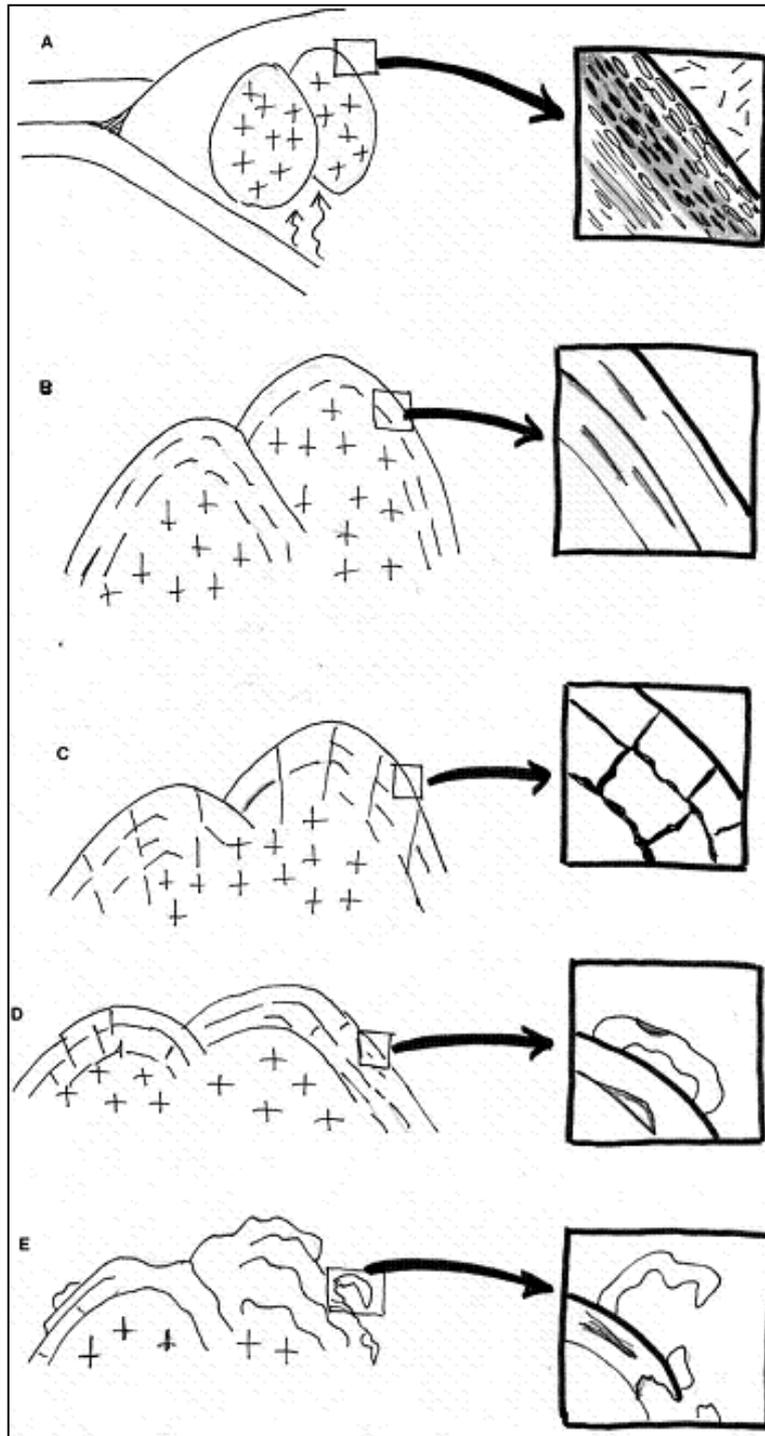


Fig. 4.20. A: etapa magmática viscosa (desarrollo de foliación) B: etapa magmática plástica (se imprimen estructuras como la sheet C: etapa magmática elástica (se imprimen cavidades y se forman los primeros sistemas de fracturación). Migración de cargas D: etapa epigénica (las cavidades se hacen patentas E: etapa degradativa (las formas evolucionan hacia su destrucción).

4.7. El relieve actual de O Pindo

El modelo de evolución del relieve en O Pindo combina varios procesos: los fenómenos gravitatorios son evidentes y prueba de ello son los deslizamientos traslacionales a favor de la pendiente de grandes lajas graníticas en los domos de exfoliación(fig.4.21.); fenómenos relacionados con el hielo, del tipo hielo-deshielo, son también destacables y los evidencian los depósitos caóticos de bolos en zonas donde la pendiente no sería lo suficientemente elevada como para inducir su deslizamiento, por tanto haría necesario suponer superficies heladas que actuarían de medio lubricante. En las partes bajas del macizo se ponen de manifiesto fenómenos marinos, actuales y pasados, especialmente de abrasión que remodela las formas. Por último estarían los propios procesos de alteración del granito.

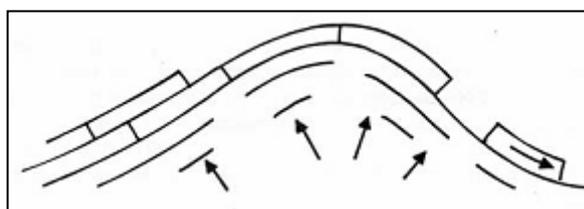


Fig.4.21. Con frecuencia el granito aflora ofreciendo superficies de exfoliación sobre la que deslizan placas rocosas. La circulación del agua por estas fracturas curvas, que en O Pindo son bastante abundantes, aporta energía para que se produzcan deslizamientos, mediante un efecto denominado seepage force o fuerza de filtración (Centeno 2005).

El relieve actual de O Pindo tiene un fuerte control estructural puesto que los numerosos planos de descamación, junto con otros sistemas de diaclasación importantes imprimen al macizo direcciones preferentes de debilidad según las cuales tiene lugar el encajamiento de las corrientes fluviales y los diversos procesos de alteración; los valles secundarios en O Pindo, ahora rellenos de bloques movilizados por gravedad, han debido ser el resultado de una incisión lineal de los procesos de alteración aprovechando estos sistema de fracturas y que luego fueron completados por la erosión del agua. Estos fenómenos no tienen por que ocurrir simultáneamente, sino que pueden ocurrir en etapas sucesivas.

El macizo está formado por la inyección de una serie de pequeños plutones que forman un conjunto de formas domáticas. El dismantelamiento de estos domos se realiza a través de los sistemas de diaclasación; las bases de las estructuras sheet son abiertas por la meteorización, se tafonizan y van liberando bloques y láminas que pueden sufrir roturas, vuelcos o deslizamientos, originando un paisaje ruiforme muy característico.

En ciertas zonas del macizo de O Pindo, concretamente en *Fonte Mateo* se pueden observar las relaciones genéticas entre los planos de *sheet* y las *gnammas* y *tafoni*, cuyo modelo evolutivo podría ser el siguiente (Fig.4.22.):

En primer lugar se formarían los domos de exfoliación, con el diaclasado horizontal (*sheet structures*) característico. Se puede hablar de dos tipos de *sheet* en lo que a formación de estructuras se refiere: aquel definido por planos no muy espaciados (hasta un metro de anchura o menos) y el definido por planos más espaciados (de varios metros).

En las capas más delgadas se originan *tafoni* de tipo laja, que por evolución pronto forman ventanas que confluyen con la capa superior, por lo que a la larga van a funcionar como *pías*. A veces interaccionan con *pías* previas, invadiéndolas, dando una especie de formas mixtas o híbridas. El relieve que producen es de tipo tableado, horadado y rico en formas en distintas etapas de evolución.

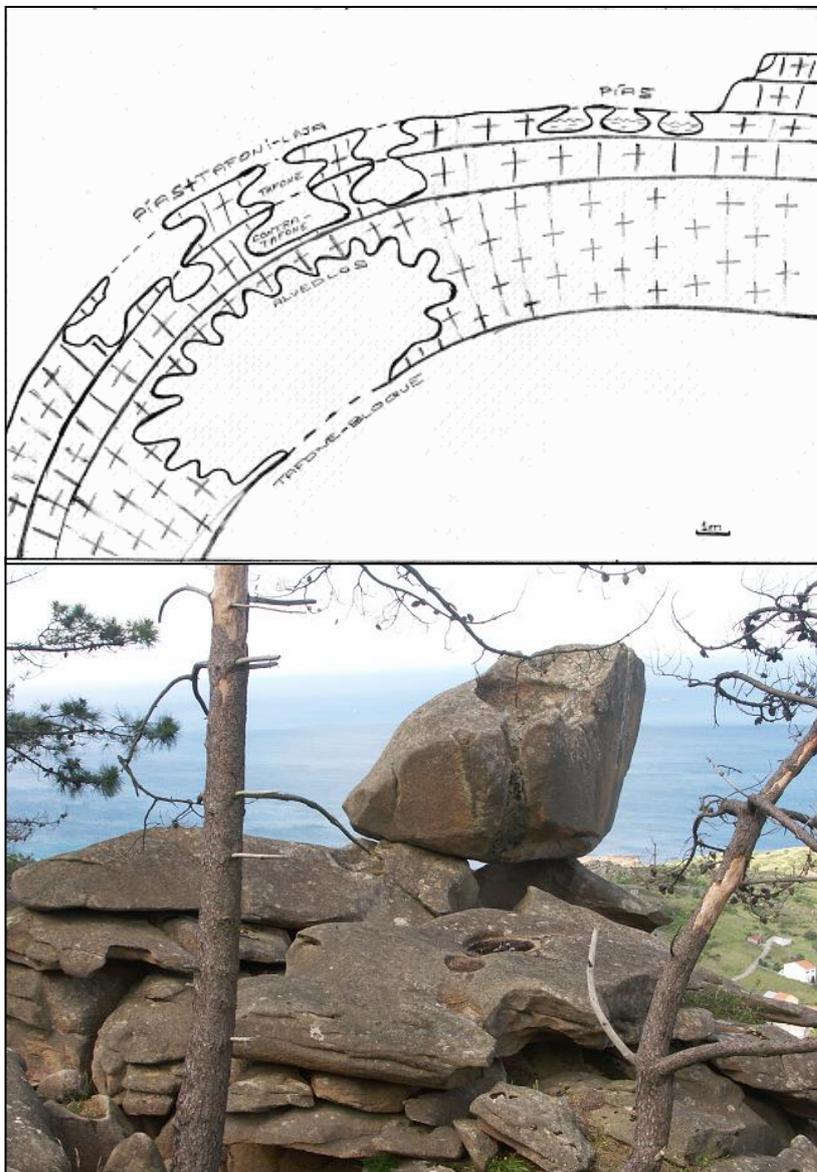


Fig.4.22. Evolución del relieve. Explicación en el texto

En las lajas más gruesas los *tafoni* no son capaces de producir ventanas, por lo que se observan bloques individualizados de tamaño grande limitados por diaclasas, que presentan *tafoni* en su parte inferior (*tafoni-bloque*) y que se encuentran coronados por una serie de pías de diversos tipos, muchas de ellas lobuladas, generalmente con exutorios de comunicación entre ellas y con amplios canales de desagüe que discurren por las paredes exteriores del bloque. El aspecto del conjunto es como el de un "molar cariado" (Fig.4.23.):

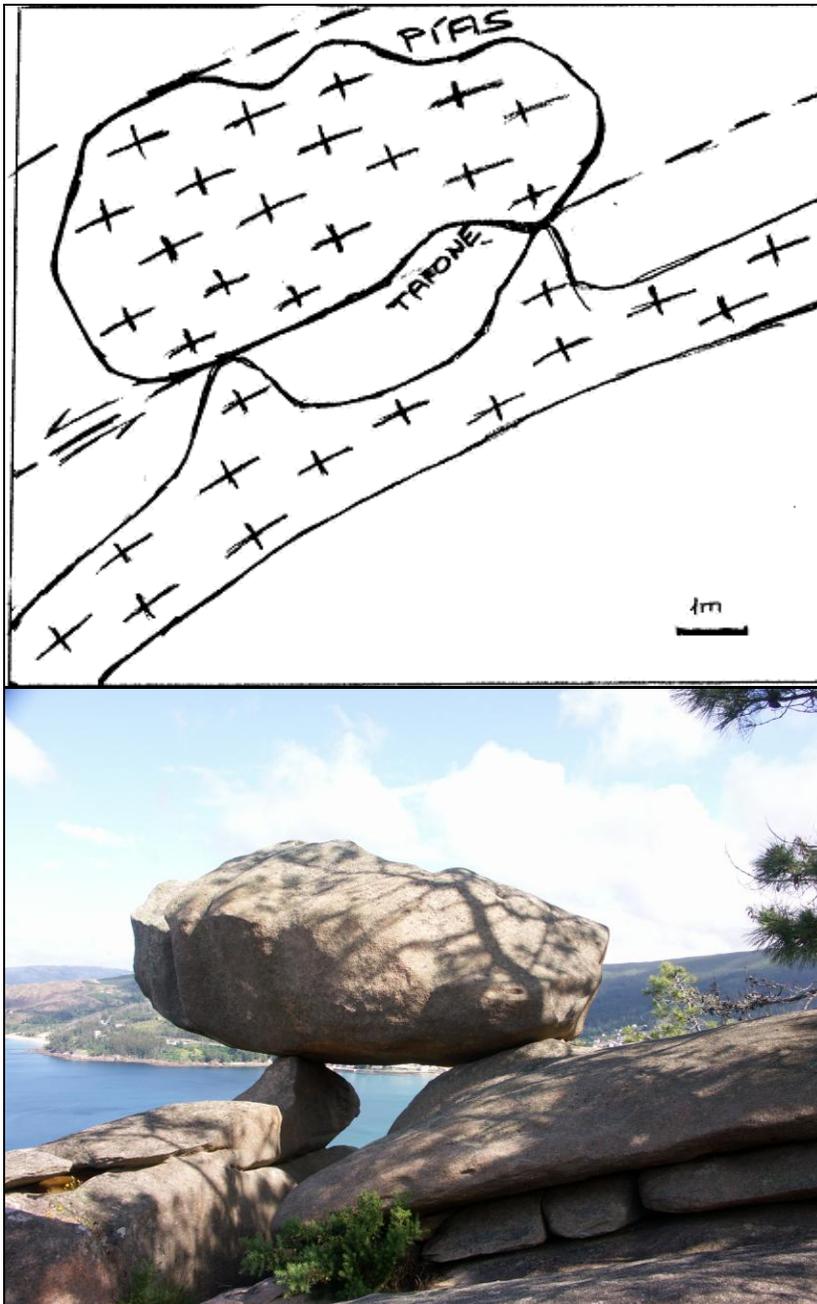


Fig.4.23. Evolución del relieve. Explicación en el texto

Debido a la fuerte pendiente del domo (Fig.4.24.) y posiblemente gracias a procesos de periglaciario de los episodios fríos del Pleistoceno (aunque no es necesario suponerlo, ya que los fenómenos gravitacionales junto con la pérdida de apoyos de los bloques, podría ser suficiente) los fragmentos son desplazados ladera abajo, con lo cual queda desmantelada una de las capas del domo rocoso. También procesos de fractura que se pueden suponer en las zonas de curvatura cercanas a las cúpulas de los domos podrían contribuir a este desmantelamiento.

A lo largo de la ladera se pueden apreciar muchas veces varios fenómenos de este tipo superpuestos (Fig.4.25.): una estructura *sheet* inferior casi intacta y sin alterar aún, por encima un conjunto de bloques con evidencias de ser antiguos *tafones* y *pías* en diversos estados de degradación, y en ciertas ocasiones bloques que han resistido, horadados por cavidades de ambos tipos. Estos bloques muchas veces están en equilibrio sobre apoyos muy precarios. Por encima restos de una antigua capa de *sheet* totalmente desmantelada atestiguada por una lámina o un bloque muy alterado.



Fig.4.24. Curvatura del domo con fuertes pendientes en la zona de Fonte Mateo.

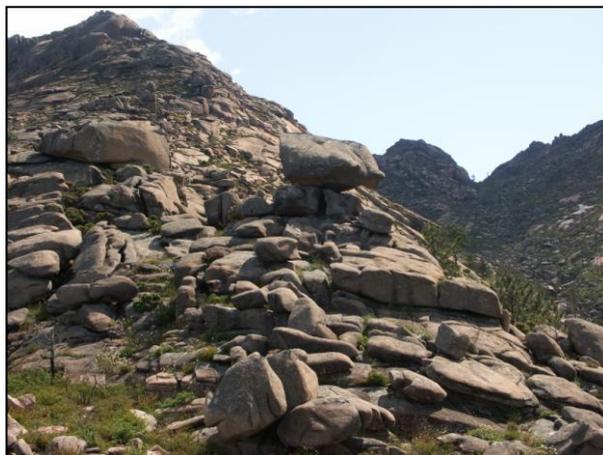


Fig.4.25. Evolución del relieve. Explicación en el texto

Estos procesos de liberación de formas y degradación de formas son el último estadio evolutivo de formas que habían quedado previamente impresas en la etapa magmática plástica, por tanto se puede decir que el propio macizo granítico lleva emparejado el germen de su propia destrucción. Los *tafoni* son pues el resultado de un proceso de micromodelado que juega un importante papel en la evolución de los relieves graníticos costeros no solo en *O Pindo* sino también en otros lugares como por ejemplo en las laderas de la península de *Monte Louro* (Rodríguez y Vidal Romani 1980, Vidal Romani et al, 1984).

Gill, Segnit, McNeil 1981 estiman que los procesos de tafonización causan el 10% de retroceso de la costa, vistos en *grauwackas* del S.E. de Australia. Pero concretamente para la zona gallega, de otra litología más resistente, el hecho es que es una costa bastante estable como lo prueba el hecho de encontrarse dunas de 300.000 años.

Por último mencionar que evidentemente no todas las estructuras *sheet* dan *tafoni*: muchas de ellas se encuentran como tales, bien en forma de aberturas por donde los agentes atmosféricos han empezado a actuar, bien como estados evolutivos previos (pseudoestratificación).

4.8. RASGOS MORFOLÓGICOS ACTUALES (Fig.4.26.a y b; Lámina 10; Anexo 5)

Los procesos geodinámicos actuales que ocurren en la zona son la fragmentación de bloques por el efecto helada o de seres vivos, la pérdida de apoyos de los mismos y el subsiguiente deslizamiento o vuelco ladera abajo produciendo su acumulación en los valles, fenómenos de abrasión marina y los de dinámica fluvial.

Podemos enumerar una serie de rasgos geomorfológicos actuales de interés relacionables con fenómenos actuales o pasados con la ayuda de las ortofotos:

* Si analizamos la forma de la playa de *O Pindo* (Fig.4.26.a círculo verde claro) (Lámina 10C y D) podemos deducir que "*A punta do Pindo*" actúa como un dique natural que permite la acumulación de arena casi perpendicularmente a la costa; al ser un lugar donde confluyen también tres "regos" importantes, funcionando como una especie de embudo donde se acumulan materiales traídos por las corrientes de agua y por ello en su fondo se crea una pequeña marisma (*gándara*)

* El estuario del *Xallas*, (Fig.4.26.a. círculo verde oscuro) una hipotética ría abortada como ya se ha comentado en capítulos anteriores, acoge una gran marmita turbillonar producto de la acción de la cascada de la desembocadura del *Xallas*. Esta cascada se ve como un fenómeno singular causado por la confluencia de tres factores: la alta resistencia de la roca granítica a la meteorización, la poca "abrasividad" de la corriente del *Xallas* y la circulación del agua por las fracturas curvas que ralentiza la erosión remontante del río *Xallas*.

* Aguas arriba el cauce del *Xallas* está fuertemente encajado hasta llegar al embalse. Son frecuentes en este tramo los *pot-holes* bien desarrollados y de tamaño considerable.

* Las direcciones de las *urnas* (cuevas marinas) en *Caneliñas* (Lámina 10F) en la zona norte del macizo son N-S (Fig.4.26.a. círculo rosado), igual que el sentido de alargamiento del macizo en general y de una de las direcciones de fractura importantes que impera en la zona. Se puede comprobar una vez más cómo la estructura controla la generación de formas, en este caso marinas. La costa es tipo "rasa" en la zona de *Panchés* o *Caldebarcos*, que corresponde con la zona más meridional del macizo (facies central).

* La tectónica y la meteorización determinan el comportamiento geomorfológico de los granitos. Las fracturas son uno de los rasgos más destacados de los mismos, que se traducen en escarpes o en valles de línea de fractura, donde drena la escorrentía, primero en canales de meteorización preferente y luego, una vez evacuadas las alteritas, en redes de fracturas, muchas veces ortogonales (Fig.5.26.b).

La denominada densidad de fracturación o número de fracturas por unidad de área, es un parámetro importante a la hora de evaluar el grado de meteorización y la resistencia del granito a la misma, pudiendo aportar contrastes morfológicos de unas zonas a otras. Si los sistemas de fracturación son aproximadamente del mismo ancho, los bloques serán más o menos cúbicos, mientras que si los sistemas son diferentes producirán bloques más prismáticos.

La meteorización aprovecha la fracturación para progresar de forma diferenciada en las zonas de mayor densidad de fracturación y posteriormente la acción erosiva debida a los cambios del nivel de base produce el relieve determinando los canales de drenaje actuales o valles de fractura.

Estos valles de fractura presentan en *O Pindo* direcciones preferentes N-S (*O Rego, Rego Caldeiros, Río Valdebois*) y E-W (*Rego Muíños, Rego do Pindo, Rego da Laxe*) (Fig.5.26.b).

La red fluvial un tanto reticulada, responde también a estas líneas de fractura N-S y NE-SO. Se observan una serie de codos en la misma que podrían significar fenómenos de captura de ríos como el caso del *Rego Botireiro* al Sur o el propio *Xallas*, como ya comentamos en capítulos anteriores.

La porosidad, medida subjetivamente por la presencia de fuentes (Lámina 10G), no es elevada, y las corrientes fluviales siguen cauces más o menos prefijados según las líneas de fractura, que ejercen un claro papel de control de la meteorización, al ser este granito poco poroso.

* Según *Barrera et al 1982*, la isla *Lobeira Norte* está constituida de granito de una mica y por tanto sería de la facies externa, y la *Lobería Sur* de granito de dos micas y por tanto de facies interna, si esto es así (datos que no están comprobados) se podrían deducir los contactos de las facies bajo el mar (Fig.5.26.a, línea roja).

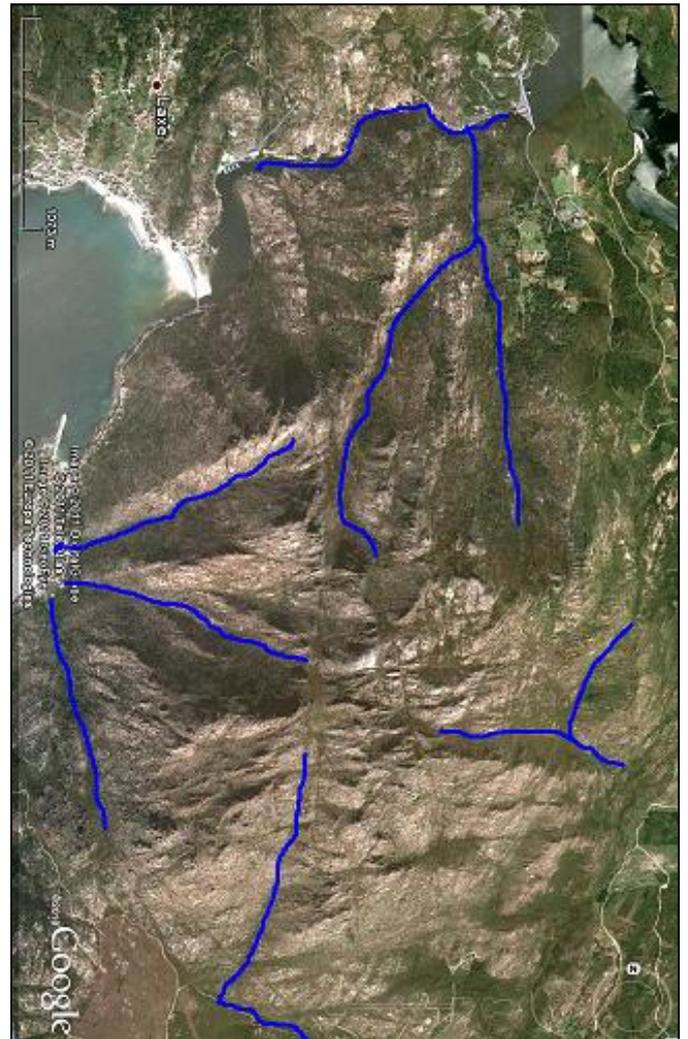
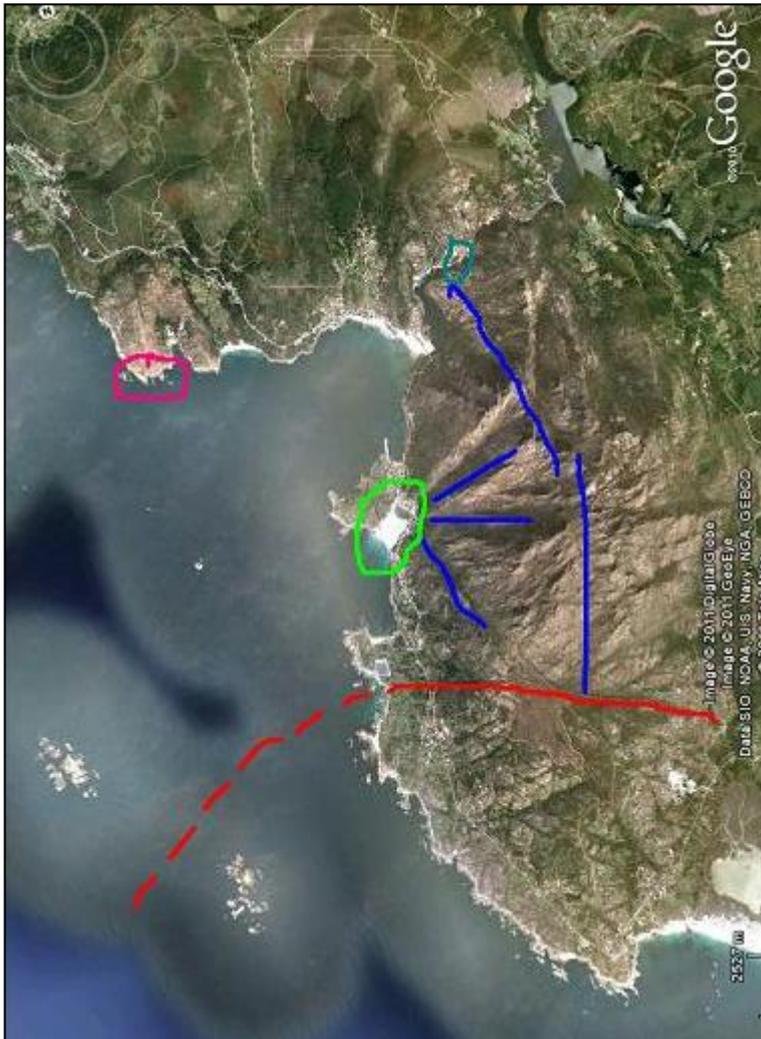
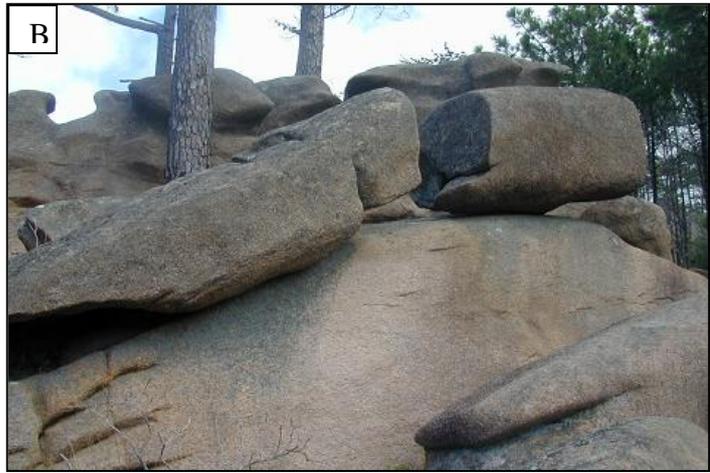
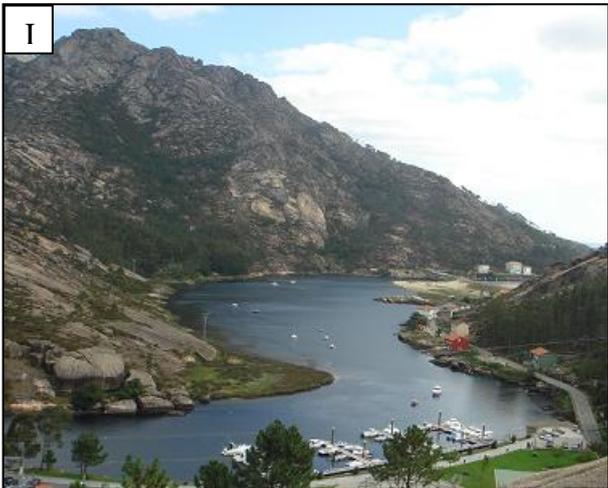
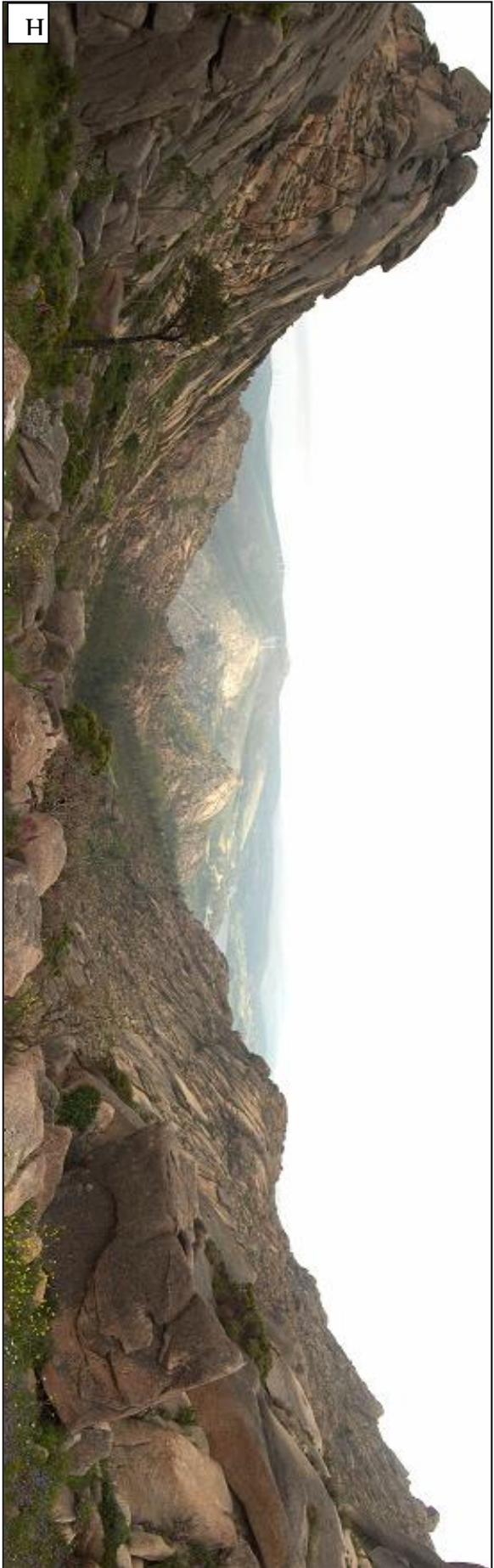
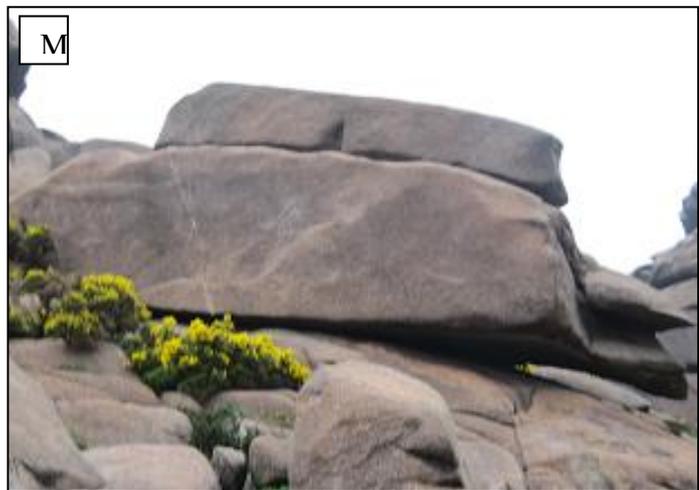
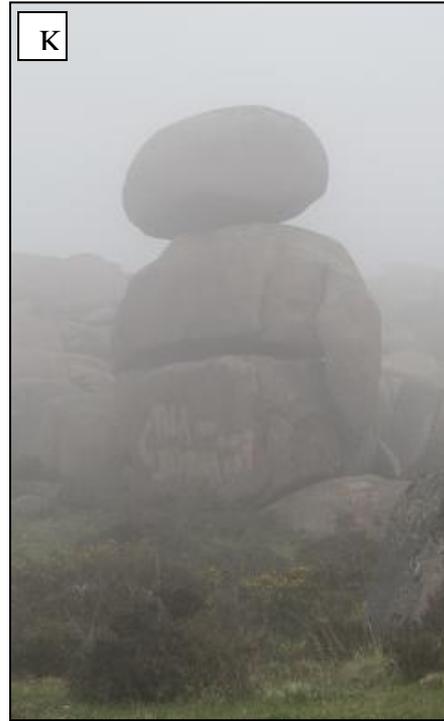
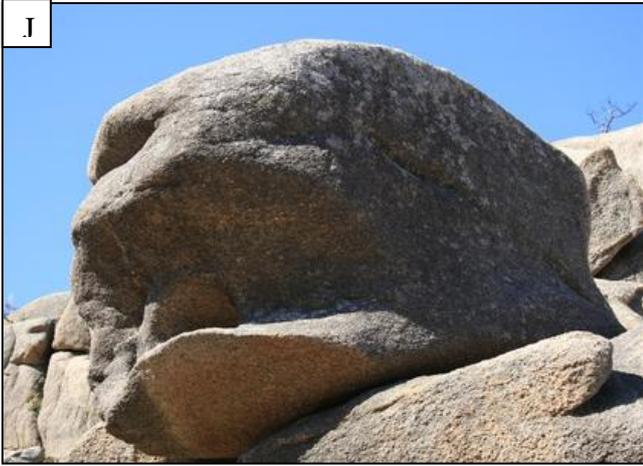


Fig.4.26.a y b Las fotos aéreas del macizo puede ayudar a destacar los rasgos geomorfológicos más destacados que se pueden apreciar en la actualidad en el macizo de O Pindo. Fuente Google.

LÁMINA 10







Explicación de la lámina 10, de izquierda a derecha y de abajo arriba:

A) Fragmentación del granito por efecto del hielo, en la zona de A Laxe.

B) Rotura de bloques que luego se deslizan y dejan el aspecto caótico a las laderas.

C) Playa de O Pindo.

D) Playa de O Pindo, islas Lobeiras y cabo Fisterra desde A Moa.

E) Marisma de Caldebarcos y Playa de Carnota.

F) Vista del stock de Caneliñas desde A Moa.

G) Fuente en A Laxe.

H) Valle del Peñafiel. Obsérvese que sigue la estructura sheet sinformal. Foto cortesía del prof. Vidal Romaní.

I) Estuario del Xallas. Foto cortesía del prof. Vidal Romaní.

J) Formas antropomórficas de O Pindo: O Berro.

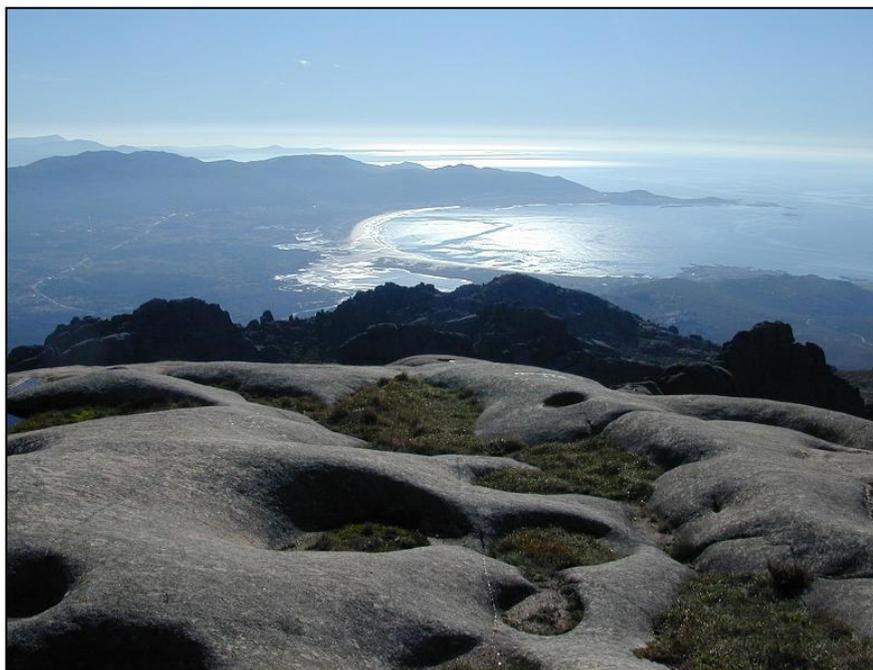
K) Formas antropomórficas: O guerreiro hierático.

L) Formas antropomórficas: Os namorados.

M) Formas antropomórficas: O gardián do Pindo.

CAPÍTULO V

RESULTADOS (I): *Tafoni* y *Pías* en O Pindo



5.1. Descripción de los tafoni de O Pindo y sus características distintivas (Lámina 1).

5.1.1. Definición, tamaño, forma y tipología.

Las cavidades que se desarrollan en el interior de las rocas a favor de planos de diaclasas en el macizo de *O Pindo* y que crecen en sentido antigraavitatorio son las cavidades tafónicas.

El tamaño de los *tafoni* en *O Pindo* es muy variado, aunque se encuentran la mayoría entre los 1 y 10 metros de apertura de cavidad en su dimensión más larga, que suele ser el ancho. Respecto a esto hay que decir que el tamaño máximo lo determinan los sistemas de discontinuidades del macizo rocoso. Experiencias de campo demuestran que los macizos muy masivos carentes de discontinuidades importantes dan pocas cavidades, al igual que los macizos excesivamente diaclasados, mientras que aquellos con amplias superficies de descamación o con sistemas de discontinuidades espaciados son capaces de originar gran cantidad y variedad de cavidades, si tienen condiciones para ello.

En la zona de *Fonte Mateo* se han visto formas tafónicas de las más pequeñas de las que tengamos noticia hasta la fecha y en estos casos se puede decir que cuanto más pequeño son los *tafoni*, más control ejerce la estructura sobre su morfología, por lo que nos encontramos en la zona referida una gran monotonía y repetición de formas.

También se observa una relación entre el tamaño del bloque con el tamaño del *tafone*, siendo los tamaños de bloque grandes los que dan los *tafoni* más grandes en términos absolutos. En términos relativos podemos encontrar bloques pequeños con cavidades grandes y bloques grandes que tan solo han tafonizado una pequeña parte y esto es debido a que cuanto más pequeño es el bloque, mayor número de contactos presenta en cuanto a concentración de carga y por tanto mayores probabilidades de tafonización.

Los tipos más frecuentes de *tafoni* en *O Pindo* son los *tafone-laja* cuando los planos *sheet* están muy juntos (hasta 1m) y los *tafoni-bloque* cuando están más separados. En ciertos casos no muy comunes una misma discontinuidad desarrolla dos cavidades tafónicas gemelas (Lámina 1A).

Son raros los *tafoni* laterales o de pared debido a que estos implican la formación previa de viseras y alerones, a la par de encontrarse en zonas más pendientes de la ladera, circunstancias ambas poco propicias para su conservación, tratándose de *tafoni* en estado evolutivo avanzado. Aún así se han encontrado algunos en *Ézaro* y otras también en la zona del faro de *Louro*.

Otra observación es que hay una tendencia general a que en una misma zona los *tafoni* que se dan sean del mismo tipo (principio de Parsimonia).

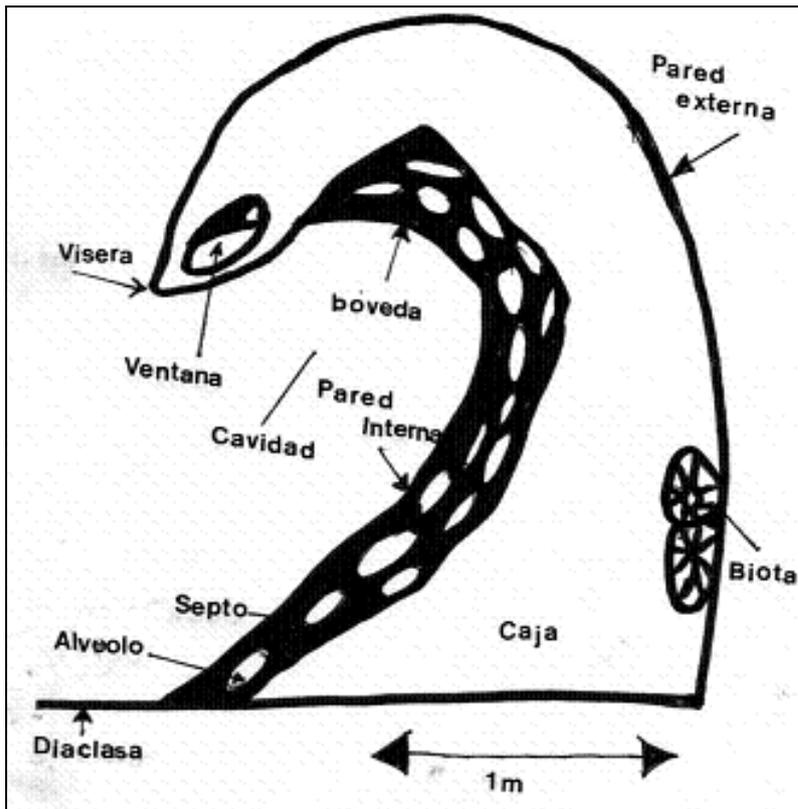


Fig.5.1. Características morfológicas de tafoni: Tamaño métrico, caja parcialmente destruida y colonizada frecuentemente por líquenes, interior abovedado con o sin viseras y ventanas, en muchos casos con alveolos y septos dando un diseño honeycomb.

Los tafoni de O Pindo presentan las siguientes características morfológicas (Fig.5.1.):

- * Presencia generalizada de *honeycomb* en muchos de los tafoni observados, al menos de forma incipiente, incluso en bloques pequeños o en la zona de los apoyos del bloque-caja del tafoni.
- * Algunos presentan espeleotemas (en Ézaro especialmente) que son de tipo pátina por goteo, característica que se puede considerar casi excepcional, ya que es una estructura poco corriente en tafoni. Algunos incluso invaden los alveolos de los *honeycombs* (Lámina 2L).
- * El mecanismo desagregativo que se observa suele ser el de placas, rara vez el de desintegración granular, lo que revela un avanzado estado evolutivo, como también lo atestiguan otras estructuras típicas de estas fases como las dobles ventanas, las ventanas troncocónicas que indicarían un gran desarrollo de *honeycomb* interno, viseras, *rills* o los grandes alvéolos en los *honeycombs*, incluso algunos muestran paredes planas debido al proceso de confluencia de alveolos. Tampoco es rara la presencia de algas verdes en alveolos grandes y bien desarrollados indicando una gran estabilidad.

* Una característica, aunque más secundaria, es que algunos presentan descamación por fuego en las paredes externas de la caja del *tafone*, lo que no es raro dado el gran número de incendios forestales que han afectado a la zona.

* No hay casos de *case hardening*, superficies endurecidas, pátinas o barnices.

*En aquellos *tafoni* todavía activos, su interior suele más claro que el exterior ya que los procesos de desagregación hacen que su superficie sea más fresca, también debido a esto, la parte interna es más rugosa en textura que la externa (Lámina 1D y E).

5.1.2. Evolución

La mayor parte de los *tafoni* observados en O Pindo están en estado avanzado de evolución, por lo que muchos se encuentran inactivos o seniles, esto es, han terminado o lo están haciendo ya, su ciclo, y permanecen inactivos durante años (Lámina 1B y C). La colonización por biota si bien es en algunos casos importante, no es total, por lo que todavía son observables procesos de desintegración en placas y en ciertos casos granular.

Es posible observar *tafoni* en distintos estados evolutivos en diversos lugares, que permiten deducir una secuencia de acontecimientos que van desde: *Tafone* cerrado → *tafone* con ventana → *Tafone* con baldaquino o alcoba (se deshace parte de la pared lateral) → *grotte* o *shelter* (*tafone* con grandes alcobas)

En cuando a los productos de meteorización no es frecuente observar en el campo grandes volúmenes de detritus en la base de los *tafoni*. En primer lugar los *tafoni* están ya bastante inactivos y por tanto los sedimentos ya habrían sido barridos por el viento, fenómeno que se vería intensificado por el efecto *Venturi*, ya que el viento, obligado a circular por conductos estrechos en la base de los *tafoni* se ve acelerado, evacuando con más efectividad los depósitos. Sí se observa alguna fracción fina tipo polvo o granos en las concavidades del *honeycomb* y base de *tafoni*; las placas no se conservan ya que están en estado bastante deleznable y se destruyen normalmente al caer al suelo.

Muchas veces ocurre que el vaciado interior de la cavidad no es percibido si no se tiene alguna evidencia externa que lo indique, siendo las más aparentes la presencia de ventanas, la formación de *pías* en la parte superior de los bloques, la existencia de planos basales suficientemente abiertos o la presencia de rocas adyacentes tafonizadas (Lámina 1F y G).

LÁMINA 1





Explicación de la lámina 1, de izquierda a derecha y de arriba abajo.

A) Cavidades tafónicas gemelas, en la zona de Fonte Mateo.

B) y C) En estas fotografías separadas en el tiempo unos 25 años (1985 izquierda -2010 derecha) se puede observar que el aspecto de las formas prácticamente es el mismo (no así la vegetación). En la ladera de Monte Louro.

D) y E) Evidencias de la madurez de un tafone: por fuera (izda) la presencia de ventanas y de rills, por dentro (dcha) la presencia de espeleotemas de ópalo, el gran desarrollo de alveolos internos, un gran vaciado de la cavidad y la colonización de organismos vivos. En Faro Louro.

F) Tafone en Monte Louro, observar el vaciado interior aunque por fuera no lo parezca. Obsérvese también el desarrollo de varias ventanas. En este caso se conserva la caja del tafone.

G) Otro tafoni más evolucionado con un baldaquino y ventanas. En Monte Louro.

5.1.3. Estructuras que aparecen en tafoni.

Se han sistematizado los diferentes tipos de estructuras que se pueden dar en los tafoni de O Pindo y que sirven en mayor o menor medida para caracterizarlos (Cuadro 1).

El bloque rocoso que acoge el tafone se le denomina "Caja del tafone" y en base a él se distinguen estructuras del interior, mixtas y del exterior; cuando el bloque desaparece o casi, ya en fases evolutivas finales, se habla de estructuras degradadas o relictas.

5.1.3.1. Estructuras del interior

Como resultado de la desagregación en el interior de los tafoni, la superficie interna es a veces homogénea y otras veces heterogénea con el desarrollo de cavidades de menores dimensiones (Vidal Romaní 2008) y otras estructuras, que pueden describirse como:

5.1.3.1.1. Concavidades pequeñas (centimétricas) denominadas también honeycomb o estructuras en panal (Fig.5.2.) (Lámina 2A)

Un resultado típico de la desintegración granular dentro de la cavidad tafónica es la formación pequeños espacios o huecos centimétricos (10-15cm de media) denominados alveolos, separados unos de otros por paredes o septos que se forman en el techo y paredes del tafone (Kejonen et al 1988; Neuendorf et al 2005) y que pueden llegar incluso a la zona de los apoyos del tafoni.

Por su aspecto celular se les ha llamado honeycomb o estructuras en panal.

Son cavidades tanto mayores cuanto mayor es el tamaño de grano de la roca siendo los tafoni más antiguos aquellos con los alveolos del honeycomb más grandes, fruto de la confluencia de los mismos.

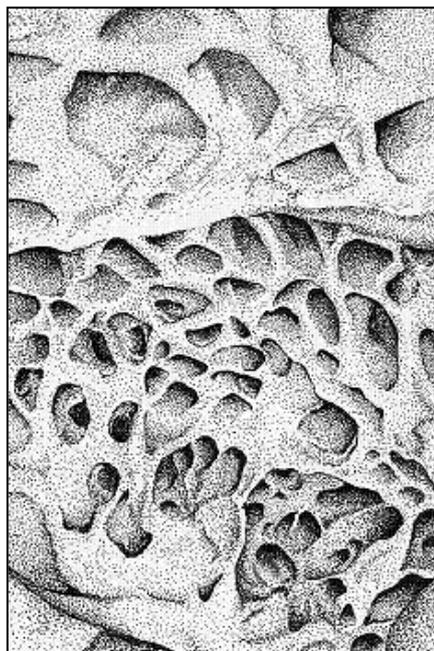


Fig.5.2. Diseño honeycomb, en A Natureza amenazada, 1989

Una variedad de este diseño lo constituyen las setas de pared u orejones, denominados también por *Leyton y Andrade 1987* alveolos cónicos (si su contorno es circular) o alveolos de corteza (sin su contorno es circular y con reborde), que puedan aparecer agrupados o no. También han sido descritos como originados por endurecimiento de costras o por ensanchamiento y profundización de grietas (*Carcavilla y Salazar, 2009*). Para otros autores (*Gómez Amelia, 1984*) las rugosidades resultantes del desgajamiento de cuerpos poligonales de paredes se constituyen en gérmenes de los alveolos.

5.1.3.1.2. Concavidades grandes (decimétricas) también denominadas estructuras festoneadas, scalloped, estructuras crenadas o de tipo gubiazos (Fig.5.3.)(Láminas 2B y 2C).

Son huellas cóncavas parecidas a las que ocurren en los conductos kársticos, más grandes que los alveolos y posiblemente deriven de los mismos por descomposición de los tabiques de las estructuras en panal y coalescencia de las celdillas que lo forman (Lámina 2D, 2E y 2K). Pueden terminar produciendo una pared plana sobre la que se podría volver a iniciar el proceso de alveolización (Ver también en las láminas 2K y 5A).

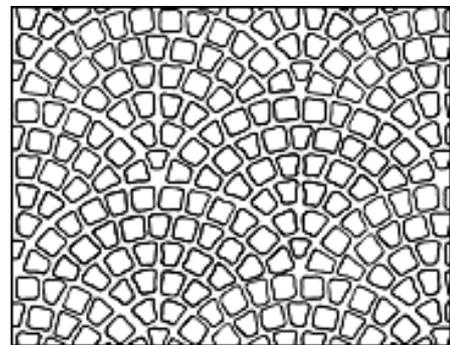


Fig.5.3. Diseño scalloped

5.1.3.1.3. Convexidades o estructuras mamelonadas, denominadas también mamillated structures, protuberancias o bosses (Fig.5.4.)(Lámina 2F)

Resultan ser relieves convexos de tamaño pequeño del orden de centímetros, producidos debido a irregularidades iniciales en la roca granítica.

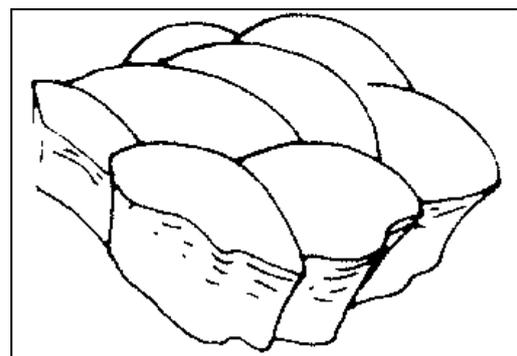


Fig.5.4. Diseño mamilar, según Twidale

5.1.3.1.4. Desagregación en placas, Flaking, exfoliación negativa, lajas de descamación o descamación interna y desagregación en grano (Fig.5.5. y 5.6.)

Las placas (Lámina 2G) que se producen en el interior del *tafone* con motivo de la desagregación pueden ser visibles especialmente en *tafoni* de elevados estados evolutivos. Estas placas suelen tener de entre 1-10mm de grosor, aunque pueden ser más gruesas, del orden 1-15cm, y para ellas se acuña el término *scaling*. La descamación puede ser a su vez *simple* o *múltiple*.

La desagregación en grano (Lámina 2H), de etapas menos avanzadas, comienza con la desagregación de un grano y luego el mecanismo se propaga centrífugamente a partir de él (Fig.5.6.).

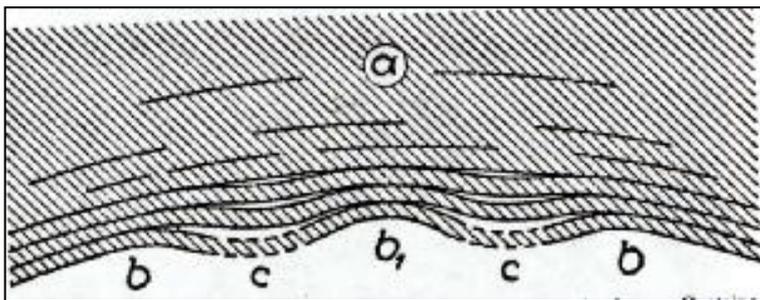


Fig.5.5.: Desagregación en placas, según Kvelberg y Popoff, 1938

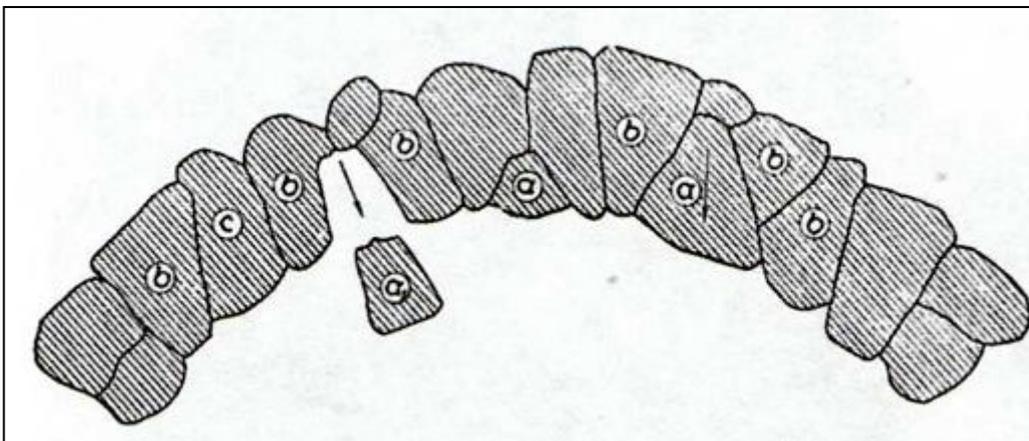


Fig.5.6. Desagregación en grano, según Kvelberg y Popoff, 1938

5.1.3.1.5. Nervaduras (Lámina 2I, 2J)

Son estructuras a modo de grandes tabiques que se forman por ahondamiento de los tabiques de los *honeycomb* y son tanto más pronunciadas cuanto más ha avanzado la meteorización en los mismos.

5.1.3.1.6 Espeleotemas (Lámina 2L y Lámina 3)

Son formas constructivas debidas a precipitaciones de sustancias como ópalo-A, sustancia amorfa procedente de la disolución de la sílice de los minerales del granito (hay por tanto relación directa entre el depósito y la composición de la roca madre), que posteriormente precipita en forma de hidrogel, que al perder agua adopta una forma clástica típica. Estos clastos a su vez pueden redisolverse y volver a precipitar en capas o escamas. La sílice puede ser incorporada a distintos organismos que la usan para fabricar sus caparazones o envueltas protectoras, tratándose entonces de un ópalo biogénico, mucho más fácil de disolver que el cuarzo (Lámina 3E y 3G).

Como minerales secundarios en los espeleotemas puede aparecer yeso en cristales idiomórficos, o incluso y más raramente calcita. La fuente del azufre que da origen al yeso es controvertida, especulándose con la idea de que sea orgánica, debido a la actividad de los diferentes biota.

Los espeleotemas suelen ser de pequeño tamaño pero de morfología diversa, habiéndose descrito formas ramosas, tubulares o pátinas. En *O Pindo* aparecen como costras tapizando el interior de *tafoni* o como goteos en el suelo de los mismos.

Los espeleotemas son estructuras porosas que absorben gran cantidad de agua, por lo que se convierten en sustratos adecuados donde vive un número nada despreciable de organismos (bacterias, cianobacterias, diatomeas, hifas fúngicas, poliquetos, protozoos) o de sus propágulos (esporas, quistes) (Lámina 3A, 3B, 3C, 3D, 3F).

Constituyen microhábitats periódicos y un tanto erráticos, donde la vida se desarrolla rápidamente en los intersticios del espeleotema durante periodos favorables de precipitaciones, pasando a constituir formas de resistencia en épocas más secas. Se puede decir por tanto que un rasgo representativo de los espeleotemas en cavidades graníticas es su relación directa con la actividad biológica.

Entre las estructuras que se pueden observar en los espeleotemas analizados están los canales de circulación del agua, los depósitos concéntricos de capas de ópalo, las estructuras porosas a modo de protuberancias y las estructuras orgánicas (quistes, placas, valvas...).

Entre los fenómenos observados destacamos la alteración del feldespato (Lámina 3I y 3J) por pérdida de Al y K, como revelan los análisis químicos efectuados (Lámina 3K y 3L).

5.1.3.2. Estructuras mixtas: Ventanas y Viseras

Las ventanas surgen en etapas más avanzadas de evolución cuando se produce la intersección entre la superficie interna del *tafone* y la externa del bloque en que se ha desarrollado. Presentan diversas morfologías en sección transversal:

- * Bisel (Lámina 4A): si la superficie interna y externa del *tafone* son paralelas pero algo desplazadas la una con respecto a la otra.
- * Troncocónica (Lámina 4B y 4C): si el avance de la desagregación se hace según los alveolos del *honeycomb* y la abertura externa es más pequeña que la interna.
- * Ojo de buey, cilíndrica o tubular (Lámina 4D): igual que el caso anterior pero ahora las aberturas interna y externa son del mismo tamaño.
- * Irregulares (Lámina 4E): más complejas, donde intervienen otros procesos como la coincidencia de un *tafone* con una *pía* en su bóveda. *Strini, Guglielmin y Hall 2008*, hablan de que el agrandamiento de *tafoni* destruye estructuras previas como *pías* o *pseudokarren*. Este fenómeno se ve especialmente desarrollado en las formas encontradas en *Fonte Mateo*.
- * Internas (Lámina 4F): las producidas en alveolos dentro del *tafone*.
- * Confluencia de ventanas y otro tipo de aberturas (Lámina 4G y 4H).

Cuando se derrumban en parte las paredes del *tafone*, se producen alerones y viseras muy característicos (Lámina 4I J).

5.1.3.3. Estructuras del exterior del bloque (haya o no *tafone*)

5.1.3.3.1. Punteaduras o meteorización alveolar (*stippel, pitting, plucking*) (Lámina 5C)

Afectan preferentemente a rocas de grano fino y podrían ser inicios de *pits* (Fig.5.7.); se desarrollan en superficies abiertas y son más pequeños que los alveolos (de 2-3cm de media). Son formas que podrían considerarse como un tránsito al *honeycomb* externo, ligados a ambientes marinos o salinos y a litologías de grano fino.

Según Vidal Romaní (comunicación personal) las alveolizaciones (*pitting*) que afectan a rocas de grano fino y que dan lugar a asociaciones de pequeños agujeros no deberían considerarse *tafoni*, por ser de menor tamaño (rara vez llegan al metro), por estar separados por estrechas e intrincadas paredes, por darse en el exterior de la roca y por asociarse casi invariablemente a la haloclastia. Para otros autores es un tipo de meteorización química diferencial en rocas con minerales que ofrecen distinta resistencia a la meteorización.

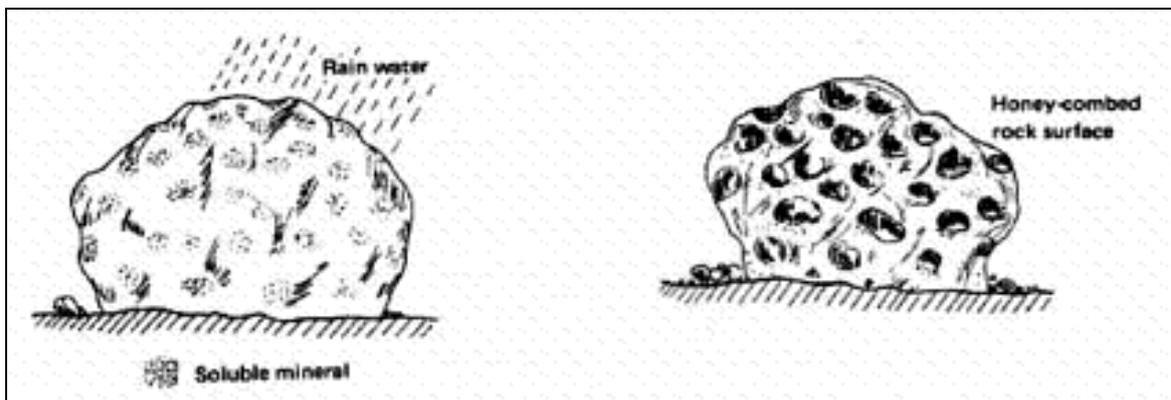


Fig.5.7. Formación de *pitting* (*honeycombed rock surface*). Observar que el término *honeycomb* está aplicado como adjetivo, no como sustantivo, término que podríamos traducir como "alveolizado". En *Advanced level geography*.

5.1.3.3.2. Honeycomb externo (Lámina 5D y 5D)

Es más pequeño que el interno y de aspecto reticulado, pudiendo ser considerado como una variedad del anterior. Para este tipo se ha acuñado el término *boxwork pattern*.

5.1.3.3.3. Descamación externa (Lámina 5F y 5G)

La aparición de escamas según algunos autores va unida a las oscilaciones térmicas, bien sean naturales o producidas por el hombre mediante fuegos (Gómez Amelia, 1984). Frecuentemente la acompaña una coloración característica.

5.1.3.3.4. Estructuras de erosión lineal (Lámina 5H)

Son los *rills* y los *grooves*, estructuras de erosión lineal a modo de regueros que se producen en las superficies expuestas a la intemperie por donde circula el agua de lluvia; a veces pueden confluir dando estructuras más o menos intrincadas.

5.1.3.3.5. Colonización por biota (Lámina 5I)

Los seres vivos pueden colonizar la superficie externa del *tafone* (y también la interna) siempre que existan condiciones de humedad y no presenten lugares preferentes por donde pueda transcurrir el agua (*rills*) o esté habiendo desagregación. Los tipos más frecuentes de seres vivos colonizantes son primariamente las algas verdes, líquenes y musgos, y posteriormente gramíneas y otros.

5.1.3.4. Estructuras degradadas o relictas (Lámina 5)

Son aquellas que aparecen en las últimas etapas de la evolución de los *tafoni*. Aquí juegan un papel importante no solo los procesos propios de descomposición de las formas como la desintegración granular o en capas, sino también procesos externos a ellos como los vuelcos, deslizamientos por gravedad o caída. Podemos citar las siguientes estructuras como propias de estas etapas:

- *Tafoni* secundarios: producidos por coalescencia de diferentes *tafoni* en la horizontal.
- Alteración columnar: producida por la coalescencia de *tafoni* en posición vertical.
- *Tooth structures*: alerones y viseras de *tafoni* agrandados y modelados por el agua.
- Baldaquinos o alcobas: aparecen cuando se derrumban las paredes laterales del *tafone*.
- *Grottes* o *Shelters*: son baldaquinos de grandes dimensiones.
- Formas esqueléticas: cuando sólo se adivina vagamente el *tafone*.
- Bloques caídos: vuelcos y desmoronamiento hasta la total destrucción del *tafone*.

Cuadro 1: Estructuras del tafone

1. Internas

- *Honeycomb*
- *Scalloped*
- *Mamillated*
- *Flaking/Scalling*
- Nervaduras
- Espeleotemas

2. Mixtas:

- Ventanas
- Viseras

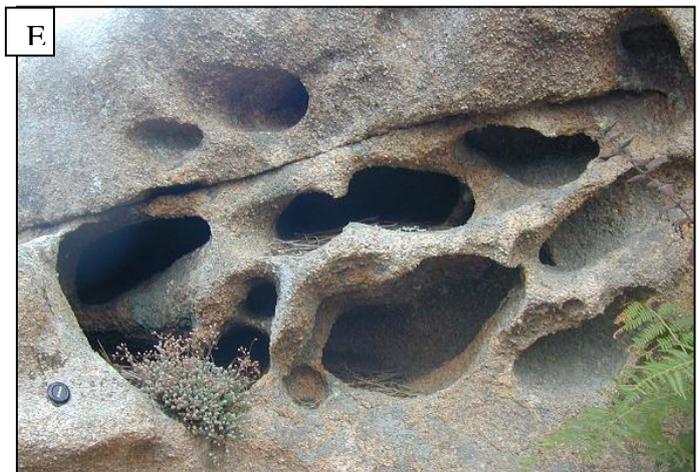
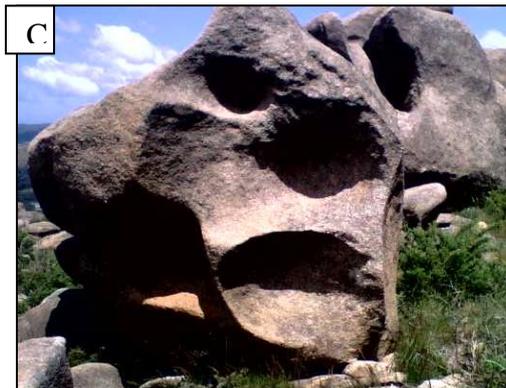
3. Externas

- *Pitting*
- *Boxwork pattern*
- Descamación
- Erosión lineal
- Erosión por biota

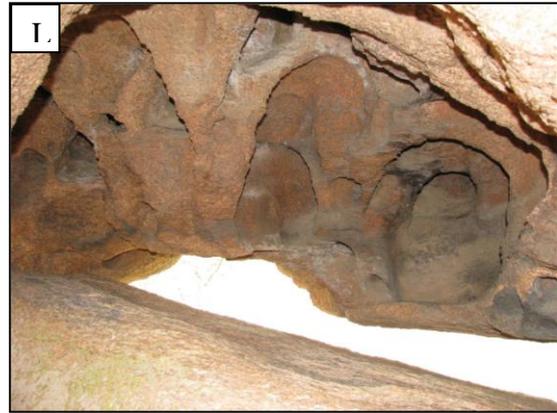
4. Relictas y degradadas

- *Tafoni secundarios*
- Alteración columnar
- *Tooth structures*
- Baldaquinos (alcobas) y *Grottes (Shelters)*
- Formas esqueléticas y bloques caídos

LÁMINA 2: Estructuras internas del tafone







Explicación de la lámina 2, de izquierda a derecha y de arriba abajo

A) Tafone métrico en las inmediaciones de la cascada del Xallas mostrando el diseño honeycomb.

B) Diseño Scalloped en Baroña.

C) Diseño Scalloped en Fonte Mateo.

D) Diseño de tránsito: Evolución a partir de honeycomb en Punta Pindo.

E) Diseño de tránsito en A Laxe.

F) Diseño tipo Mamillated en O Pindo. Tamaño centimétrico.

G) Desagregación en placas en Fonte Mateo. Alveolos decimétricos.

H) Desagregación en grano en Ézaro. Los granos son de unos 5mm diámetro.

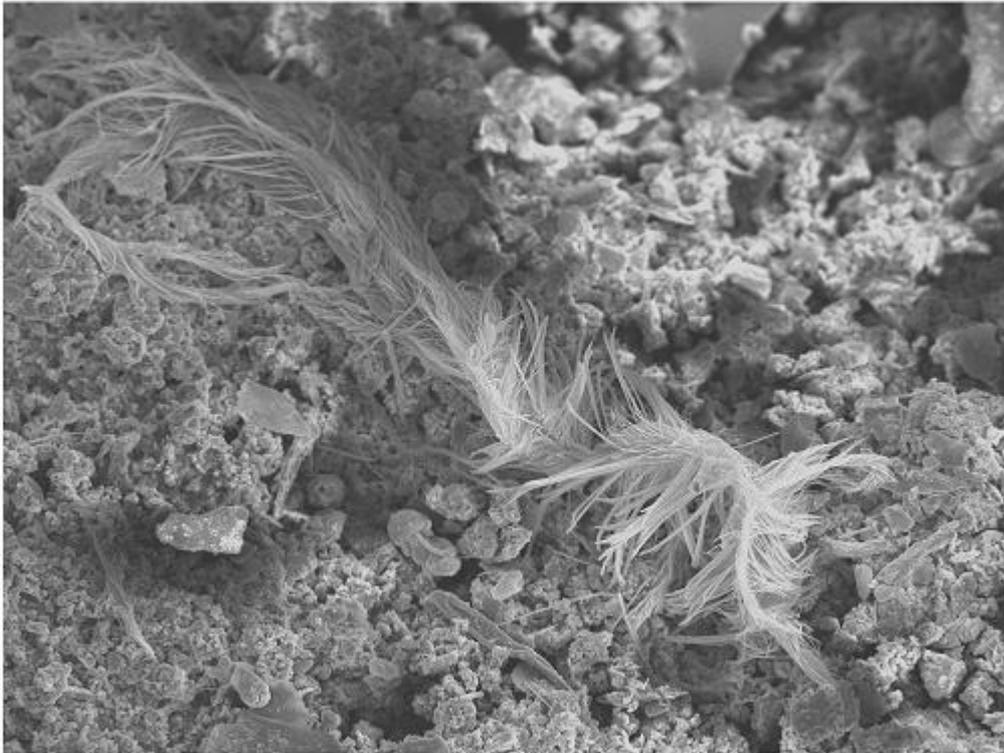
I) Nervaduras(junto con alveolos) en Ézaro. Tamaño 0'5m.

J) Nervaduras (junto con alveolos) en Ézaro. Alveolos decimétricos.

K) Diseñao de tTránsito en Monte Louro.

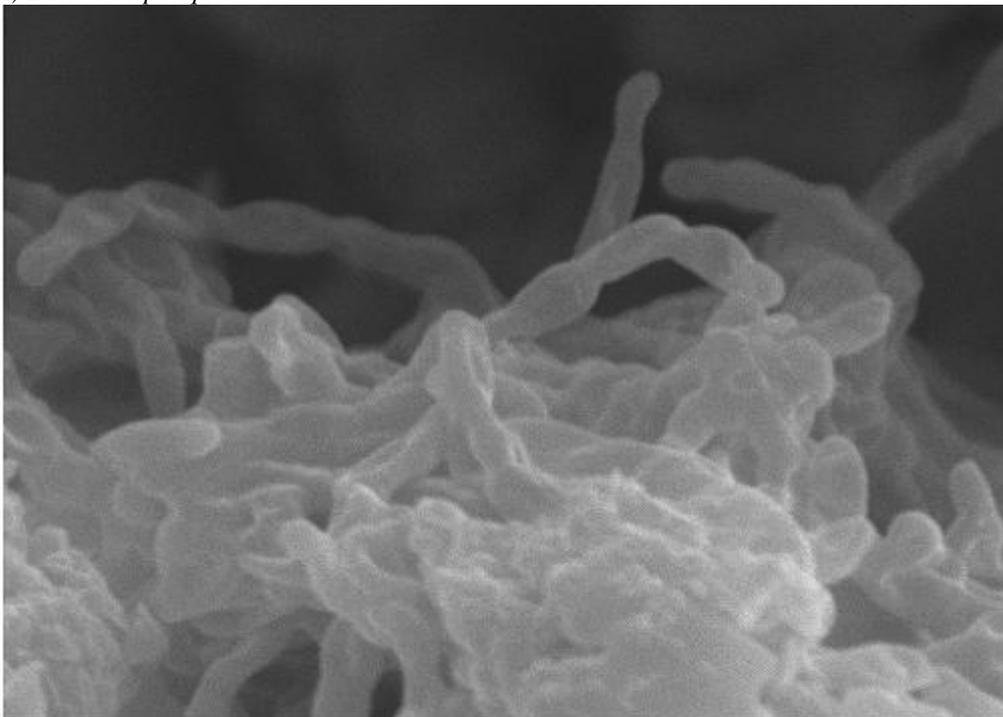
L) Espeleotemas de costa de ópalo en Ézaro.

LAMINA 3: Espeleotemas ramosos de unos pocos centímetros de largo, tomados a microscopía electrónica, obtenidos en la cueva de *A Trapa*, situada en la sierra del *Galiñeiro*, Sur de Vigo, cueva que está siendo considerada como la segunda cueva granítica de Europa.



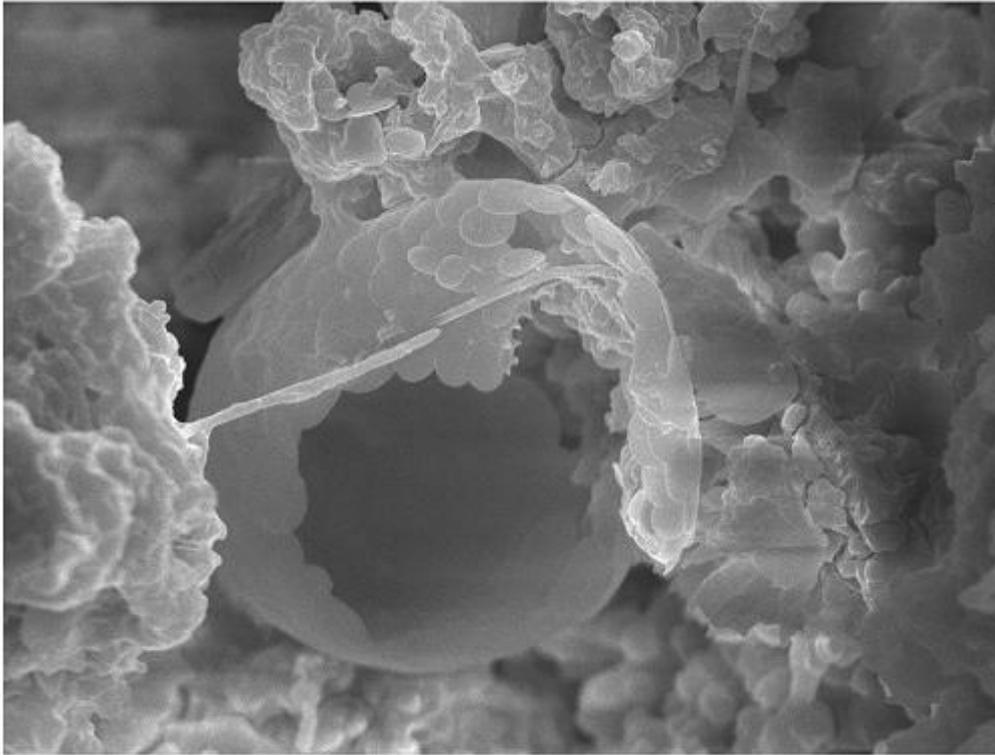
400µm

A) *Detalle de poliqueto*

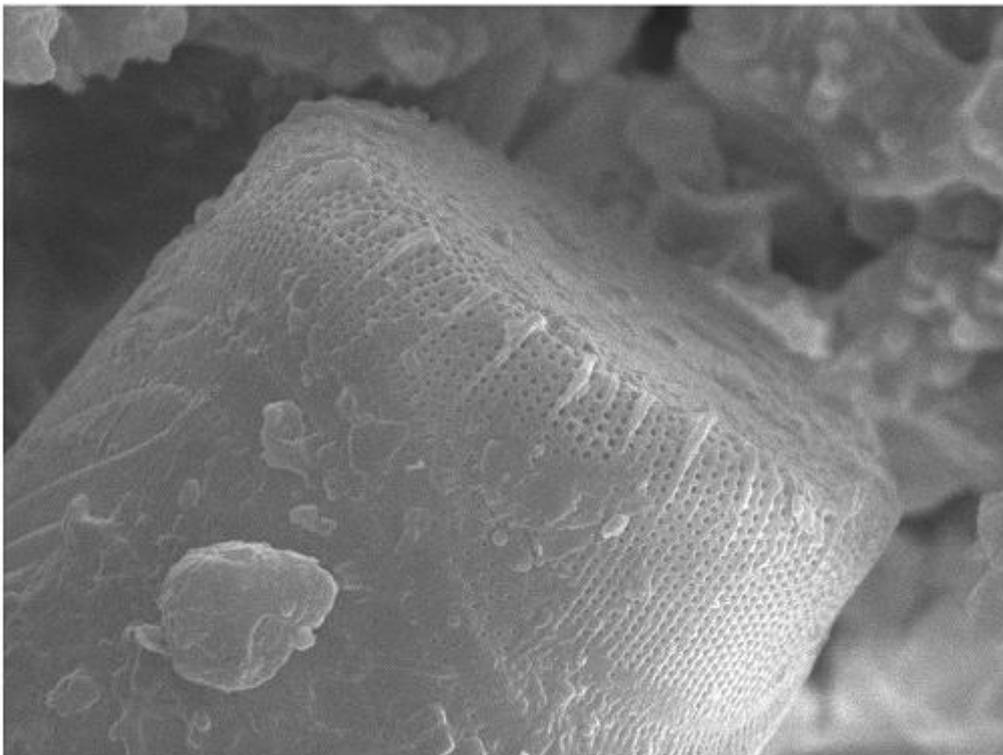


6µm

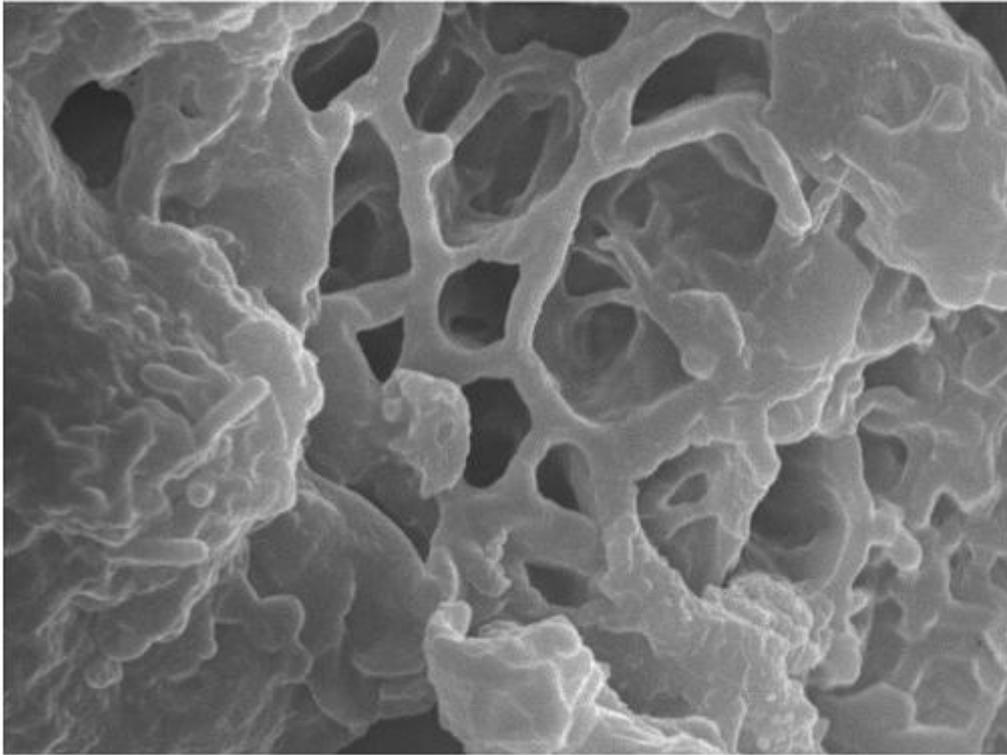
B) *Bacterias*



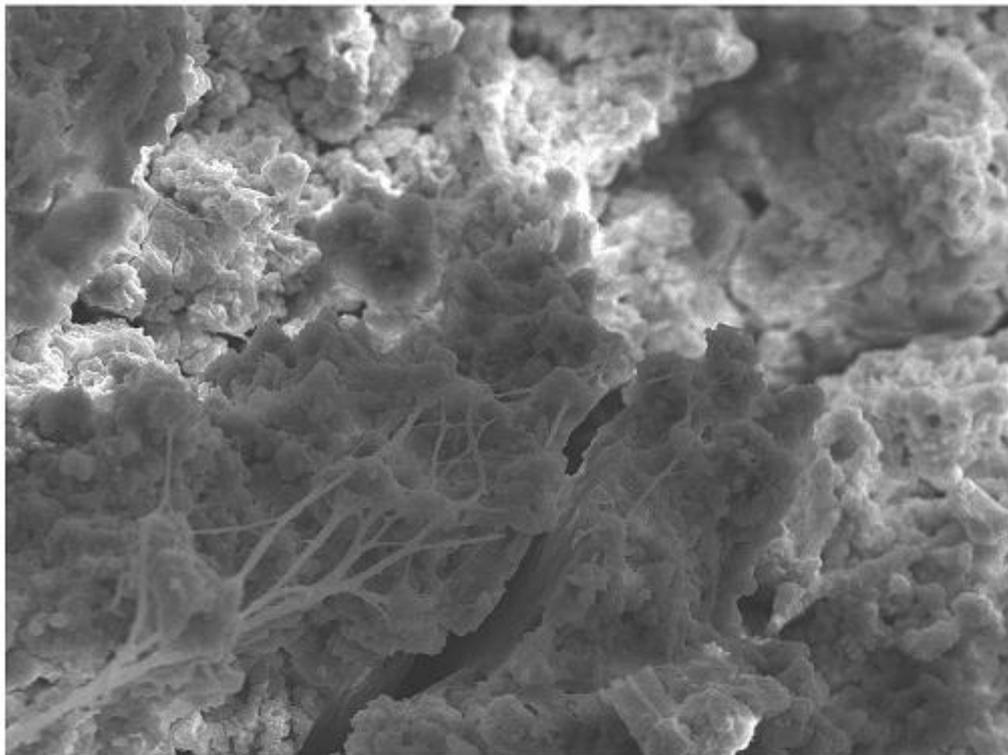
C) Quiste de protocista, forma de resistencia formada por placas



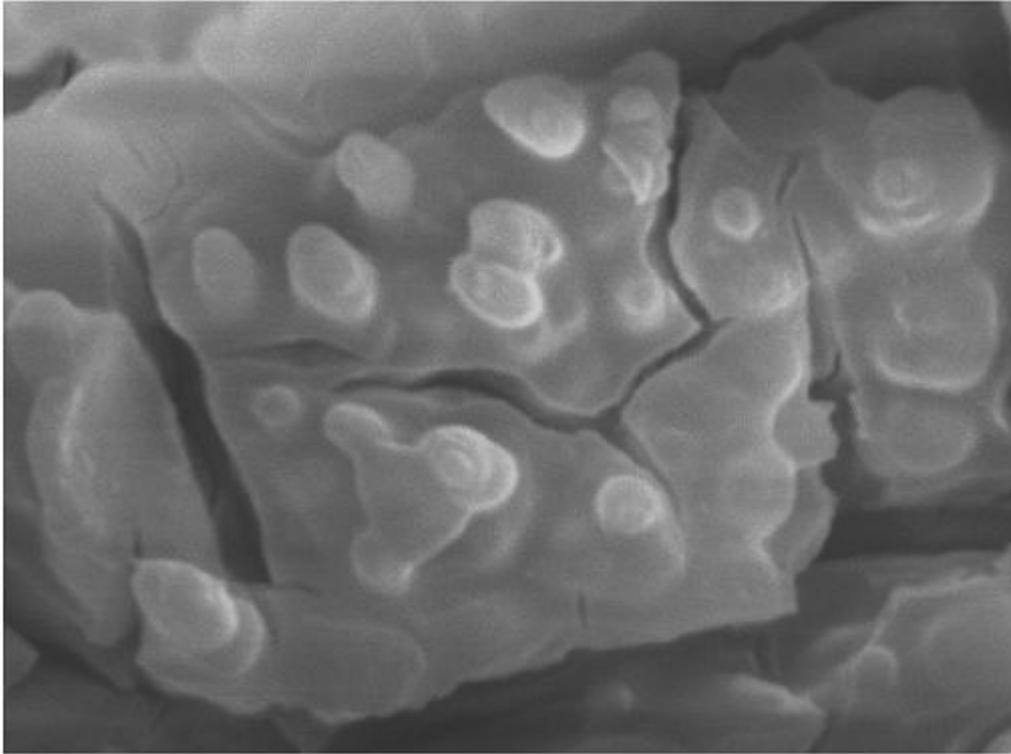
D) Detalle de la ornamentación de un frústulo de diatomea pennada



9 μ m
E) Canales de disolución del ópalo A

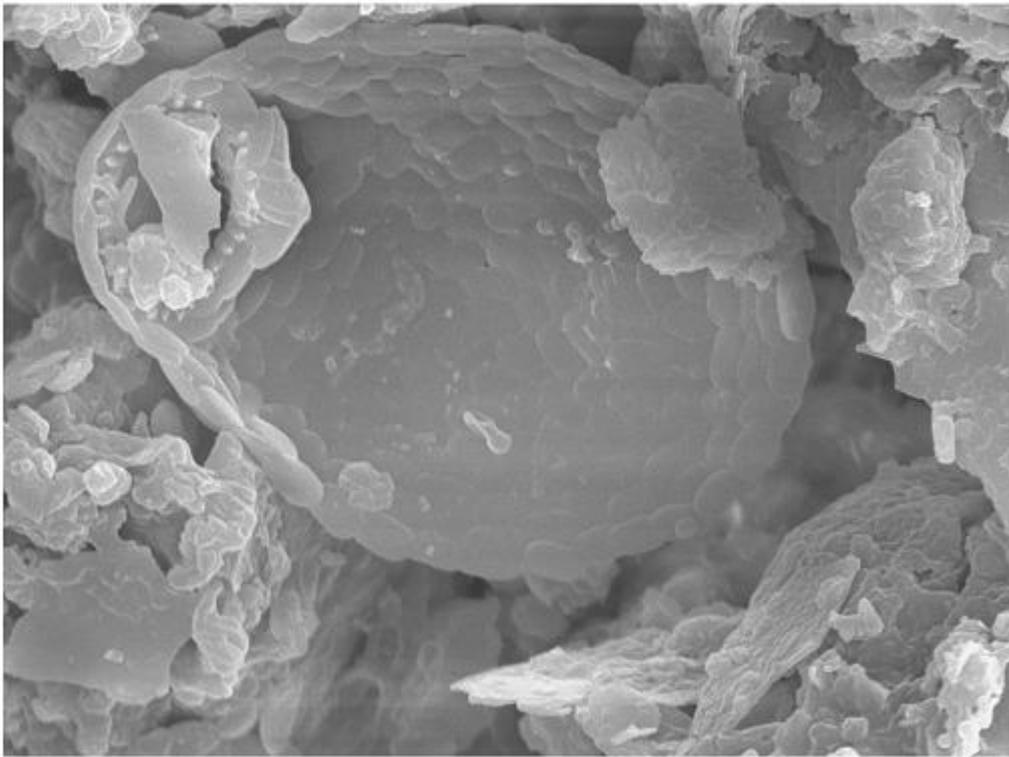


90 μ m
F) Hifas fúngicas en zonas porosas del espeleotema



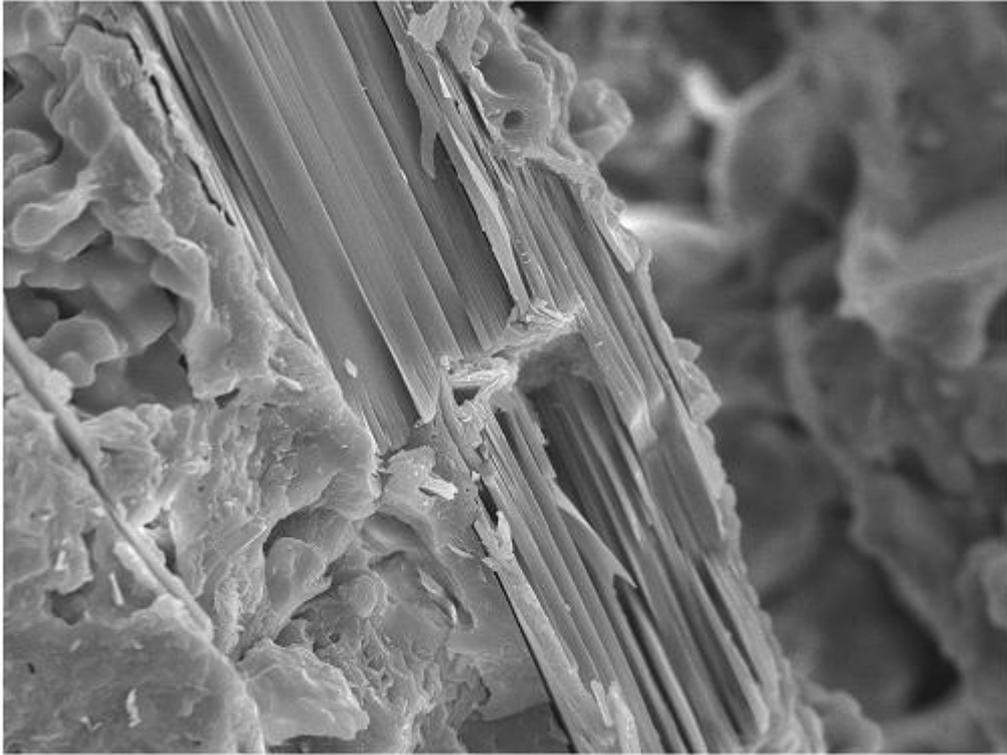
5 μ m

G) Grietas de desecación en el gel de sílice



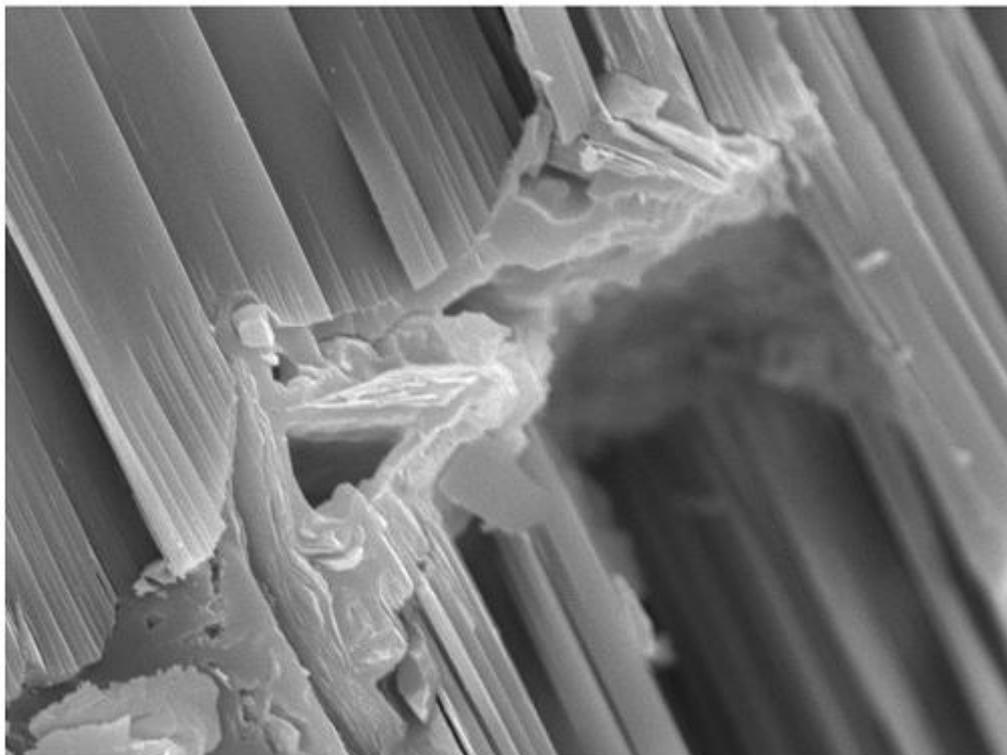
20 μ m

H) Protozoo



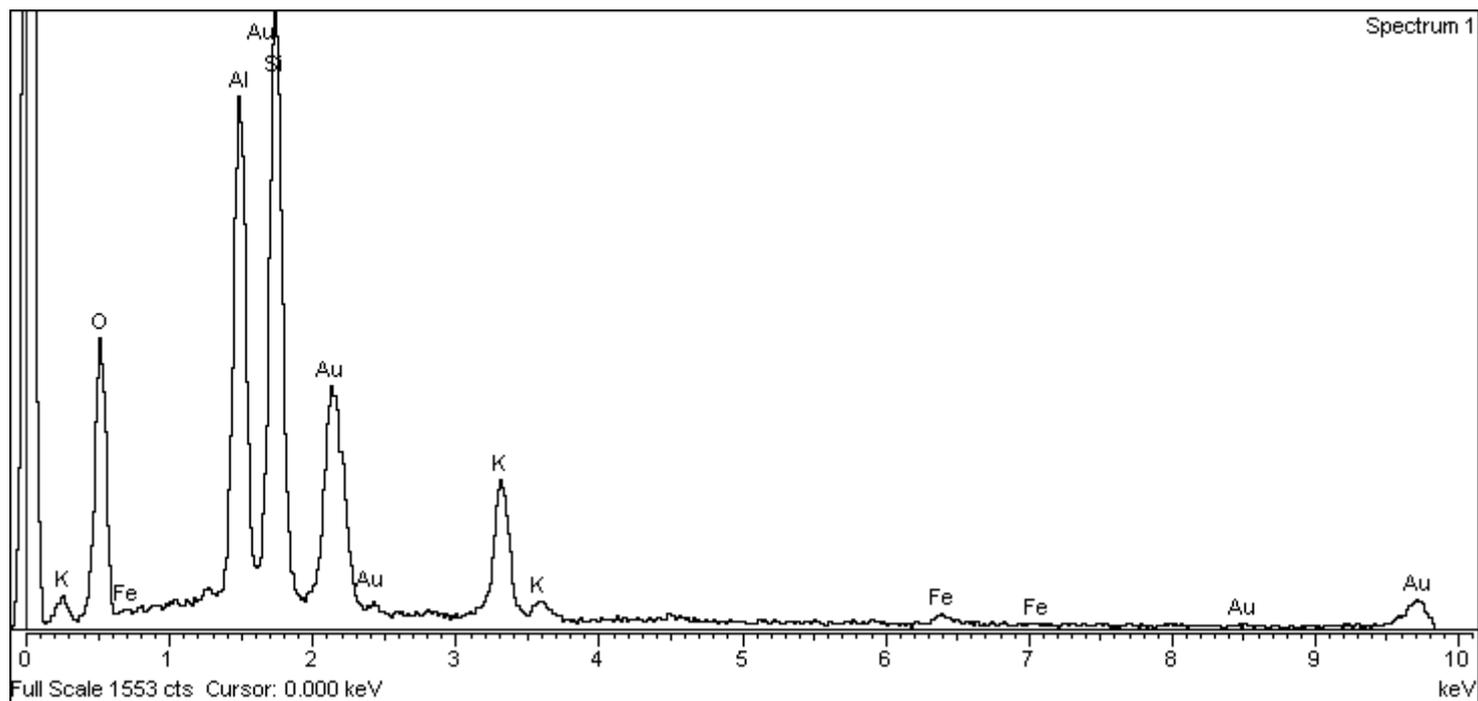
50 μ m

I) Detalle de la exfoliación de un feldespato

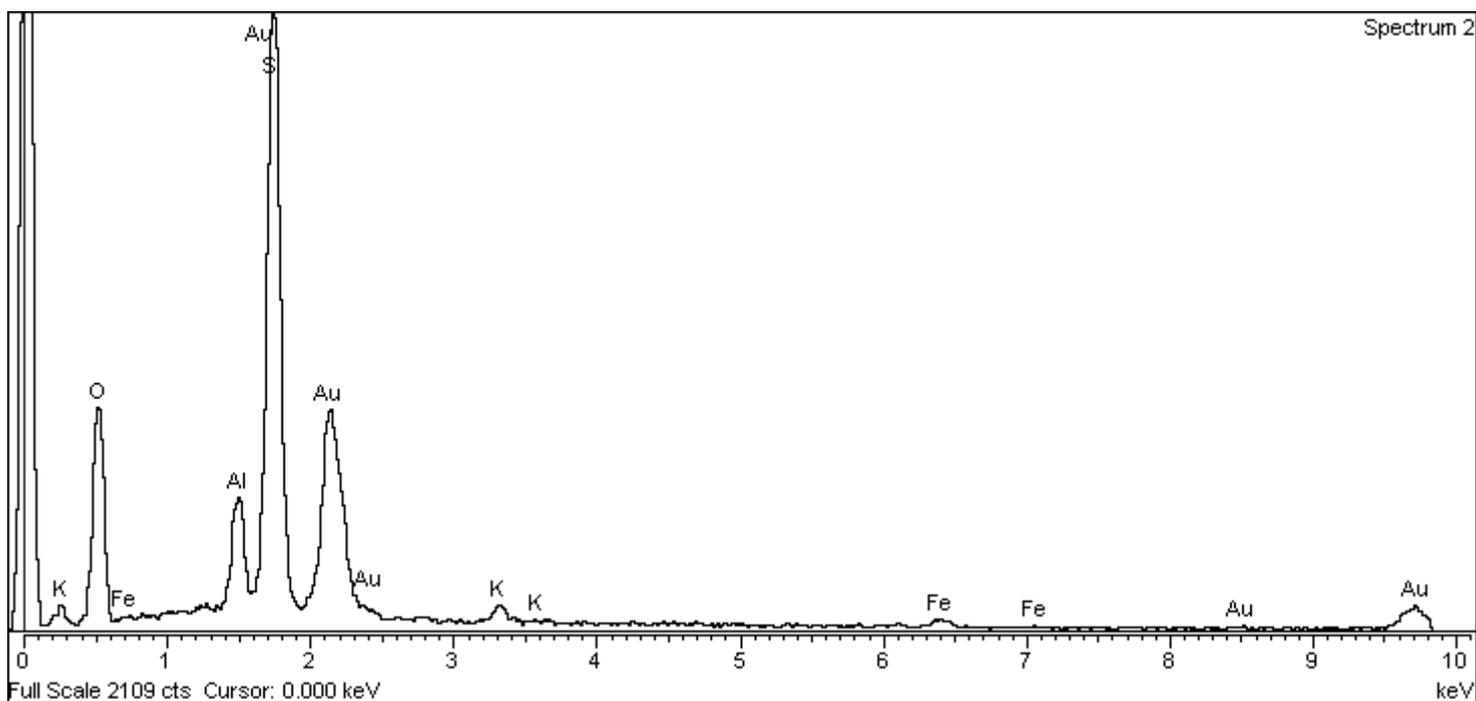


10 μ m

J) Detalle del canal de alteración del feldespato



K) Análisis químico del feldespato



L) Análisis químico del feldespato alterado: nótese la pérdida de Al y K.

LÁMINA 4: Ventanas y viseras



A) Ventana tipo bisel en Fonte Mateo



B) Ventana tipo troncocónico en O Pindo



C) Tipo troncocónico en O Pindo



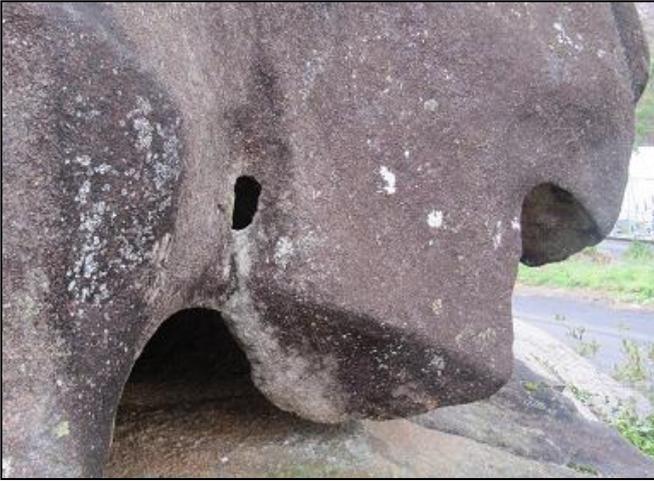
D) Tipo ojo de buey (30cm aprox.)



E) Tipo complejo en Fonte Mateo



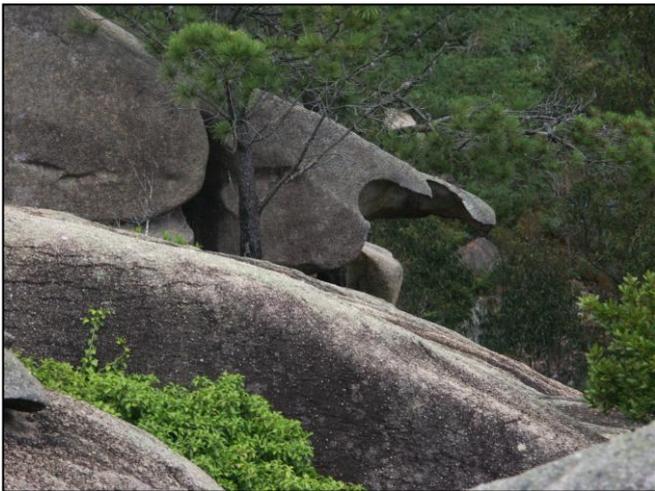
F) Tipo interno en Monte Louro



G) Ventana y apertura sin comunicar



H) Ventana y apertura comunicadas dando una especie de forma en cerradura.



I) Viseras en Ézaro

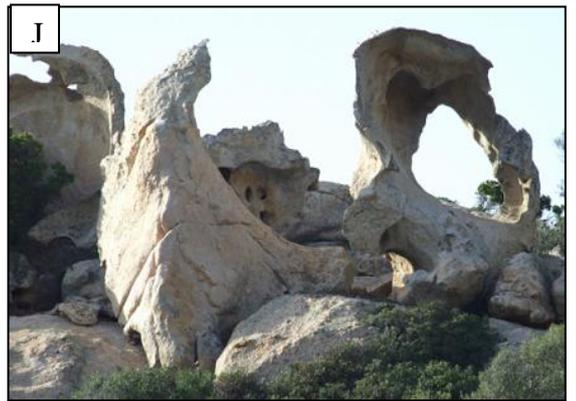


J) Viseras en Ézaro

LÁMINA 5



-- 1cm



Explicación de la lámina 5 de izquierda a derecha y de arriba abajo.

A) *Superficie de un tafone en Monte Louro: en ciertos tafone pueden desaparecer los tabiques del honeycomb y volver a ser una superficie única.*

B) *Alteración por el agua de alveolos en Punta Nariga.*

C) *Pitting en Baroña*

D) *Celdillas en esquistos cercanos al mar en A Guardia.*

E) *Celdillas centimétricas en pizarras en Viavélez (Asturias).*

F) *Descamación por fuego en Faro Lour.o*

G) *Descamación por fuego en Ézaro.*

H) *Rills en Ézaro.*

I) *Colonización por distintos tipos de biota en Punta Louro. Obsérvese también una cierta meteorización columnar" al confluir verticalmente tafoni. Y tafoni de segundo orden al confluir horizontalmente.*

J) *Restos tafónicos en Calvi, Italia. Foto tomada por J.Kuhle*

5.1.4. CLASIFICACIÓN DE TAFONI basada en tafoni de O Pindo

Un tafone se puede caracterizar morfológicamente por 3 dimensiones, que son el eje largo (B) normalmente el horizontal, el eje corto (A) normalmente la altura, y el eje transverso (C) que corresponde con la profundidad de la caverna, (Matsukura y Tanaka 2000). También hay que considerar el buzamiento α de la ladera (Fig.5.8.).

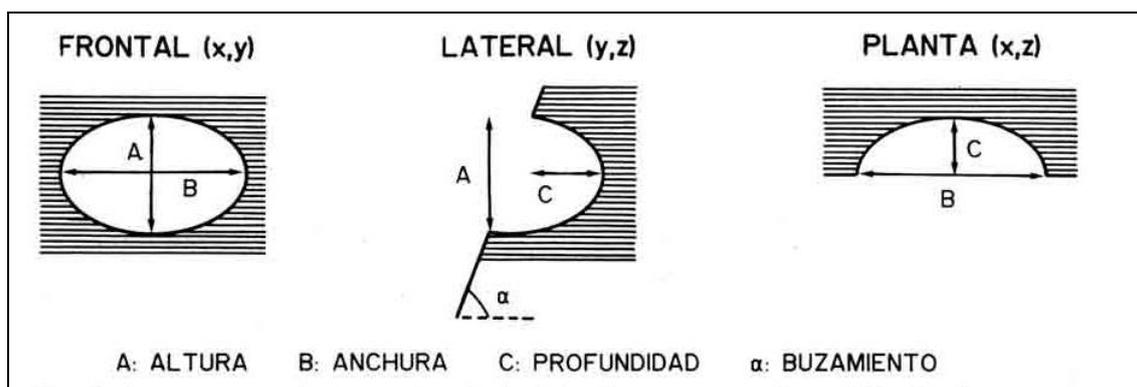


Fig.5.8. Parámetros relevantes en la clasificación de tafoni.

Estos 4 parámetros A, B, C y α son los empleados para hacer una clasificación de tafoni:

l) Si se tiene en cuenta lugar del del domo granítico (Fig.5.9.) donde se presentan los tafoni, podemos caracterizar genéticamente a los tafoni y situarlos espacialmente agrupándolos en las siguientes categorías:

- Si se encuentra cerca de la base del domo (ángulo oc de la fig.5.9. bajo o próximo a 0°) aparecerán tafoni típicos de la base de talud (ver también en Lámina 6A). En esta zona, a pie de escarpe también podrán estar presentes restos de tafoni y pías que han sido parcialmente destruidos (Fig.5.9.d) y Lámina 9Q.
- Si se encuentra en la zona de máxima curvatura del domo (suponiendo este hemisférico) (ángulo cob de la fig.5.9. próximo a 45°) aparecerán tafoni que se encuentren en los bloques desprendidos por deslizamiento (Lámina 6C y 6F). Si la pendiente es alta, casi verticalizada, aparecerán los tafoni de pared (Lámina 6H).
- Si se encuentra en zonas culminantes del domo (ángulo boa de la fig.5.9. próximo a 90°) aparecerán tafoni apicales (Lámina 6B) que incluso pueden llevar mamelones coronando la parte superior de los mismos (ver también lámina 1E del capítulo 6).

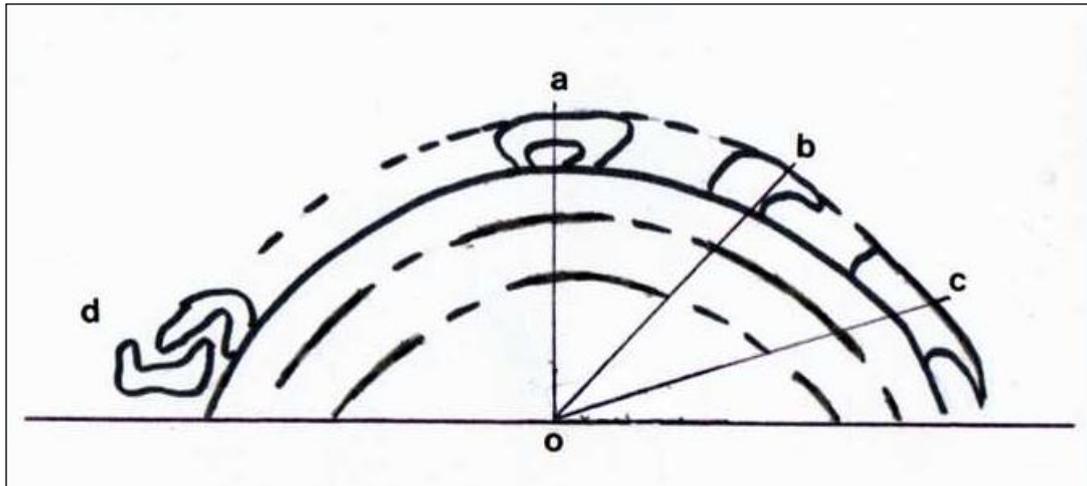


Fig.5.9. Posición de los tafoni en el domo. Explicación en el texto

II) Si tenemos ahora en cuenta la magnitud de los parámetros, podremos caracterizar morfológicamente a los *tafoni*. De los 3 parámetros que configuran la caja del *tafone*, A, B, C, es éste último es el más relevante ya que es el que hace referencia al trabajo realizado en la abertura del *tafoni*. Los otros dos vienen determinados inicialmente por la distancia entre los sistemas de diaclasado: B viene determinado por las diaclasas verticales y A por la distancia de los planos de *sheet*:

- Si $A \ll B$ se trata de un *tafone* en laja (Lámina 6F)
- Si $A=B$ (iguales o equivalentes) se trata de un *tafone* bloque (Lámina 6E)

Por otro lado si consideramos únicamente el parámetro C

- a) Su posición: si C es vertical estamos ante un *tafone* basal y si C es horizontal ante otro *lateral* o *de pared*, pudiendo existir todo un tránsito entre uno y otro (Lámina 6H).
- b) Su magnitud: un C pequeño indica *tafone* incipiente, un C grande indica un *tafone* bastante evolucionado y frecuentemente presentará *honeycomb* por tanto la dirección C es la que marca la dirección de desarrollo del *honeycomb*.

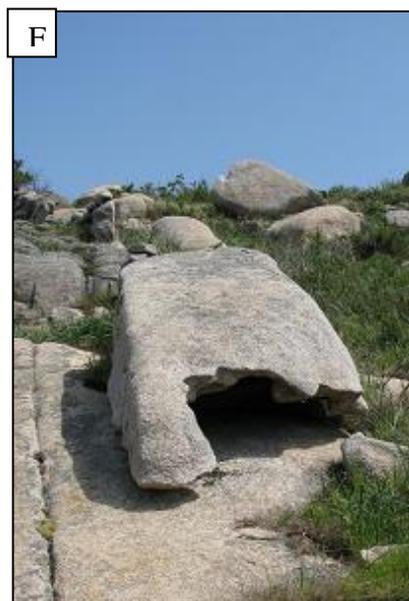
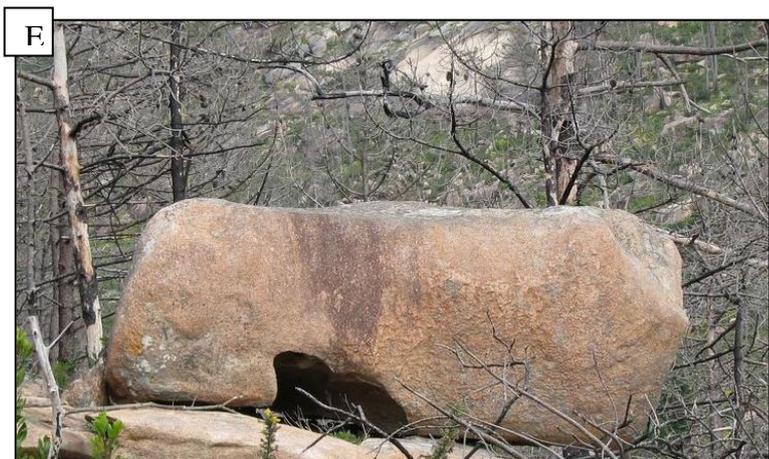
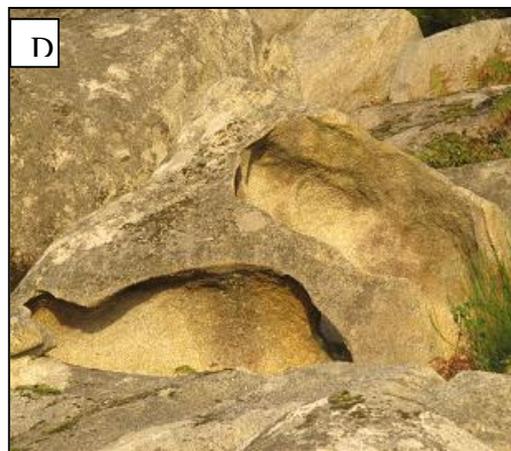
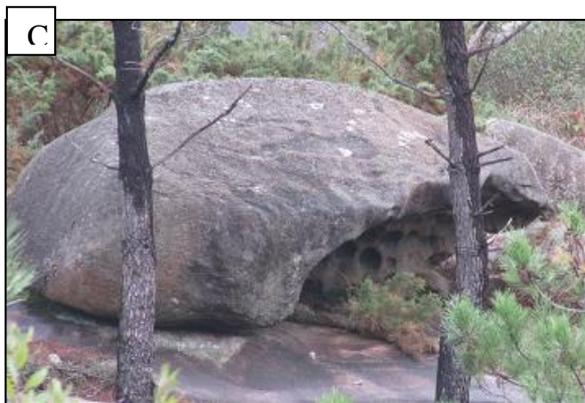
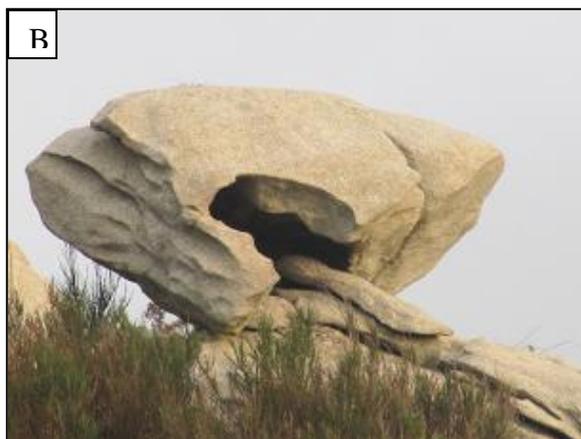
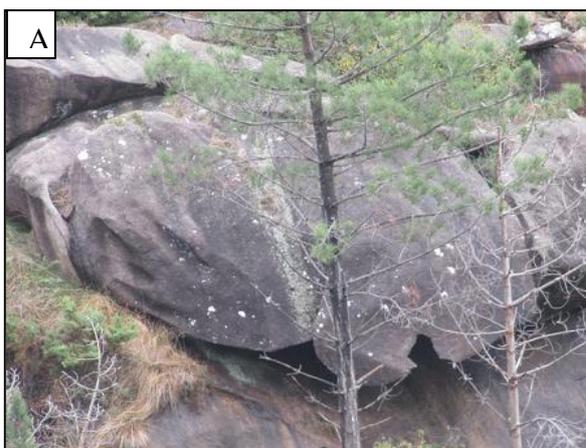
Si se consideran los tres parámetros A, B, C juntos (caja del *tafone*) entonces se puede hablar de los siguientes tipos morfológicos:

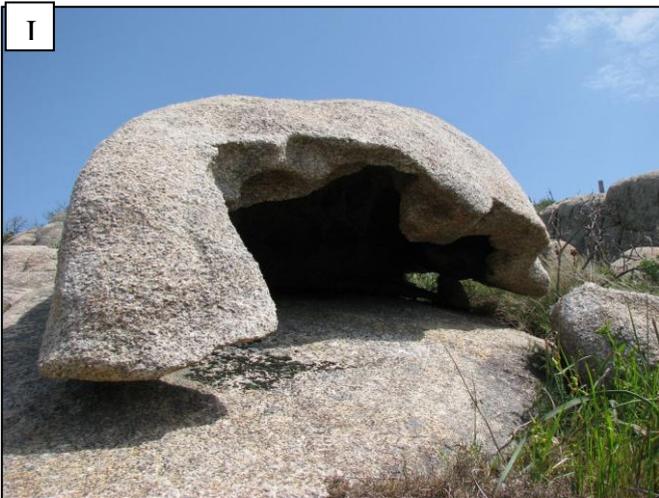
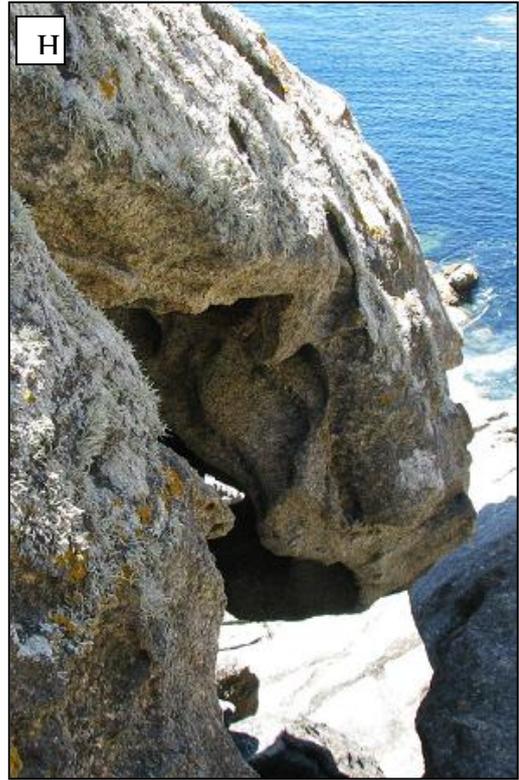
- * De fondo hemisférico: $A=B=C$
- * De fondo plano: $C \ll A=B$
- * Huecos en roca: $A=B \ll C$

III) Como casos morfológicos particulares se pueden considerar *tafoni* pequeños desarrollados en bloques grandes y por tanto con *honeycomb* pequeño y mal desarrollado (Lámina 6E), *tafoni* grandes desarrollados en bloques pequeños generalmente con *honeycomb* bien desarrollado (Lámina 6G) y *tafone* con *honeycomb* más o menos desarrollado en proporción con la dimensión del bloque, que pueden tener morfología en caparazón de tortuga (Lámina 6F y 6I).

Estas observaciones se pueden relacionar con los recintos de plastificación según la teoría de la concentración de cargas, ya que los bloques de pequeñas dimensiones tienen más puntos de contacto y por tanto crearán un mayor número de recintos lacunares, mientras que los bloques más grandes, con menores puntos de contacto con bloques vecinos no lo harán, por lo que el proceso desagregativo no logrará formar un gran *tafone*.

LÁMINA 6





Explicación de la lámina 6, de izquierda a derecha y de abajo arriba

A) Tafone situado próximo a la base de talud en Ézaro.

B) Tafone situado en las zonas apicales.

C) Tafone situado en las partes medias del domo, en zona de poca pendiente, en Ézaro.

D) Bloque tafónico roto, desprendido y caído.

E) Tafone-bloque en Fonte Mateo. Obsérvese un tafone pequeño en un bloque grande.

F) Tafone-laja en As Curras situado a media pendiente en el domo.

G) Tafone grande en un bloque pequeño en un tafone basal en Fonte Mateo.

H) Tafone lateral desarrollado en una pared subvertical en el granito del castro de Baroña, siendo estos de pared los que muestran un mayor desarrollo evolutivo, por ser más costoso su desarrollo y por necesitar la formación previa de un alerón o visera, que son imprescindibles para que se desarrolle un tafone lateral (según Mainguet, 1972).

I) Caparazón de tortuga en As Curras.

J) Tafone-bloque en Ézaro, con desarrollo de honeycomb.

5.1.5. Ocurrencia: *distribución de tafoni en O Pindo*

Los *tafoni* de *O Pindo* por su posición actual nos revelan antiguos niveles de abrasión marina (Fig.5.11.), ya que pensamos que este agente ha sido capaz de dejarlos en la disposición caótica que presentan en la actualidad. Esta observación viene corroborada por su distribución espacial: en *O Pindo* se pueden considerar hasta 4 zonas de distribución de *tafoni* en la vertical con ocurrencia desigual (Fig.5.10.):

1. Los que están en la línea marina actual (azul): son pocos, residuales y bastante erosionados. Difíciles de observar debido al régimen de mareas de la zona.

2. Los que están desde unos 20-40m hasta los 40-60m de altura (rojo), que corresponde con la máxima línea de subida del mar en el Pleistoceno: son los mejor conservados y los más abundantes.

En la ladera del *Ézaro*, *Pindo* y *Quilmas* a una altura de entre 20 y 40m y llegando hasta unos 60m se observan los *tafoni* más grandes y desarrollados, con frecuentes alveolizaciones internas. Estas zonas han estado expuestas a la geodinámica marina, que ha podido ir liberando las formas. Los domos presentan exfoliación con ángulo de buzamiento adecuado hacia la ladera marina.

En *Monte Louro* también ocurre algo parecido donde los más abundantes se encuentran a esta altura.

3. En la franja comprendida entre los 60 y 200m, (verde) se han visto algunos ligados a estados de degradación de las estructuras de descamación del domo.

4. A partir de los 200m y hasta los 600m (amarillo) son prácticamente inexistentes.

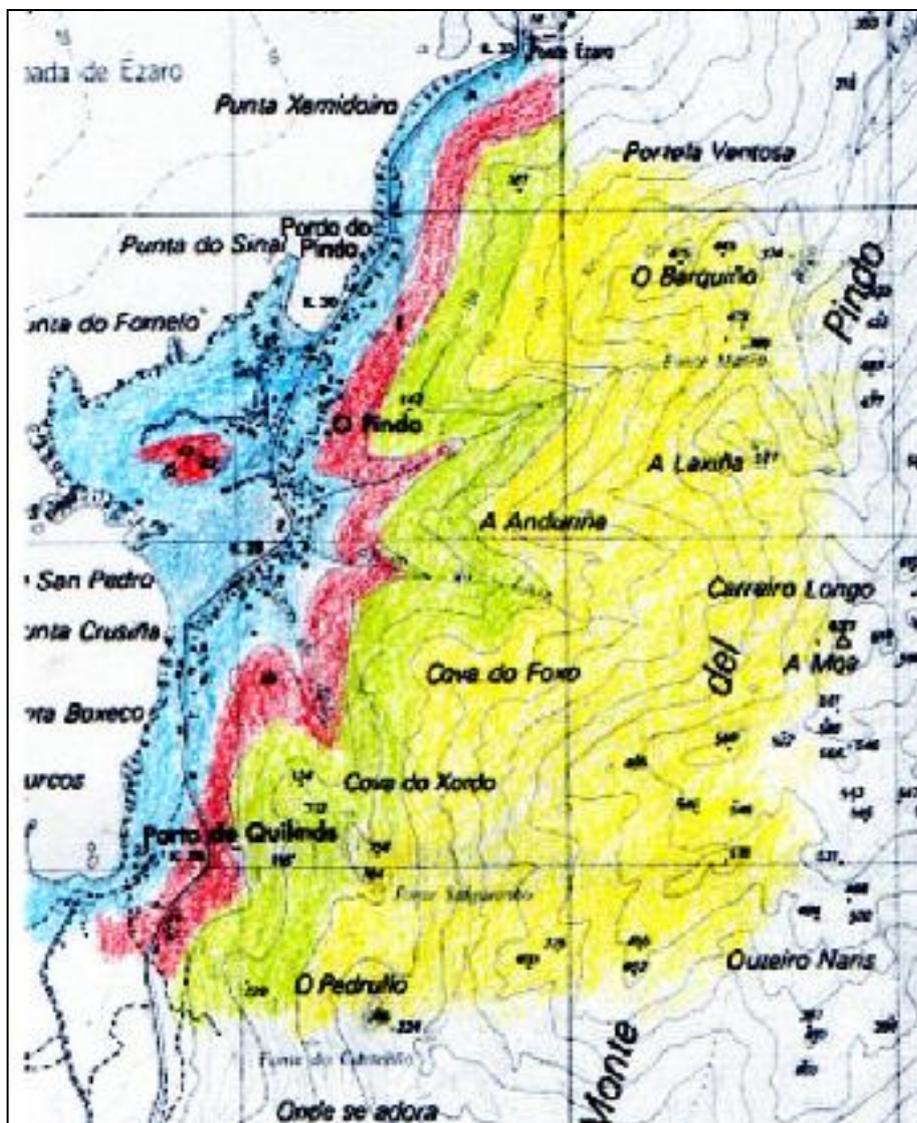
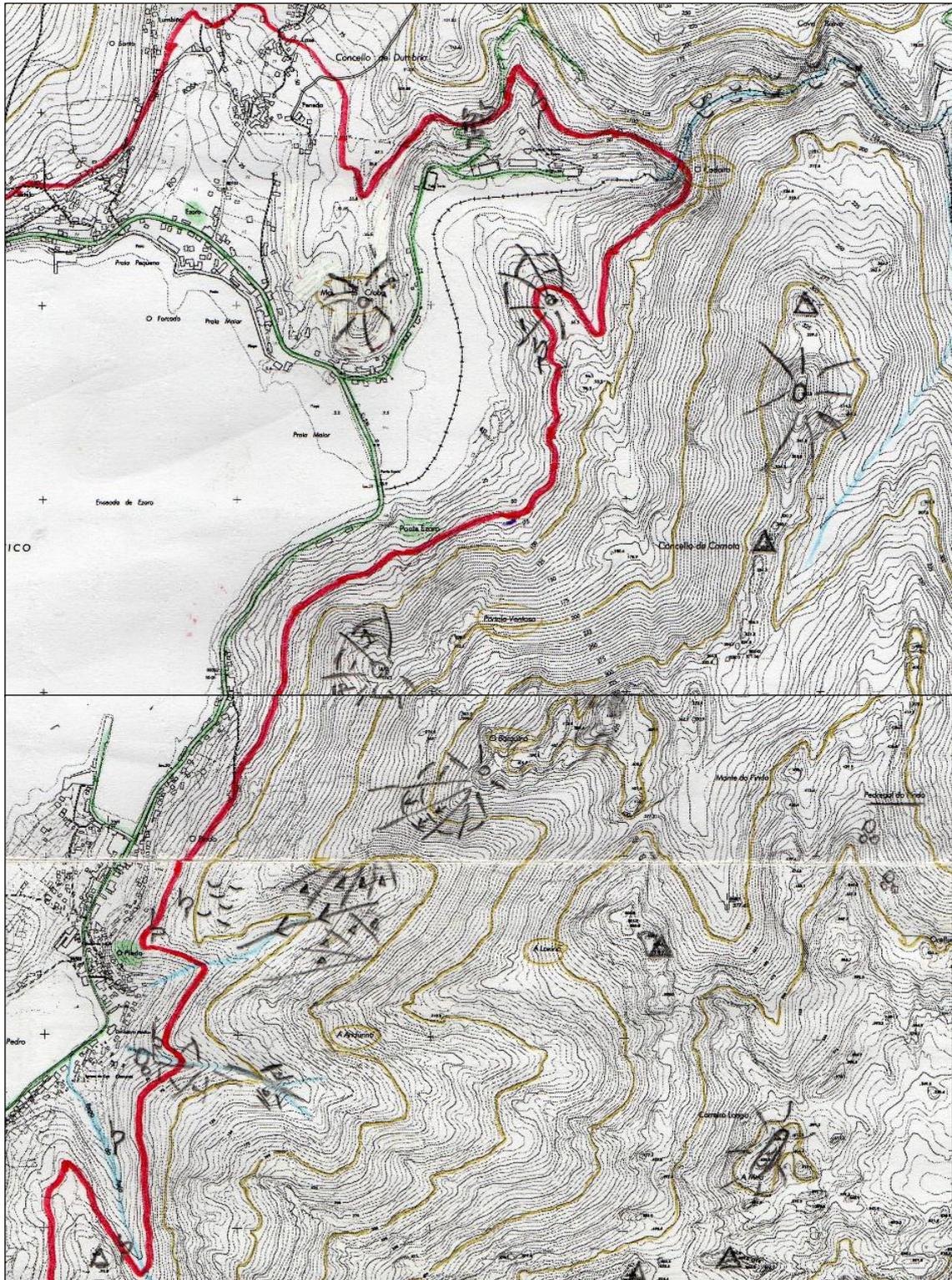


Fig. 5.10. Mapa de distribución de tafoni en la costa. Explicación en el texto



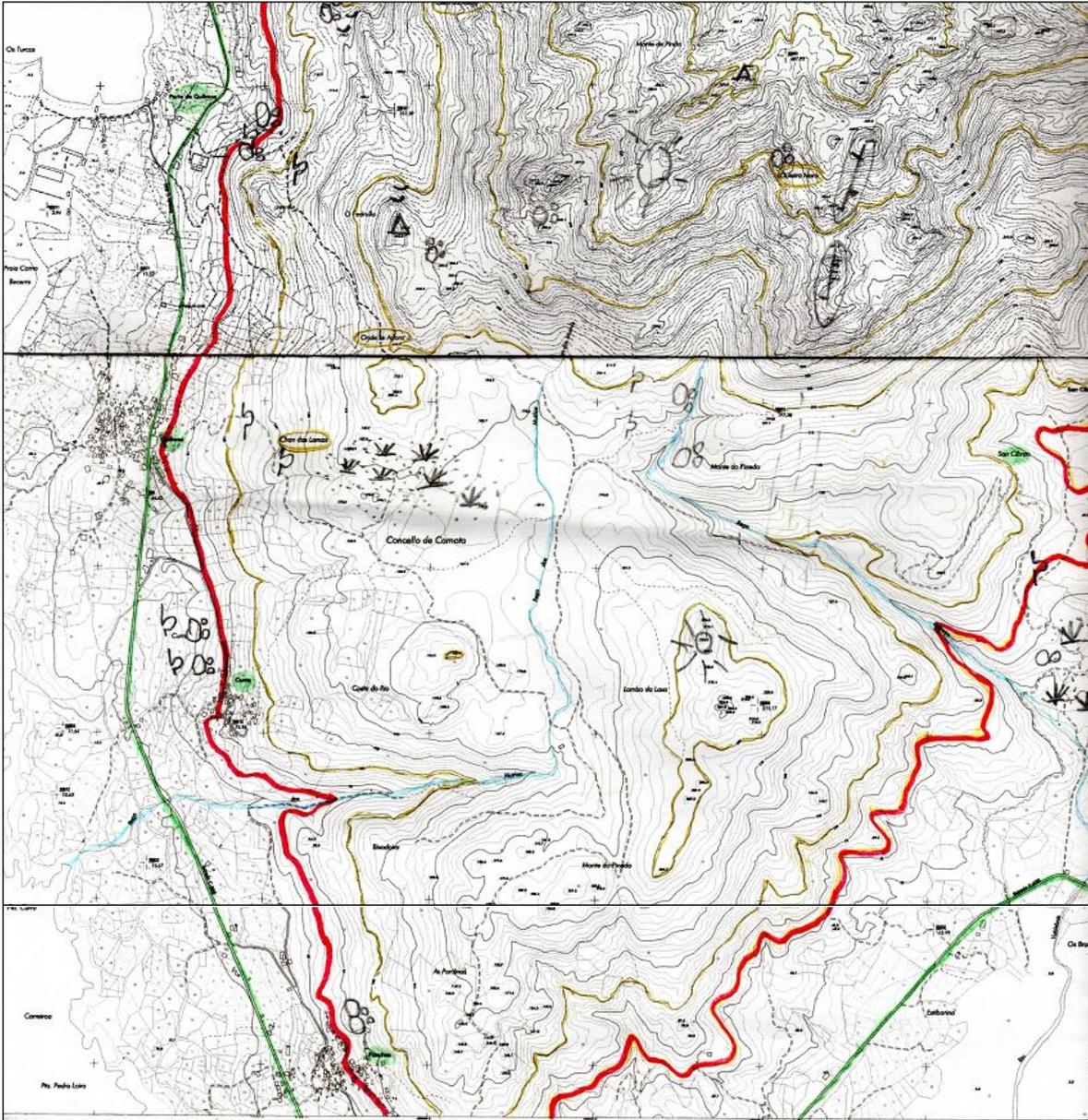
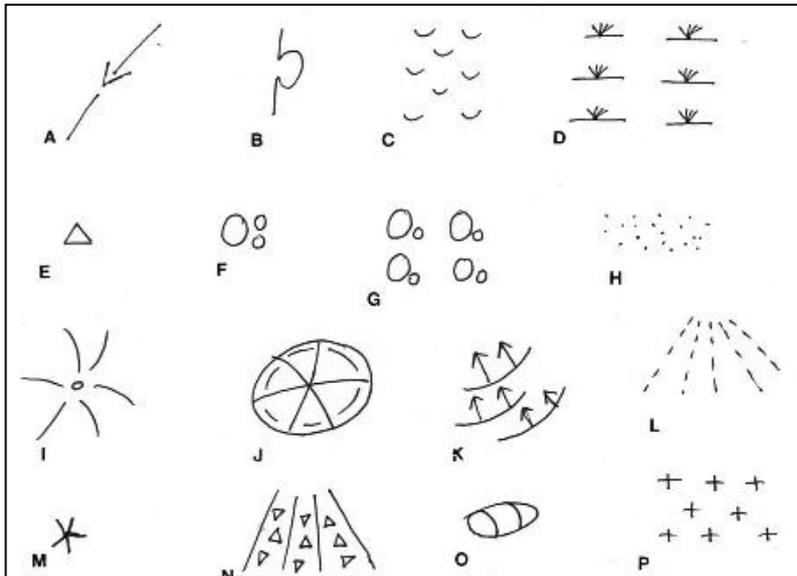


Fig. 5.11. Mapa de distribución de formas graníticas en la horizontal a lo largo de la costa. La línea roja representa la cota 60m que indica el máximo nivel que alcanza el mar en el Pleistoceno. En verde la carretera nacional.

Leyenda del mapa de la fig.5.11.



A= Valle de fractura
 C= Microformas de alteración
 E= Tor
 G= Berrocal
 I= Domo
 K= Lajamiento, Sheeting
 M= Caos de bloques
 O= Lomos de ballena

B= Tafoni
 D= Turbera
 F= Bolos
 H= Arenización, lehm
 J= Monte-Isla con descamación
 L= Canchal o pedriza
 N= Vertientes de bloques
 P= Rocas ácidas plutónicas

A la vista del mapa de la Fig. 5.11. y con los datos y observaciones de campo que hemos realizado (Ver Anexo 5), podemos enumerar una serie de relaciones relevantes que favorecen el desarrollo de *tafoni* en O Pindo, que ofrecemos a modo de conclusiones:

5.1.5.1. Conclusiones

1.- Los *tafoni* se desarrollan con preferencia en la base de los planos de las estructuras *sheet* de los domos graníticos (Fig.5.12. y Fig.5.13.) (lo más parecido en morfología a la estratificación en rocas sedimentarias), que son lugares preferenciales por donde el agua y la humedad ambiental se pueden introducir en el macizo e iniciar el proceso de apertura de las cavidades. Se puede decir por la contra que macizos muy masivos sin fracturas serán estériles en cuanto a la formación de cavidades tafónicas. Ahora bien, la existencia de este tipo de planos es una condición necesaria, pero no es suficiente, ya que se necesita además la actuación de los agentes de meteorización.

2.- La presencia de otros tipos de diaclasas en el macizo tiene una importancia relativa: por un lado si se trata de sistemas suficientemente espaciados y perpendiculares entre ellos, delimitarán la forma y el tamaño de la caja del *tafoni*, haciendo aumentar los contactos entre bloques y por tanto definiendo los lugares de concentración de cargas, en este sentido es un factor favorable; pero sin embargo si los sistemas de diaclasado son poco espaciados e irregulares, o si el macizo está muy deformado, será caótico y poco propenso a dar cavidades, sino más bien a producir bloques.

3.- Los *tafoni* en *O Pindo* se encuentran a lo largo de la costa y más bien en las partes bajas, es decir se hallan asociados a zonas de evolución geodinámica activa, como son las zonas costeras o las zonas de vertiente, por lo que se puede decir que la influencia marina y la altura topográfica son dos condiciones que van relacionadas de manera inversa, ya que a medida que se asciende la influencia de la abrasión marina es menor, aunque no deja de haber influjo del aire cargado de humedad y sales. Por tanto si la probabilidad de encontrar *tafoni* se reduce a medida que se asciende, es que el mar juega un papel más como medio energético capaz de movilizar, volcar y extraer los bloques graníticos de sus posiciones originales, que como agente de meteorización química (aunque pueda haber otros como la propia gravedad).

Por otro lado el desarrollo de los *tafoni* se ve favorecido en la ladera Norte, que es en estas latitudes es la más húmeda y brumosa y donde pueden darse mayores concentraciones de humedad que favorezcan los mecanismos desagregativos.

Otra circunstancia a tener en cuenta es la pendiente de la ladera en donde se encuentran los bloques, que hace a estos propensos a perder apoyos, inestabilizarse y volcar o deslizar, haciendo que sus condiciones morfodinámicas cambien y por tanto que se detenga o modifique su desarrollo evolutivo.

Las partes apicales de los domos son lugares donde la exfoliación es mas estrecha y donde a veces las lajas se encuentran imbricadas, intercalándose unas entre otras, por lo que los *tafoni* se desarrollan mal en estos lugares, con lo que se puede decir que la propia disposición del domo marca los lugares más propicios en la formación de cavidades.

4.- La edad del granito solo es importante en el sentido de mayor o menor evolución de las formas, pero si admitimos que estas formas se inician originalmente en etapas internas muy anteriores, solo serían de interés los factores que permiten que el macizo intercepte el frente de alteración, cosa que no depende de su edad absoluta; mayor interés ofrece la edad de exposición de la forma, que nos daría una idea aproximada del tiempo que llevan actuando los procesos. En este sentido la facies interna ofrece edades de exposición más largas que la facies externa, razón por la cual el relieve se halla más degradado y por consiguiente las formas se conservan peor.

5.- El tamaño de grano, textura y mineralogía del granito son factores de importancia secundaria, aunque es verdad que las rocas de grano grueso son menos resistentes que las de grano fino, las texturas porfídicas no soportan determinado tipo de morfologías y unos minerales son más alterables que otros bajo las mismas condiciones. Ciñéndonos a *O Pindo*, ninguno de estos factores creemos que influya decisivamente en el desarrollo de cavidades ya que las diferencias no son tan significativas en las distintas facies

6.- La vegetación a nuestro parecer no es una causa de tafonización, sino más bien una consecuencia, es decir, una vez que los fenómenos de tafonización se ralentizan y el interior y exterior del *tafone* responde más menos por igual a los mecanismos de meteorización, es cuando se crean las condiciones adecuadas para la colonización vegetal. Lo que sí queda claro es que las algas, musgos y líquenes principalmente frenan el proceso y fosilizan las formas, si bien producen también una cierta meteorización.



Fig.5.12. Estructuras sheet o diaclasas circulares por donde se puedan migrar y concentrar las cargas y posteriormente empezar a originar las formas. Zona de Quilmas.



Fig.5.13. La base de las diaclasas tipo sheet junto con las condiciones marinas son parámetros transcendentales para la formación de tafoni. Zona de As Curras.

5.1.6. El Honeycomb

5.1.6.1. Generalidades (Fig.5.14. y 5.15.)(Lámina 7)

Una de las estructuras más interesantes y abundantes que se producen en el interior de los *tafoni* en *O Pindo* es el *honeycomb* y por ello dedicamos un capítulo a parte. Se trata de una estructura tan significativa que su presencia es indicativa primero de la existencia de *tafoni* y segundo de su grado de desarrollo evolutivo, aunque la forma en cuestión solo aparezca de forma vestigial.

Estas bellas y sofisticadas formas han sido denominadas de muchas maneras en la literatura anglosajona *Nested tafoni*, *Nebentafoni* o *subordinate tafoni* haciendo alusión a cavidades que ocurren unas dentro de otras.

Twidale y Bourne 2008 aconsejan utilizar el término alveolo en lugar de *honeycomb* porque este implica una regularidad geométrica, mientras que aquel tiene un plan de distribución aleatorio. Sin embargo aunque lo que dicen los autores es cierto, en esta obra el término alveolo tiene dos acepciones, por un lado se considera como un tipo de cavidad externa (*pit*) y por otro se denomina así a cada una de las celdas que forma el *honeycomb*. Por otro lado las celdas del *honeycomb* se pueden dividir y subdividir, advirtiéndose jerarquías en su secuencia, cosa que no ocurre en los panales de abejas (*honeycomb*), cuya disposición obedece a reglas de economía y aprovechamiento máximo del espacio (Cuadro 2).

Cuadro 2: Tipos de alveolos

- a) Alveolos externos (*pits*): suelen ser de pequeño tamaño, pueden darse aislados y originarse por mecanismos como la haloclastia.
- b) Alveolos internos: suelen agruparse, son de tamaño variable y tienen diversos orígenes. Si son pequeños indican desarrollo aún incipiente. Si son grandes indican coalescencia de unos con otros por destrucción de tabiques de separación. Pueden albergar otros alveolos dentro de ellos y así sucesivamente, dando distintos órdenes o jerarquías.

El *honeycomb* se produce en el interior de un *tafoni* cuando el frente de alteración deja de ser único y en el proceso desagregativo empieza a haber un desfase entre distintos puntos del mismo, lo que produce una subdivisión en pequeños dominios, cada uno con una velocidad de avance diferente. Este proceso es totalmente aleatorio y hay constancia de que se puede producir incluso en las fases iniciales de formación de *tafoni*, ya que *tafoni* poco abiertos dejan entrever muchas veces el inicio de formación de estos pequeños alveolos.

Para explicar este y otros fenómenos recurrimos a la hipótesis de la concentración de cargas, que discutiremos en el capítulo siguiente.

Por ahora diremos que el *honeycomb* se desarrolla en grupos de pequeñas cavidades (centimétricas) denominadas alveolos, dando un entramado cerrado separado por tabiques o septos. Aparece en el interior de *tafoni*, tanto en los grandes como en pequeño, en basales, laterales o en bloque, especialmente si la roca es de grano fino y de textura homogénea.

Se pueden apreciar mecanismos de evolución del *honeycomb* dependiendo del tipo de granito donde se desarrollen:

En granitos de textura fina y homogénea que se desagregan rápidamente, preferentemente grano a grano, aunque a veces lo hace en placas, los alveolos en principio circulares, pasan a ser lobulados y estos pueden llegar a dar un diseño tipo *scalloped*, que puede acabar formando una superficie lisa, con lo que podría empezar un nuevo ciclo como el descrito si hay condiciones para ello.

En macizos algo deformados, los alveolos pueden presentar una cierta orientación, indicando un cierto control tectónico.

En granitos de textura más basta y más resistentes, el diseño circular dura más tiempo, así como una disposición hexagonal en el empaquetamiento espacial de los alveolos. Los huecos en los mismos son más profundos y podría dar diseños en nervadura al hacerse los tabiques más prominentes. Es frecuente también que se produzcan en estos casos ventanas internas en los alveolos, así como diferentes jerarquías en la organización de los mismos, albergando unos a otros y convirtiendo la textura en algo parecido a la "miga de pan".

En ciertos casos unos alveolos progresan más que otros alcanzando la superficie exterior produciendo ventanas, que son del tipo troncocónico: más anchas en el interior y más estrechas en la superficie exterior. Este detalle es altamente significativo, pues permite diferenciar en ciertos casos la cavidad tafónica de otro tipo de cavidades.

Lo que sí podemos decir como norma general es que cuanto más grandes son los alveolos, más antiguos son y cuando empiezan a ser colonizados por algas verdes o musgos empieza su estado evolutivo senil.



Fig. 5.14. Aspecto del honeycomb en un tafone de grandes dimensiones, en Ézaro. (---1dm)

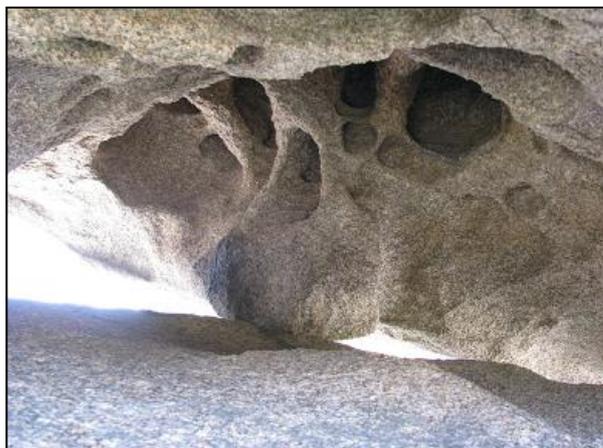


Fig.5.15. Honeycomb que alcanza hasta la parte de los apoyos de un tafone en As Curras. Los alveolos mayores son de dimensiones decimétricas.

5.1.6.2. Naturaleza fractal

Como la estructura básica del *honeycomb* se repite a diferentes escalas, podemos suponer que pueda tratarse de un objeto fractal, como otros muchos que aparecen en la naturaleza.

La geometría fractal es el estudio topológico de las formas irregulares (Vivas Miranda, Chomiczak, Paz González 1999) y el término se introduce para definir objetos o fenómenos que exhiben correlaciones espaciales en diversas escalas y que son continuos pero no diferenciales, lo que viene siendo en resumen, la propiedad de la invariabilidad de escala. Un fractal según Mandelbrot es una figura construida, de alguna forma, de partes similares al todo. La llamada dimensionalidad fractal es el parámetro con el que objetos heterogéneos pueden ser convenientemente medidos.

Existen estudios sobre la naturaleza fractal de las intrusiones graníticas (McCaffrey y Petford, 1997), de los *tafoni* (Boxerman página web) o del espaciado de las diaclasas (Gerrard y Ehlen, 1999).

Para demostrar si son o no objetos fractales, se aplica el método denominado de las "cajas" 2-D al *honeycomb* del *tafone* de la cueva grande en las inmediaciones de la cascada del Xallas (Fig.5.16.).



Fig.5.16. *Tafone* escogido para la demostración fractal. Los alveolos son de tamaño decimétrico. Explicación en el texto.

Obteniéndose los siguientes resultados que se muestran convenientemente tabulados en la Tabla 1.

Tabla 1: Datos para obtener la dimensión fractal por el método de las cajas:

dimensión (r x r)	n°cajas	n°cajas llenas	(N)	1/r	ln(1/r)	lnN
10x10	4	4	0'1	-2'30	1'39	
5x5	16	16	0'2	-1'61	2'77	
2'5x2'5	64	64	0'4	-0'91	4'16	
1'25x1'25	256	215	0'8	-0'22	5'37	
0'625x0'625	1024	716	1'6	0'47	6'57	
0'31x0'31	4096	2545	3'2	1'16	7'84	
0'15x0'15	16384	8200	6'6	1'89	9'01	

Si enfrentamos el término $\ln(1/r)$ en el eje x con el término $\ln N$ en el eje y (Fig.5.17.) al representar los valores obtenemos una recta cuya ecuación es:

$$\ln N = D \cdot \ln(1/r) + C \quad (1)$$

donde D es la pendiente, que en nuestro caso es $5'8/3'1=1'87$ y que se corresponde a la dimensión fractal, esto es, el objeto estudiado tiene una dimensión fraccionaria entre 1 y 2; y C es la ordenada en el origen que en este caso tiene un valor de 5'8.

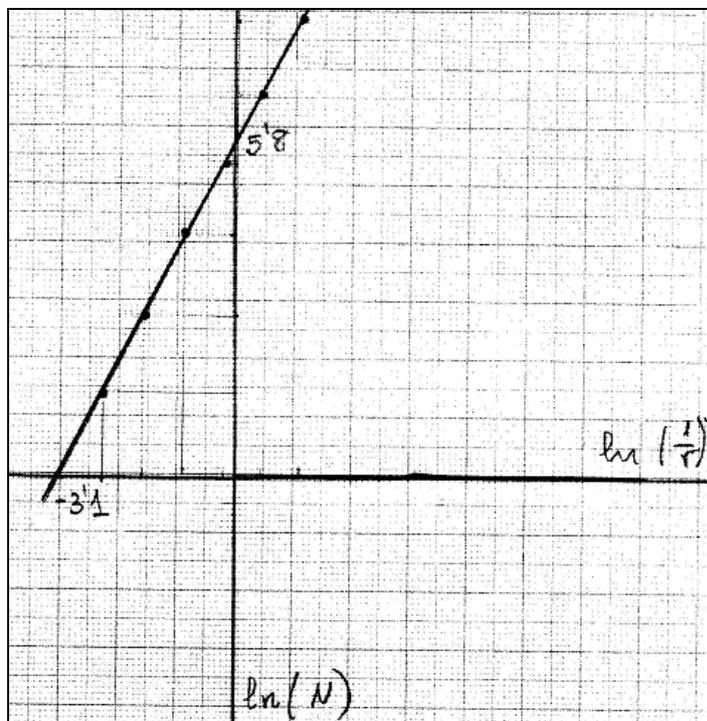


Fig. 5.17. Recta que nos indica la dimensión fractal. Explicación en el texto

Resolviendo la ecuación (1), tenemos:

$$\exp \ln(N) = \exp 1'87 \ln(1/r) + 5'8$$

$$N = \exp 1'87 \ln(1/r) \cdot \exp 5'8$$

$$N = 330'3 \cdot \exp (-1'87 \ln r) = 330'3 \cdot (\exp \ln r)^{-1'87} = 330'3 \cdot r^{-1'87}$$

Parece pues que al poder expresarlo según una función del tipo (1) y haber obtenido una dimensión fractal, el objeto en cuestión es un fractal.

Hemos repetido la experiencia, ahora sobre el *tafoni* de la Fig.5.18. fotografía tomada de Google, resultando una dimensión fractal $D=1'72$, comparable a la anterior, a través de la Tabla 2 y de la figura 5.18.

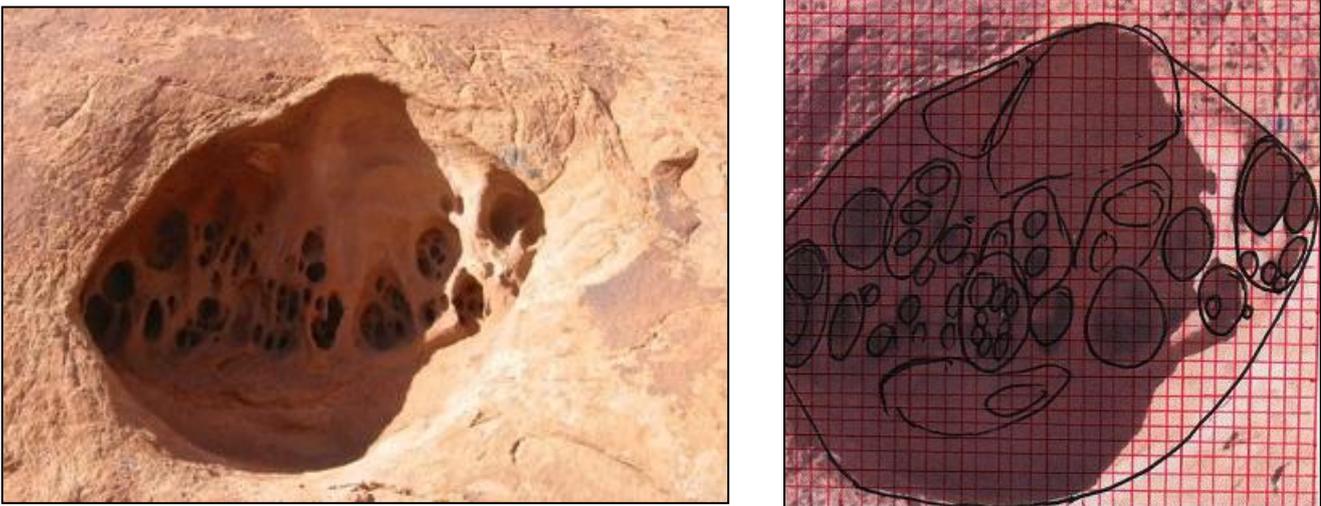


Fig. 5.18. Tafone sobre el que se aplica un segundo estudio fractal

Tabla 2: Datos para obtener la dimensión fractal

Dimensión	n°cajas	n°cajas llenas(N)	1/r	ln(1/r)	lnN
3'5x3'5	4	4	0'28	-1'2729	1'3862
1'75x1'75	16	16	0'57	-0'5621	2'7725
0'875x0'875	64	55	1'14	0'1310	4'0073
0'44x0'44	256	157	2'27	0'8197	5'056
0'22x0'22	1024	390	4'54	1'5129	5'966
D= 3'8/2'2= 1'72					

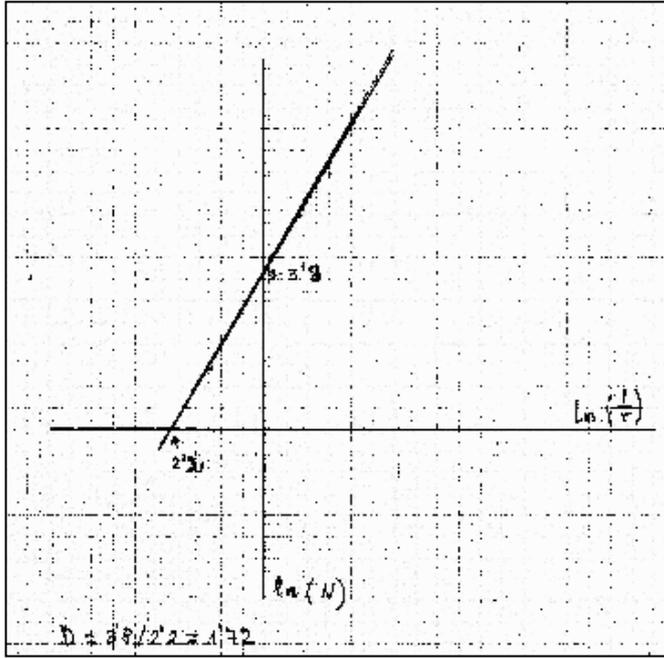
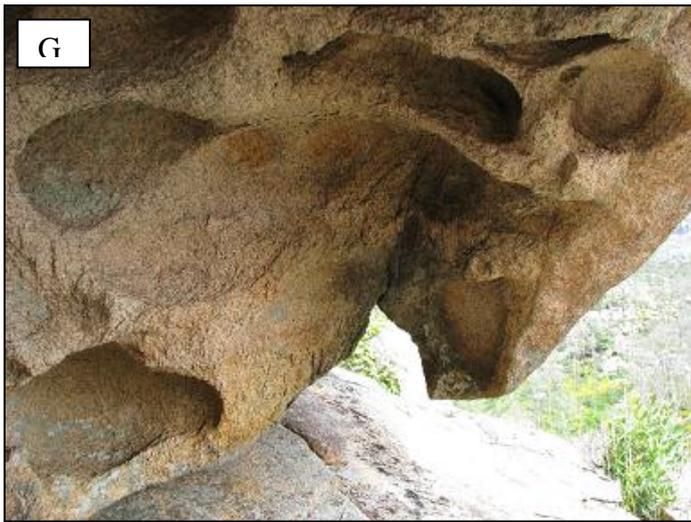
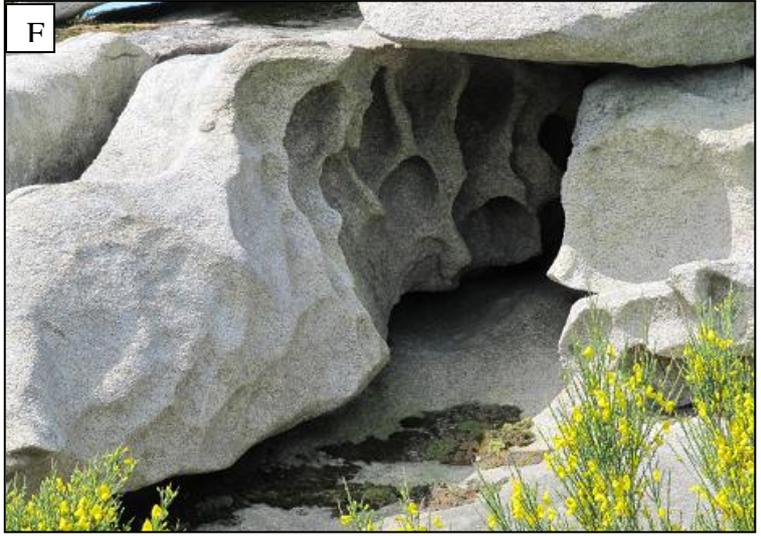
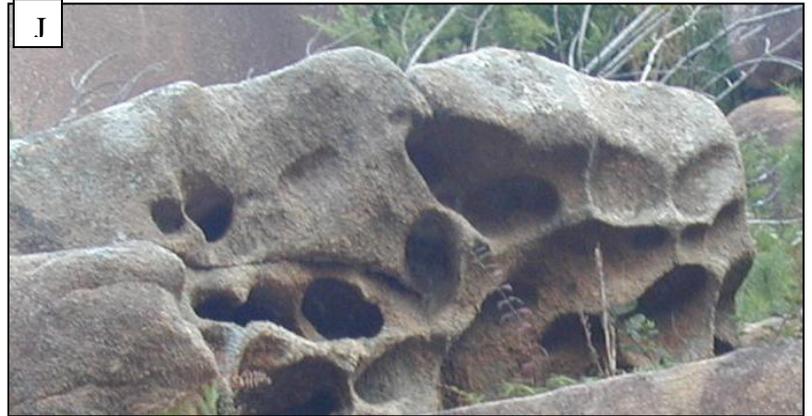


Fig.5.18. Gráfico para obtener la dimensión fractal

LÁMINA 7: Honeycomb







Explicación de la lámina 7, de izquierda a derecha y de arriba abajo:

A) Honeycomb exhibiendo simetría hexagonal, aunque hay otras simetrías, en Fonte Mateo.

B) Algas clorofíceas en el honeycomb del interior de un tafone.

C) Tafone El capitán en Louro, exhibiendo honeycomb con una cierta orientación.

D) Tafone con honeycomb y Pía asociada cerca de la central del Xallas.

E) Tafone con honeycomb y ventana en San Cibrao.

F) Tafone con honeycomb muy desarrollado en Monte Louro. La parte exterior de la cavidad presenta los alveolos mucho más erosionados, en contraste con los interiores maravillosamente preservados.

G) Tafone con grandes alveolos de honeycomb en Fonte Mateo que presentan una ligera orientación.

H) Tafone con honeycomb en O Pindo. Obsérvese como el progreso del honeycomb deja una placa sin alterar en la parte inferior.

I) En esta foto, tomada de Google, el honeycomb roto que se encuentra en el lado inferior derecho de la foto atestiguaría el tafoni, aunque no se viera este (parte izquierda de la foto).

J) Honeycomb en rego de A Laxe. Observar como parte de los septos de algunos de los alveolos están destruidos y se observa por tanto un tránsito al diseño scalloped.

5.2. Las gnammas de O Pindo

5.2.1. Generalidades

Las concavidades más o menos circulares (Fig.5.19.) de tamaños centimétricos a métricos que se desarrollan inicialmente en superficies poco inclinadas en los granitos de *O Pindo* y que van creciendo por procesos relacionados con el agua procedente de las precipitaciones son las *gnammas* o *pías*.

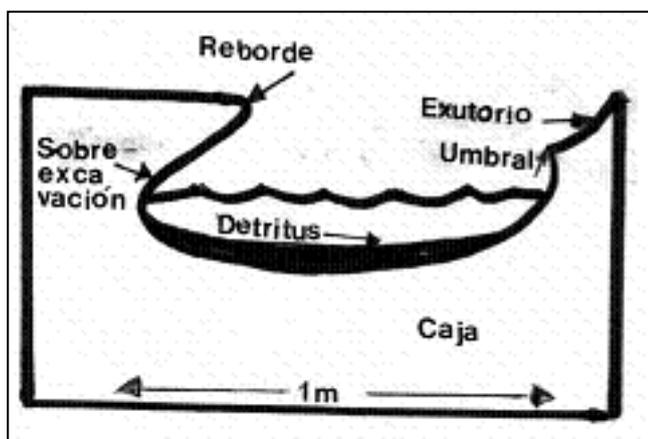


Fig.5.19. *Gnamma* en corte vertical con sus diferentes partes

Las *pías* son formas bastante conspicuas en el macizo que evolucionan rápidamente aumentando su tamaño pero cuando son incapaces de retener agua debido a la degradación de sus paredes, encaminan su evolución a la destrucción de las mismas (Twidale y Corbin 1963).

La evacuación de los detritus resulta fácil en caso de elementos solubles o de aquellos que permanecen en suspensión, ya que pueden ser desalojados por rebose cuando las condiciones lo permitan. Otra posible vía de evacuación serían los procesos de deflación en épocas estivales de gran evaporación y desprovistas de agua. En ciertos casos los detritus del fondo son colonizados por vegetación permitiendo el desarrollo de comunidades vegetales variadas; el sedimento del fondo favorecería la retención de agua que provocaría a su vez la retroalimentación del proceso de meteorización de la forma. La colonización más frecuente en *O Pindo* corresponde a musgos, líquenes (más frecuentes en las de ambientes marinos), gramíneas, crasuláceas, *Umbilicaria*, jacinto, tojo, *Armeria* e incluso pinos pequeños (Lámina 8)

Las *pías* son formas que están presentes en muchos lugares de la zona estudiada pero están especialmente desarrolladas en la zona de la ladera de *Fonte Mateo* asociadas a *tafoni* y en la cima de *A Moa* en el *Monte Pindo* donde se encuentran *pías* fosilizadas, junto con otras activas, lo que indica que son formas que evolucionan rápidamente. Aunque algunas *pías* siguen direcciones de fracturación, se puede decir que estas *pías* tienen una distribución al azar y para demostrarlo se ha efectuado un análisis estadístico usando la distribución X^2 :

Para ello se ha diseñado una cuadrícula (10x7) y situado en ella las pías más representativas de la cima de A Moa (Fig.5.20). El número de pías fue de 200, y por tanto la media calculada X es $X = 200/70 = 2'86$

El número de cuadrículas ocupadas por pías es de 51 por lo que los $(n-1)$ grados de libertad es 50, y para una confianza del 95% (0'01), el valor en la X^2 es de 76'15.

Se calcula la X^2 observada: $X^2 = \sum (x_i - X)^2 / X$

$$X^2 = 19 \cdot (0 - 2'86)^2 / 2'86 + 6 \cdot (1 - 2'86)^2 / 2'86 + 6 \cdot (2 - 2'86)^2 / 2'86 + 4 \cdot (3 - 2'86)^2 / 2'86 + 8 \cdot (4 - 2'86)^2 / 2'86 + 4 \cdot (5 - 2'86)^2 / 2'86 + 7 \cdot (6 - 2'86)^2 / 2'86 + 2 \cdot (8 - 2'86)^2 / 2'86 + 2 \cdot (10 - 2'86)^2 / 2'86 + 2 \cdot (12 - 2'86)^2 / 2'86 + 1 \cdot (14 - 2'86)^2 / 2'86 = 252'36$$

Como $256'36 > 1$ el contraste procedente es entre la distribución al azar y la distribución por agregados (basado en el coeficiente de variación de Pearson (S^2/X)) y como $252'36 > 76'15$, entonces las diferencias no son significativas, por lo que la distribución al azar no es desechable, quedando así demostrado.

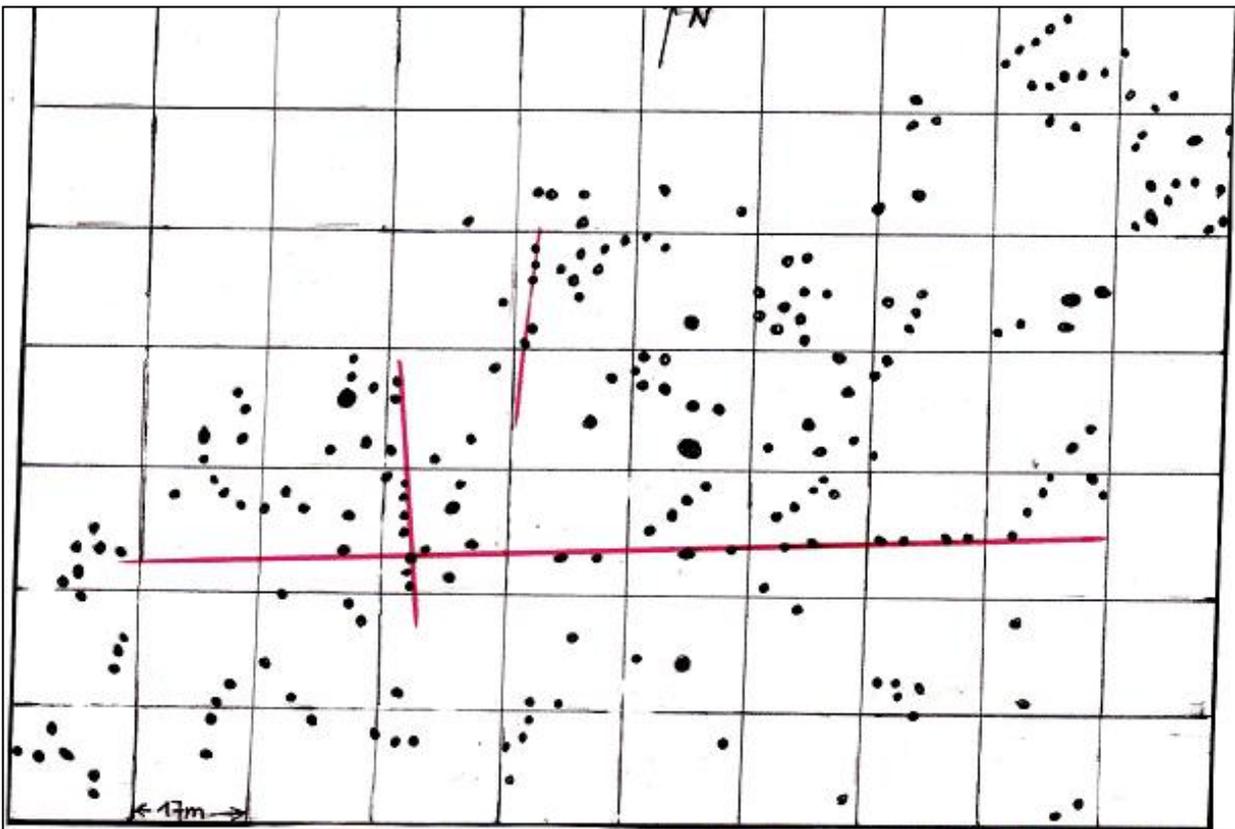
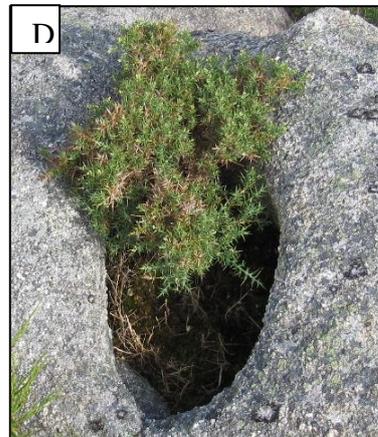
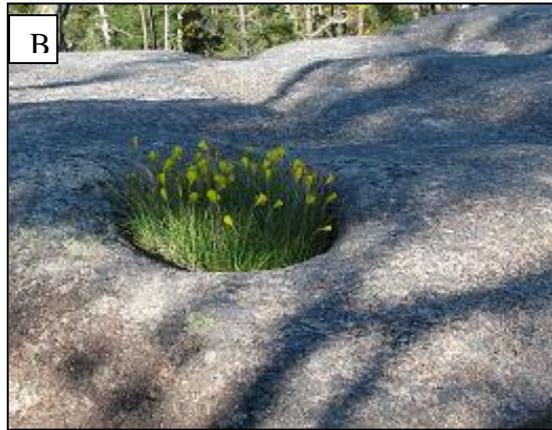
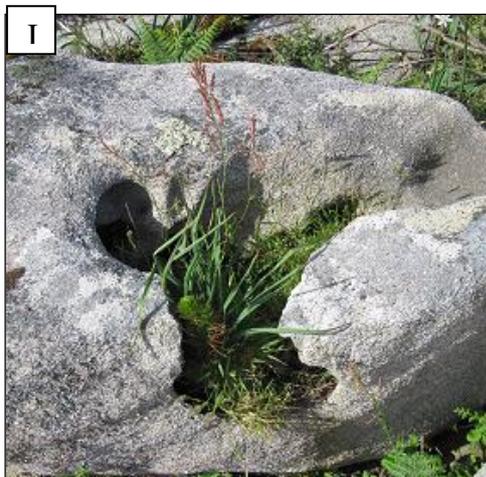


Fig.5.20. Cuadrícula que muestra la disposición de las pías principales en la cima de A Moa. Las líneas rojas hacen referencia a direcciones de fractura que tienen que ver con el desarrollo de pías. Explicación en el texto.

LÁMINA 8: Colonización de las pías





Explicación de la lámina 8, de izquierda a derecha y de arriba abajo

- A. Gramíneas en *Fonte Mateo*.
- B. Narcisos cerca de *Peñafiel*.
- C. Crasuláceas en *Caldebarcos*.
- D. Tojo en *Carnota*.
- E. *Umbilicaria* en *Ancoradoiro*.
- F. Líquenes en *Ancoradoiro*.
- G. Crasuláceas en *Louro*.
- H. *Armeria* en *A Moa*.
- I. Con pino en *Monte Louro*.

5.2.2. Tipologías

En *O Pindo* se encuentran *pías* de una gran tipología de formas y en diferentes estadios de evolución:

a) Formas simples

- * *Pit* - simétricos
- disimétricos (Lámina 9A)
- * *Pan* - con voladizo
- sin voladizo (Lámina 9B)
- * En Sillón – s.s.
- alargada o en tubo de baño
- * Perforaciones cilíndricas: sólo visibles cuando se desmantela una pared

b) Formas complejas y residuales

- Cuellos de camisa (excavaciones producidas en las paredes por el desbordamiento del agua en exutorios) (Lámina 9I)
- *Pías* lobuladas (por coalescencia de *pías*) (Lámina 9E, 9F)
- *Pías* comunicadas por exutorios dando canales, pasillos o corredores
- *Pías* telescópicas (con dos momentos de formación) (Lámina 9H)
- Puentes naturales (*pías* a varias alturas comunicadas)
- Canales de escurrimiento y destrucción parcial (Lámina 9J,K,L,M)
- *Pías* que perforan toda la roca (Lámina 9G))

Las *pías* en *O Pindo* sin embargo no muestran ni pátinas ni barnices de endurecimiento, ni son frecuentes los desarrollos de inversión de formas tipo aros o rosquillas de rocas, *fonts*, formas plato o *bénitier* (Lámina 9N, 9O, 9P y 9Q).

5.2.3. Clasificación de *gnammas* en *O Pindo*

Las variables morfométricas que definen a las *gnammas* son el eje menor que se denomina A ó y, el eje mayor que es L ó x, la profundidad que es P, h ó z y la altura al exutorio que es N pero como puede haber más de un exutorio, lo denotaremos como N_i .

- Si consideramos el parámetro P, que es el parámetro más relevante por ser el indicativo del desarrollo de la *pía* (aunque en este caso sería mejor tomar la relación P/N ya que la distancia (P-N) al no poder contener ya agua, es un espacio residual), se pueden presentar las siguientes situaciones:

- Si $P=0$ quiere decir que la forma aún está por hacerse.
- Si $P/N=1$ la forma no presenta aún exutorio y se trataría de un *pía* joven que evoluciona de forma más o menos equilibrada.
- Si la relación P/N es alta quiere decir que la *pía* está en estadios evolutivos avanzados. (Como quiera que puede haber más de un exutorio, de todos los posibles el que tenga la relación P/N más alta será el que domine el proceso).
 - o Si el bloque-caja de la *pía* no presenta anisotropía, podría haber varios canales de escurrimiento, 8 es un buen número pero puede variar (Lámina 9L y 9M).
 - o Si el bloque caja presenta alguna anisotropía como una fractura o bien la *pía* se desarrolla muy al borde, se pueden desarrollar otras estructuras como los cuellos de camisa.(Lámina 9I) o bien se produciría la destrucción de la *pía* por rotura y desprendimiento de alguna de sus paredes.

- Si consideramos los parámetros L y A solamente, obtendremos la forma de la planta de la *pía*, así:

- * Si $L=A$ es circular
- * Si $L>A$ es elíptica
- * Si $L>A$ excéntrica (óvalo o *pía* asimétrica).

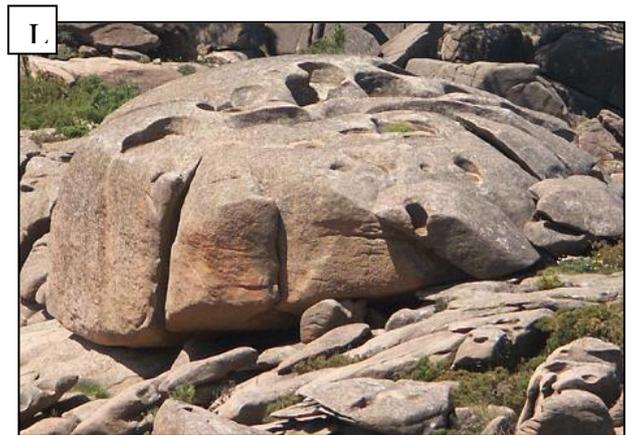
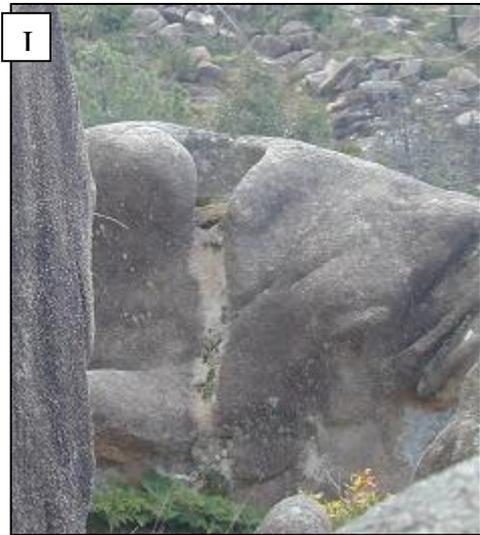
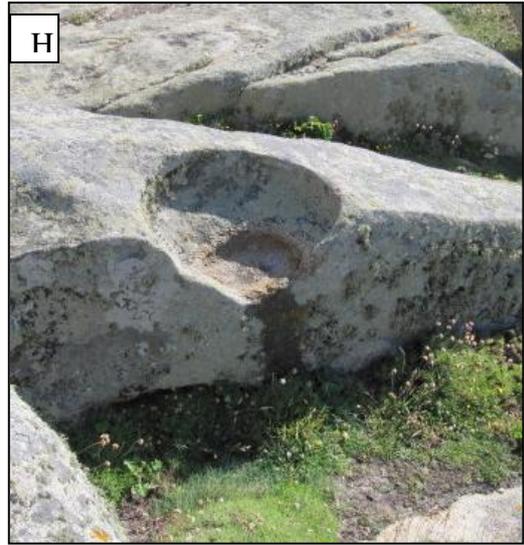
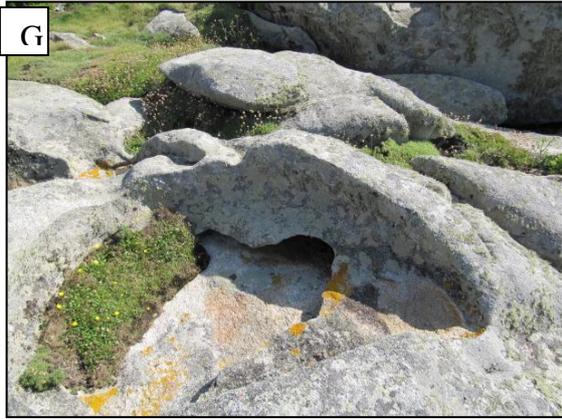
- Si consideramos los 3 parámetros juntos, A, L y P, se obtienen las morfologías básicas conocidas de las *pías*:

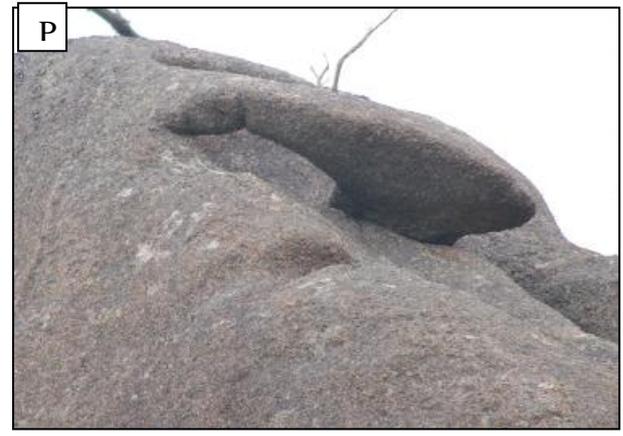
- * Si la relación A (ó L)/P es alta → *pías* tipo *pan*
- * Si A (ó L)/P es media → *pías* tipo *pit*
- * Si A (ó L)/P es baja → *pías* cilíndricas
- * Si A (ó L)/P es variable → *pías* en sillón

- Si existen dos (ó más) episodios de meteorización-evacuación intermitentes, separados en el tiempo, se producen *pías* telescópicas, que son formas con mayores implicaciones genéticas (Lámina 9H).
- Si hay coalescencia de *pías* adyacentes se producen morfologías lobuladas. (Lámina 9C) y si sigue el proceso la morfología se vuelve intrincada al confluir *pías* y canales de escurrimiento (Lámina 9D).
- Otras morfologías de degradación de *pías* que se pueden encontrar en la zona estudiada son los aros o rosquillas de roca (Lámina 9P y 9Q) y las forma tipo *bénitier* (Lámina 9N y 9O).

LÁMINA 9







Explicación de la lámina 9, de izquierda a derecha y de arriba abajo

- A) *Pit* disimétrico en A Moa, colonizado por vegetación.
- B) Arriba *Pan* lobulada sin voladizo en A Moa, abajo simétrica.
- C) Formas retorcidas y confluyentes de *pías* en Ancoradoiro.
- D) Formas retorcidas y confluyentes de *pías* en Ancoradoiro.
- E) *Pit* lobulado en Fonte Mateo.
- F) *Pías lobuladas* en A Moa donde se observan los contornos de distintos estancamientos del agua.
- G) Aquí la *gnamma* perfora toda la estructura *sheet* y llega a la de más abajo, en Punta Nariga.
- H) *Pía* telescópica, punta Nariga.
- I) Cuello de camisa en A Laxe.
- J) Formas de *disolución lineal* en A Laxe.
- K) *Pseudokarst* en Punta Nariga.
- L) Canales de escurrimiento en Fonte Mateo.
- M) Canales de escurrimiento del agua en Monte Louro (trazo de canal relicto).
- N) *Benitier* en Ézaro.
- O) *Bénitier* en Baroña.
- P) Aro de roca en Quilmas.
- Q) Aro de roca destruido en Monte Louro.

5.2.4. El origen de las gnammas

Podemos considerar los siguientes orígenes para las gnammas, esquematizados también en el cuadro 3:

5.2.4.1. *Gnammas monofásicas (pitting)*: su origen es subaéreo o epigénico, desarrolladas por el agua aprovechando una depresión preexistente, un xenolito, una diaclasa o una litología más vulnerable, por meteorización física, química o biológica. Suelen ser de pequeño tamaño (centimétricos a decimétricos) y forma circular y ocurrencia en grupos. No suelen llevar exutorios. Podemos distinguir las siguientes modalidades:

5.2.4.1.1. Control estructural (Fig.5.21. ; 5.22.; 5.23. y 5.24.): aprovechan planos de esquistosidad, de diaclasa o intersección de fracturas (*Joint-angle pit*)(Tschang 1966))

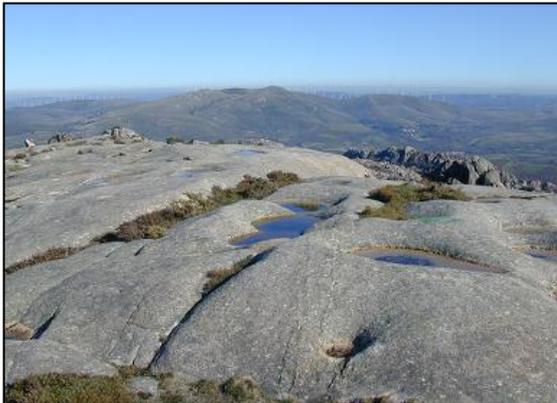


Fig.5.21. La disposición de algunas de las pías en A Moa parece tener un control estructural, asociadas a una línea de fractura.



Fig.5.22. Pans en Baroña provocados por causas externas en la confluencia de las discontinuidades reticuladas



Fig.5.23. Pía asociada a una fractura en Caldebarcos. Los pits ligados a fracturas fueron llamadas "Joint-angle pit" (Tschang 1966). Por evolución pueden dar formas alargadas o en tubos de baño.

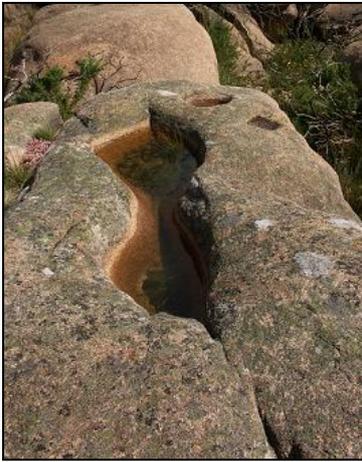


Fig.5.24. Pías lobuladas asociadas a una discontinuidad, en Fonte Mateo

5.2.4.2.2. Control litológico: debido a schlieren, enclaves... (Fig.5.25.)



Fig.5.25. Inicio de una cavidad centimétrica en granito de Baroña aprovechando un schlieren. Las cavidades están asociadas a concentraciones de biotita, mineral que se altera fácilmente y que podría dar direcciones de debilidad por donde avanzaría la meteorización. También se pueden explotar xenolitos que han dado concavidades de forma y dimensiones comparables a xenolitos aún intactos.

5.2.4.2.3. Control climático: por concentración de sales (haloclastia), humedad... (Fig.5.26.: 5.27. y 5.28.)



Fig.5.26. Cristales de halita en pías de granito de A Guardia



Fig.5.27. Detalle de lo anterior. Los cristales tienen tamaño milimétrico



Fig.5.28. Distintos estados de pías, con depósitos de sales en A Guardia

5.2.4.2.4. Control biológico (*micropitting* de Bourne y Viles, 2007): cavidades hechas por animales como por ejemplo las de *Pholas*. También las formadas por líquenes descritas en areniscas (Grab et al, 2011). (Fig.5.29.)



Fig.5.29. Micropías centimétricas en esquistos en contacto de litología granítica. La lineación, forma y regularidad hace sospechar de un origen biogénico, pero no está probado.

5.2.4.2.5. Control dinámico: son los *pits* eólicos, *pits* de percusión en clastos transportados por el río (Bourne y Viles, 2007), cúpulas rugosas de algunos centímetros (Derruau, 1981).

5.2.4.2. Gnammas polifásicas subedáficas: (Fig.5.30.) se forman bajo un perfil edáfico como consecuencia del avance irregular del frente de alteración y debido a la mayor acumulación de agua bajo la cubierta regolítica. Una vez desaparecida la alterita que las recubre, evolucionan recibiendo agua meteórica. Suelen tener morfología tipo pan.



Fig.5.30. Gnamma tipo pan en metareniscas de la sierra de Argallo, O Rosal, A Guardia, ligadas a planos de esquistosidad y posiblemente formada bajo el suelo

5.2.4.3. Gnammas polifásicas por concentración de cargas: formadas vía tectónica o vía edáfica, con morfología *pit* con sobreexcavaciones. Pueden adquirir mayores dimensiones (decimétricos a métricos) y diversas morfologías, estar aisladas o en grupo, con o sin exutorios, y su evolución está ligada a procesos relacionados con el agua. Si la concentración de cargas es asimétrica se pueden producir *pías* en sillón (Fig.5.31; 5.32.; 5.33. y 5.34.).



Fig.5.31. *Pías* que pudieron haberse formado por un proceso de concentración de cargas. ¿o es un honeycomb?



Fig.5.32. Otro ejemplo en Monte Louro



Fig.5.33. San Cibrao: cuello de camisa



Fig.5.34. *Pías* con rebordes en Fonte Mateo

Cuadro 3: Tipos genéticos de pías

1. Monofásicas

- estructurales
- litológicas
- climáticas
- biológico
- dinámico

2. Polifásicas

- Subedáficas
- Por concentración de cargas

CAPÍTULO VI

RESULTADOS (II): DISCUSIÓN DEL MODELO ELÁSTICO DE FORMACIÓN DE CAVIDADES.



6.1. TRATAMIENTO ESTADÍSTICO DE LOS DATOS DE CAMPO OBTENIDOS CON EL MARTILLO SCHMIDT

El esclerómetro o martillo *Schmidt* permite realizar medidas de resistencia en macizos rocosos y relacionar el grado de alteración con las medidas de dureza obtenidas. Esta técnica ha suscitado sin embargo desiguales comentarios: para unos autores su utilidad es cuestionable (*Mellor 1997*) cuando se usa en materiales altamente meteorizados, para otros en cambio (*Sanjurjo et al, 2009*) es una herramienta valiosa de datación relativa. Otros autores incluso van más allá (*Ericson 2004*) y dividen las superficies graníticas en 4 grupos (duras, intermedias, meteorizadas y blandas), atendiendo a parámetros obtenidos con el rebote del martillo *Schmidt*, concluyendo que se pueden seleccionar las distintas superficies atendiendo al proceso geomorfológico que las ha originado (hielo, agua, viento) en función de los valores obtenidos.

Matsukura y Tanaka, 2000 proponen, siguiendo los resultados de los valores de dureza del martillo *Schmidt*, que los tafoni se producen en aquellas zonas de granitos más alteradas y con mayor acceso a la humedad. *Aoki y Matsukura 2008* por su lado utilizan el "Equotip hardness tester" que opera de la misma forma que el martillo *Schmidt* utilizando una energía de impacto menor que actúa en un área más pequeña. Esta técnica que fue originalmente usada en materiales metálicos, es más sensible que el martillo *Schmidt*.

6.1.1. DISEÑO EXPERIMENTAL

Las diferencias en los valores de la resistencia a la compresión, aunque no sean excesivamente grandes, nos pueden dar importante información que, convenientemente tratada, nos servirá para extraer conclusiones en nuestro empeño por aportar nuevas pruebas al modelo elástico de formación de cavidades en rocas graníticas.

Nos hemos dispuesto a realizar un diseño experimental consistente en medir los valores de resistencia al martillo *Schmidt* en distintos afloramientos del macizo rocoso de O Pindo sobre diferentes partes de las formas a estudiar.

Este método presenta ciertas limitaciones si se tratan materiales excesivamente alterados, pero puede mostrarnos tendencias generales de los comportamientos de la roca; aún así se ha intentado medir en lugares no excesivamente alterados, en lugares secos, limpios y no deformados y en bloques suficientemente anchos para eliminar posibles efectos de rebotes anómalos.

Se han escogido las siguientes estaciones de muestreo que consideramos suficientemente significativos (Ver Fig.9.1. y el Anexo 5 de itinerarios)

- * Zona de *Caneliñas*: corresponde a la parte Norte de la facies biotítica del macizo de *O Pindo*, muy abundante en cuarzo.
- * Zona cercana a la Central del *Ézaro*: corresponde a la facies biotítica del macizo de *O Pindo* y una de las zonas donde aparecen los *tafoni* más desarrollados.
- * Punta *Pindo*: corresponde a la facies biotítica de *O Pindo* en sus inmediaciones costeras.
- * Zona de *Chan das Lamas*: corresponde a la zona de tránsito entre las dos facies.
- * Zona de *Caldebarcos*: corresponde a la facies de dos micas y más antigua del macizo de *O Pindo*.
- * Zona de *Ancoradoiro*: no corresponde al macizo de *O Pindo* sino al de *Muros-Louro*, más antiguo, de dos micas y sincinemático.

Se han elegido los siguientes puntos dentro de cada estación, teniendo en cuenta su abundancia relativa y el grado de importancia:

- Superficies "*aparentemente*" sin formas.
- Cajas de *tafone*.
- Alveolos de *tafone* activos (aquellos que al ser incididos con el martillo, dejan escapar polvillo o se desagregan en granos).
- Alveolos de *tafone* fosilizados, inactivos o estables (cuando no ocurre lo anterior).
- Apoyos (lugares donde descansan los bordes de los extremos de los *tafoni* o puntos de contacto entre bloques cuando es posible realizar mediciones) (Fig.6.1.).
- Cajas de *pías*.
- *Pías* fosilizadas, inactivas o estables.

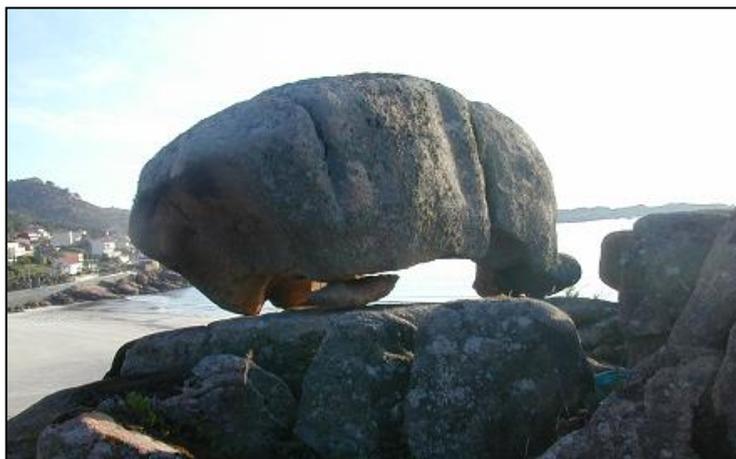


Fig.6.1. Apoyos de un bloque tafónico en Punta de A Laxe

A la hora de interpretar los datos tenemos en cuenta las consideraciones de González Vallejo et al, 2002 que recomienda prescindir de los valores más bajos y hacer la media con los más altos y estimar la resistencia a través de la gráfica que figura a continuación (Fig.6.2.) donde se tiene en cuenta la posición del martillo con respecto a la superficie de aplicación e la fuerza y la densidad el granito (suponemos para todos los casos una densidad media de 2500Kg/m³). La gráfica proporciona grosso modo también la desviación típica.

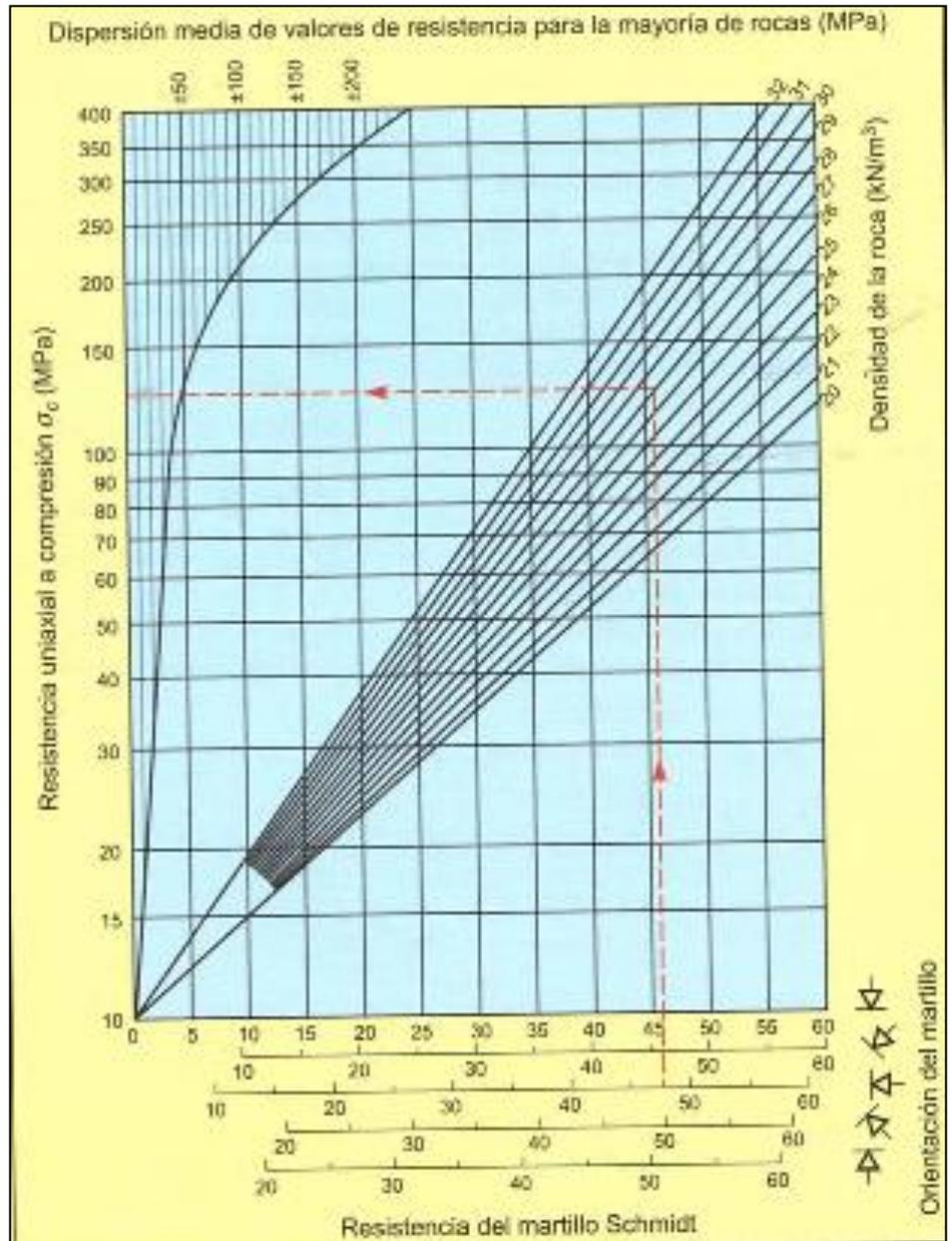


Fig.6.2. Gráfica de conversión de los valores de resistencia del martillo Schmidt en resistencia uniaxial compresiva. Explicación en el texto. En González Vallejo, 2002

Se trata de ver si hay diferencias significativas entre:

- Distintos tipos de granitos de edades distintas.
- Distintas facies dentro del mismo tipo de granito.
- Distintas superficies del mismo granito.
- Alveolo de *tafone* y superficie que lo contiene.
- Alveolo fresco dentro del *tafone* y alveolo estabilizado.
- Alveolo en *honeycomb* de *tafone* y *pía*.

A la hora de evaluar los resultados no interesan tanto los valores absolutos de las medidas, ya que en general salvo en algunos pocos casos, se trata de materiales bastante alterados y los resultados hay que manejarlos con precaución, sino que importan los valores relativos y la comparación de los resultados de resistencia de las distintas estaciones de muestro en los distintos elementos de la roca medidos.

6.1.2. RESULTADOS

Los resultados de las medidas han sido los siguientes:

1. Caneliñas:

- Superficie sin formas (martillo perpendicular a la superficie↓): 25, 26, 30, 30, 34, 36, 40, 42, 42, 42.
- N=10
- Media= 34'8
- Media modificada, sacando los valores bajos=40'40
- Valor de la resistencia= 80 ± 35 MPa

2. Tafoni en la cascada de Ézaro:

- Caja de *tafone* (martillo oblicuo a la superficie↖): 27, 28, 28, 28, 28, 28, 28, 30, 30, 30.
- N=10
- Media= 28'5
- Media modificada=29
- Resistencia= 45 ± 15 MPa

- Alveolo activo (martillo oblicuo a la superficie↖): 20, 22, 22, 22, 24, 24, 26, 26, 26, 26, 26, 26, 28, 28, 28, 30.
- N=17,
- Media= 25'29
- Media modificada= 27'11
- Resistencia= 40 ± 15 MPa

- Alveolo estable (martillo oblicuo a la superficie κ): 24, 30, 32, 34, 34, 36, 36, 38, 38, 38, 40, 40, 40, 40
- N=14,
- Media= 35'71
- Media modificada=39'14
- Resistencia= 70 \pm 35MPa

- Apoyos (martillo oblicuo a la superficie κ): 12, 14, 20,22, 22,24, 24, 24, 24, 26, 26, 28
- N=12;
- Media= 21'91
- Media modificada=25'33
- Resistencia= 35 \pm 15MPa

- Pía estable (martillo perpendicular a la superficie \downarrow): 12, 12, 12, 16, 18, 18, 18, 20, 20, 20, 20, 20, 20, 20, 20, 20, 20, 20, 22, 22, 22, 22, 22, 24, 24
- N=24;
- Media= 17'95
- Media modificada=21'50
- Resistencia= 30 \pm 15MPa

3. Punta Pindo

- Superficie sin formas (martillo perpendicular a la superficie \downarrow): 28,28, 30, 30, 30, 30, 30, 32, 32, 32, 32, 32, 36, 38, 40, 40, 42, 44, 46, 48, 48, 48, 50, 50, 50, 50
- N=26,
- Media= 33'69
- Media modificada= 45'69
- Resistencia= 100 \pm 35MPa

- Apoyos (martillo oblicuo a la superficie κ): 10, 10, 14, 14, 14, 16, 16, 16, 18, 18, 18, 18, 20, 20, 20, 22, 22, 22, 24, 24, 24, 24, 24, 26, 28, 28
- N= 27,
- Media= 18'70
- Media modificada=23'42
- Resistencia= 34 \pm 15MPa

- Alveolo activo (martillo oblicuo a la superficie κ): 16, 20, 20, 20, 20, 20, 22, 22, 22, 22, 22, 24, 24, 24, 26, 26, 26, 28, 28, 30, 30.
- N=22,
- Media= 23'22
- Media modificada=26'18
- Resistencia= 37 \pm 15MPa

- Alveolo estable (martillo oblicuo a la superficie κ): 24, 24, 26, 30, 30, 30, 32, 34, 34, 34, 34, 36
- N= 12,
- Media= 30'66
- Media modificada=34
- Resistencia= 57 \pm 30MPa

4. Chan das Lamas

- Superficie sin formas (martillo perpendicular a la superficie \downarrow): 32, 36, 38, 40, 40, 40, 40, 42, 42, 46, 48, 48, 50
- N= 14,
- Media= 38'71
- Media modificada=46'57
- Resistencia= 110 \pm 35MPa

- Alveolo estable (martillo oblicuo a la superficie κ): 20, 22, 22, 22, 24, 28, 28, 32, 32, 32, 32
- N=11,
- Media= 26'45
- Media modificada=30'66
- Resistencia= 45 \pm 15MPa

- Alveolo estable grande (martillo oblicuo a la superficie κ): 20, 24, 24, 24, 26, 26, 28, 28, 28, 28, 30, 32.
- N= 13;
- Media= 24'23
- Media modificada= 29'42
- Resistencia= 45 \pm 15MPa

- Pía estable (martillo perpendicular a la superficie \downarrow): 18, 20, 20, 22, 22, 22, 22, 24, 24, 24, 24, 24, 24, 26, 26, 26, 28, 28, 30, 30, 30, 30, 30, 30, 32, 32, 32, 32, 32, 34
- N= 28;
- Media= 26'46
- Media modificada=30'42
- Resistencia= 45 \pm 15MPa

5. Caldebarcos

- Caja de *tafone* (martillo perpendicular a la superficie↓): 18, 18, 24, 28, 28, 32.
 - N= 6
 - Media= 24'66
 - Media modificada= 27
 - Resistencia= 45±15MPa

- Superficie sin formas (martillo perpendicular a la superficie↓): 24, 24, 24, 24, 26, 26, 26, 26, 28, 28, 28, 30.
 - N= 13
 - Media= 26'15
 - Media modificada=29'33
 - Resistencia= 45±15MPa

- Alveolo activo (martillo oblicuo a la superficie↖): 10, 12, 14, 14, 16, 18, 20
 - N=7;
 - Media= 14'85
 - Media modificada=17
 - Resistencia= 25±10MPa

- Alveolo estable (martillo oblicuo a la superficie↖): 22, 24, 26, 28, 28,
 - N= 5
 - Media= 25'6
 - Media modificada=27'33
 - Resistencia= 40±15MPa

6. Ancoradoiro

- *Pía* estable (martillo perpendicular a la superficie↓): 20, 22, 22, 24, 24, 24, 24, 26,26, 26, 28
 - N=11
 - Media= 21'68
 - Media modificada=25'33
 - Resistencia= 35±15MPa

- Caja *pía* (martillo perpendicular a la superficie↓): 20, 22, 22, 22, 24, 24, 24, 28, 28, 30, 30
 - N=11;
 - Media= 24'63
 - Media modificada=27'33
 - Resistencia= 35±15MPa

- Apoyos(martillo oblicuo a la superficie κ): 20, 20, 20, 22, 24, 24, 24, 26, 26, 26, 26, 26, 28, 30
- N=15;
- Media= 24'33
- Media modificada= 26'75
- Resistencia= 37 \pm 15MPa

- Caja *Tafone* (martillo oblicuo a la superficie κ): 20, 22, 22, 24, 24, 26, 26, 26, 28, 28, 28, 28, 28, 28, 28, 30, 30, 30, 30, 32, 32, 34.
- N=22;
- Media= 26'09
- Media modificada=30
- Resistencia= 45 \pm 15MPa

- Alveolo activo (martillo oblicuo a la superficie κ): 12, 12, 12, 12, 12, 12, 12, 12, 14, 16, 16, 16, 16, 16, 16, 16, 18, 18, 18, 18, 18, 18, 18, 18, 20, 20, 20, 20, 20, 20, 20, 22, 22, 24
- N= 36;
- Media= 15'45
- Media modificada=19'77
- Resistencia= 28 \pm 10MPa

- Alveolo estable (martillo oblicuo a la superficie κ): 20, 20, 22, 22, 24, 24, 26, 26, 30, 30, 30, 30, 30, 32, 34, 34, 34
- N= 17
- Media= 25'76
- Media modificada=31'55
- Resistencia=48 \pm 15MPa

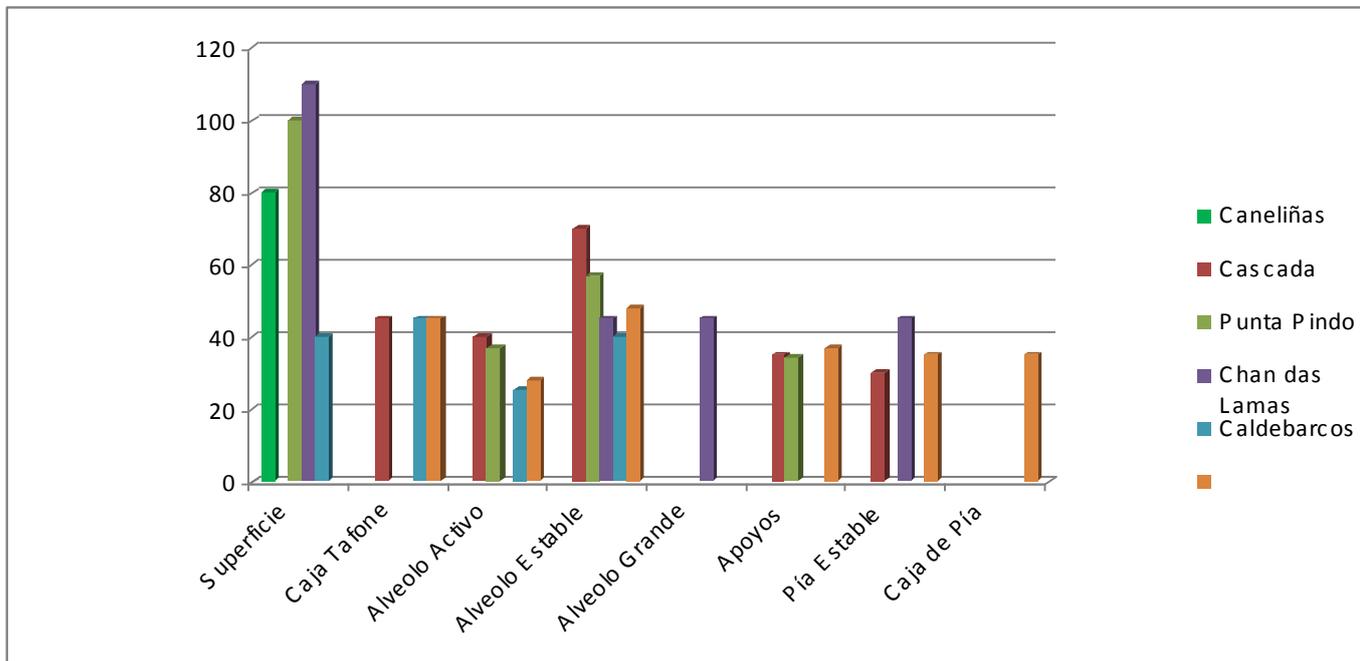
Si tabulamos las medias en todas las estaciones en los distintos puntos obtenemos la tabla 1:

Tabla 1: Medidas de resistencia en los diferentes puntos de muestreo

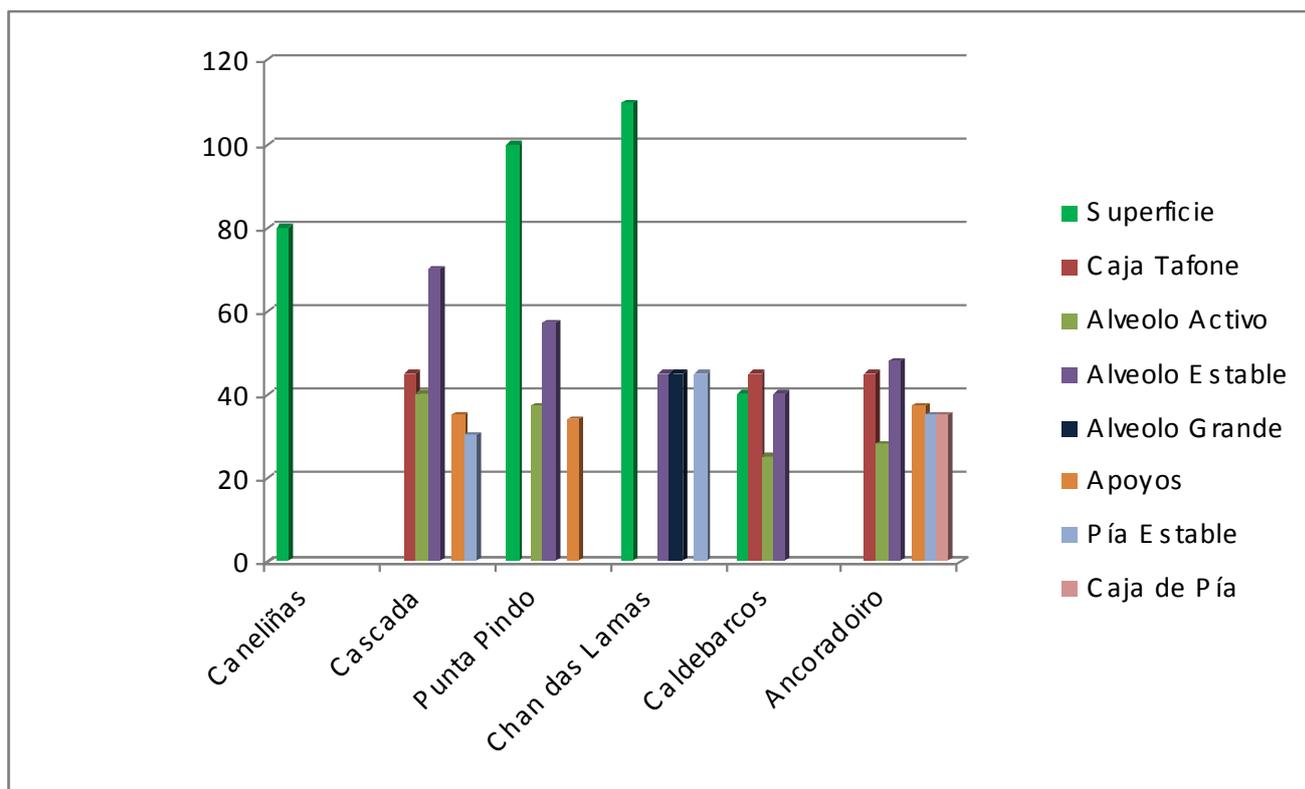
Medias MPa	Puntos de muestreo					
	Caneliñas	Cascada	Punta Pindo	Chan das Lamas	Caldebarcos	Ancoradoiro
Superficie	80		100	110	40	
Caja Tafone		45			45	45
Alveolo Activo		40	37		25	28
Alveolo Estable		70	57	45	40	48
Alveolo Grande				45		
Apoyos		35	34			37
Pía Estable		30		45		35
Caja de Pía						35

Y si hacemos gráficos comparativos, obtenemos las gráficas 1, 2, 3, 4 y 5:

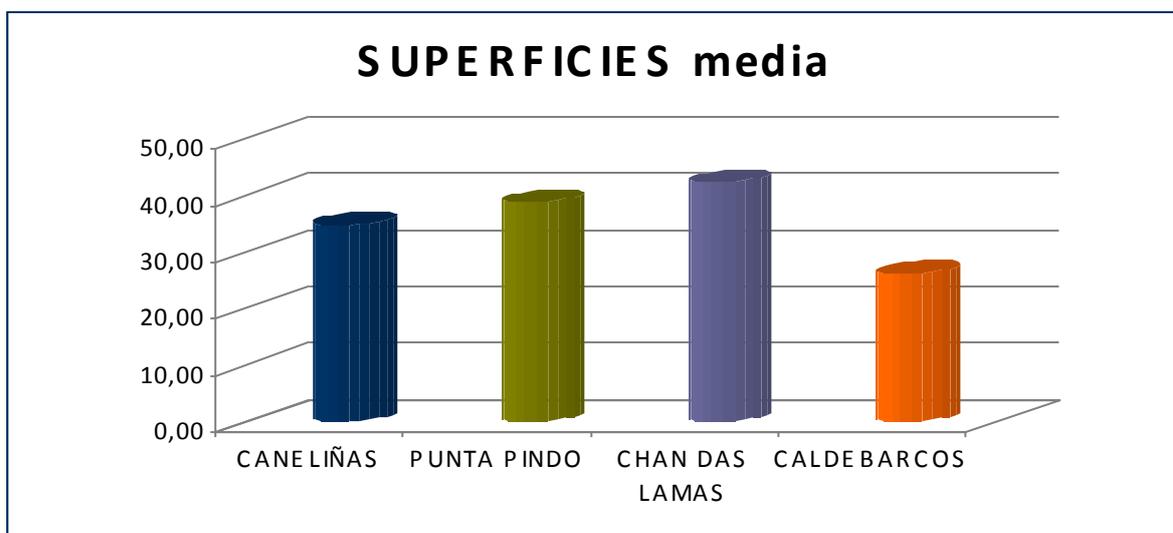
Gráfica 1: Distintas medidas en los distintos puntos de muestreo



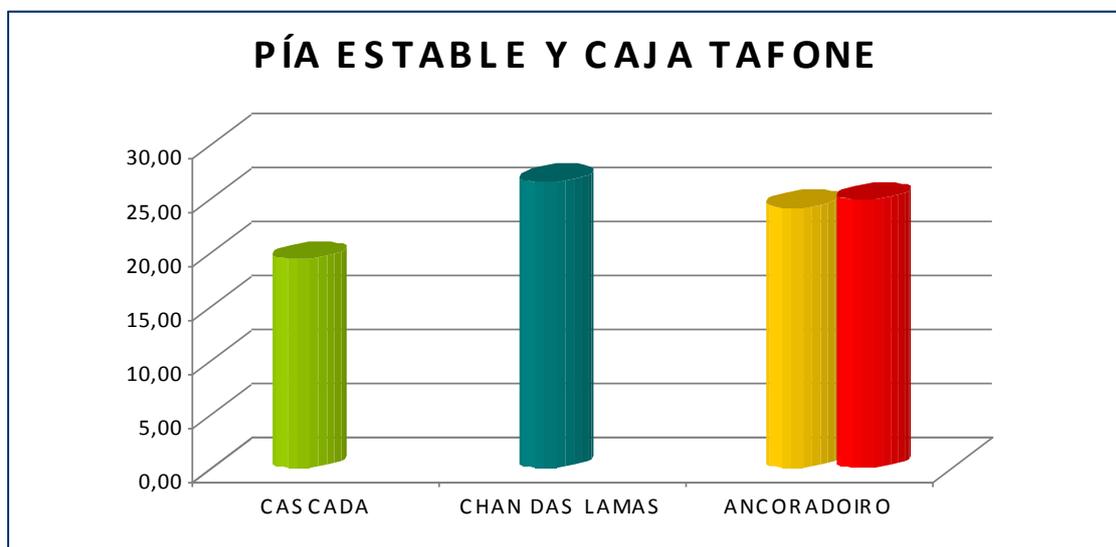
Gráfica 2: Puntos de muestreo para las distintas mediciones



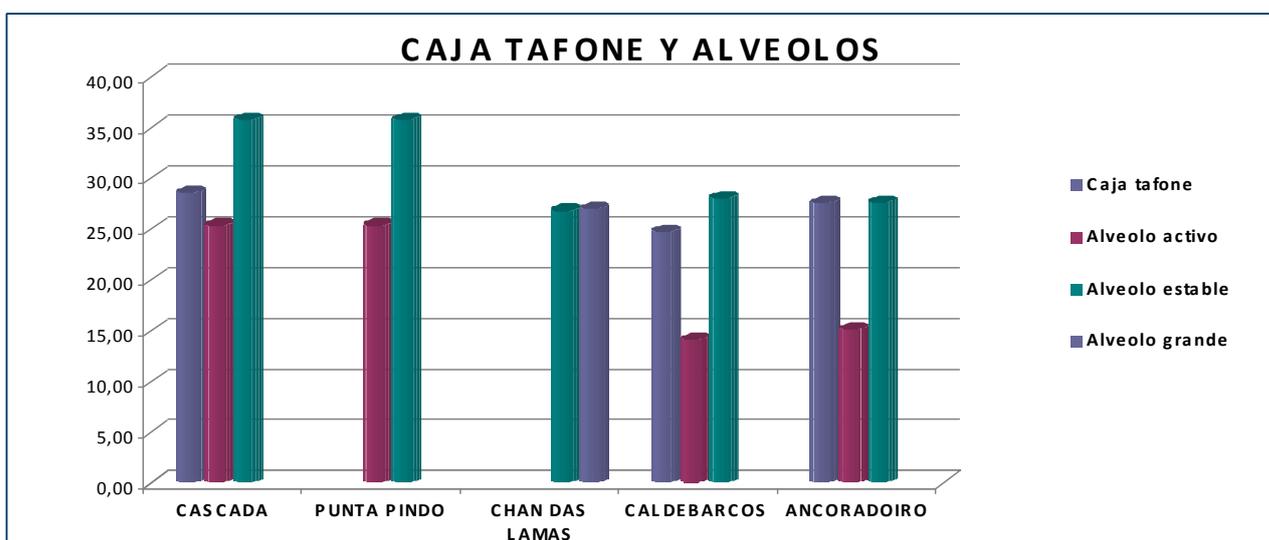
Gráfica 3: Comparación de las medidas en superficies en los distintos puntos de muestreo



Gráfica 4: Comparación de las pedidas en pías estables y cajas de tafoni en distintos los puntos de muestreo



Gráfica 5: comparación de las medidas en caja de tafone y alveolos en distintos puntos de muestreo.



6.1.3. CONCLUSIONES DE LOS RESULTADOS

A la vista de los resultados gráficos podemos inferir una serie de tendencias generales, que son:

i) En primer lugar hay que hacer notar que los resultados de las pruebas del martillo *Schmidt* son análogos en todos los sitios, es decir no hay diferencias importantes de los valores, ya se trate de granitos de diferentes edades, mineralogías o texturas; esto parece indicar que los parámetros de edad, mineralogía y textura, no son tan relevantes en la definición de las formas que nos ocupan.

ii) Los valores obtenidos en los alveolos fosilizados, es decir, los que consideramos inactivos, ya sean grandes o pequeños, y los obtenidos en las cajas de los *tafoni* que los albergan, son semejantes en todas las estaciones, lo que puede querer decir que la meteorización dentro y fuera del *tafone* es la misma, prueba de que la forma ya ha llegado o está llegando a su máximo desarrollo, y a partir de ahí la forma evoluciona hacia su destrucción.

iii) Los alveolos frescos, es decir, los que todavía están activos, tienen siempre valores sustancialmente menores que los inactivos; este es un resultado esperable que quiere decir que la meteorización aún puede seguir actuando agrandando las cavidades, ya que al mostrar resistencias menores, podrían ser explotados con mayor facilidad.

iv) Las zonas cercanas a los apoyos muestran valores más bajos que las otras y son valores cercanos a los que muestran los alveolos activos, lo que significa que son zonas sometidas a mayor estrés y una vez que el bloque que tienen encima desaparezca serán zonas más susceptibles de meteorizarse; dicho de otra forma, esta situación reproduce un poco el concepto de migración de cargas y formación de recintos lacunares.

v) Las superficies desprovistas de formas muestran en general los valores más altos, lo que indica que o bien no se darán nunca los procesos porque no muestran condiciones internas para ello, o bien que los procesos aún no han actuado y conservan aún un algo grado de cohesión. Los valores del resto de formas corresponden a granitos bastante alterados.

vi) *Pías* y *tafoni* estables, muestran más o menos los mismos valores de resistencia, lo que podría ser un argumento a favor de la idea de que forman parte del mismo proceso, en este caso indicando el final del proceso degradativo.

Aparecen aún así resultados anómalos, como los que exponemos a continuación:

- La *pía* "estable" en la zona de *Ézaro* presenta valores anormalmente bajos, lo que podemos interpretar que no es tan estable y que aún está en proceso degradativo.

- La superficie sin formas en *Caldebarcos* da valores anormalmente bajos, lo que podría significar que por dentro hay recintos plastificados y por tanto está superficie podría por dentro está alterada y que podría aún generar microformas. Lo mismo ocurre con la caja del *tafone*.

Todos estos resultados ayudan a complementar de una forma experimental la hipótesis del "modelo elástico de formación de cavidades" (*Vidal Romaní, 1985*) como vamos a ver en la discusión que emprendemos a continuación.

6.2. DISCUSIÓN

6.2.1. Generalidades

La relación entre forma y estructura es especialmente evidente en el caso de las formas menores graníticas o microformas (*Vidal Romaní, 1985, 1989*) y así se ha manifestado en muchas de las observaciones realizadas en la zona de *O Pindo*. En este trabajo desarrollamos y profundizamos en la idea del modelo elástico de formación de cavidades (*Vidal Romaní 1983, 1985*), que considera que la existencia de cavidades tipo *pía* o *tafone* está predeterminada desde el momento en que las condiciones internas lo permiten y se materializan cuando la roca queda expuesta a condiciones exógenas.

El Modelo Elástico de Formación de Cavidades (*Vidal Romaní, 1985*) consta de tres fases:

1. Migración de cargas: cuando el macizo empieza a ser alterado por su red de diaclasas, los bloques que en principio mostraban un pleno apoyo unos con otros a lo largo de los planos de discontinuidad, empiezan a perder apoyos y solo hay contactos en las zonas sanas.

2. Concentración de carga: como consecuencia de la migración de cargas unos determinados puntos del macizo soporten más carga que otros. Los mecanismos que producen esta concentración de carga son:

- La alteración selectiva: si unas zonas de la roca se alteran más que otras la carga pasa de ser uniforme a ser puntual y este efecto haría que se esta se concentrara en lugares determinados (resultados iv y v del diseño experimental).

- El hielo: en épocas más frías la carga adicional que puede soportar una roca debido al peso del hielo que tiene encima puede ser considerable y suficiente para producir este proceso de concentración de carga.
- *Stress* tectónico: en condiciones más superficiales a varios metros de la superficie son comunes esfuerzos de entre 10-30MPa que aunque bajos pueden ser importantes en el transcurso del tiempo geológico. A este esfuerzo habría que sumarle los esfuerzos extras que se producen en el transcurso de períodos orogénicos.
- La presencia de fracturas: las fracturas pueden añadir asimetría al modelo y concentrar carga en determinados lugares.

Como consecuencia de la concentración de carga se forman los recintos de plastificación o espacios lacunares, que corresponden a porciones más vulnerables del macizo, de tamaño y formas variables. Estas zonas de debilidad determinarán no solo la localización del lugar donde se van a desarrollar las formas, sino también la forma, dimensionalidad y tamaño máximo.

3. Explotación erosiva: estas formas solo se expondrán y abrirán cuando el macizo sea exhumado y explotado por la meteorización. Según este modelo *pías* y *tafoni* serían dos aspectos de la misma realidad.

El modelo elástico explica satisfactoriamente las observaciones de la Tabla 2, que otras hipótesis alternativas no hacen y que discutiremos a continuación:

Tabla 2: Observaciones que pueden ser explicadas por el modelo de concentración de cargas.

1. La independencia de los *tafoni* con el clima.
2. El hecho de que unos bloques estén tafonizados y otros adyacentes no.
3. Que los procesos desagregativos se efectúen primero grano a grano y después en placas.
4. La gran actividad interna, mientras que es casi nula en el exterior.
5. El cese de la actividad de tafonización en un momento dado incluso antes de haber llegado al total vaciado.
6. El hecho de que se puedan desarrollar en distintas posiciones sobre superficies horizontales o inclinadas.
7. Las distintas morfologías.
8. La relación *gnammas* y *tafoni*.
9. La indeterminación de las formas.
10. La formación de cavidades en condiciones poco propicias para la meteorización de la roca.
11. La localización restringida, dimensionalidad y tipología de las cavidades.
12. El desarrollo del *honeycomb*.
13. Que el máximo desarrollo de la cavidad no se dé exactamente sobre el plano de diaclasa.
14. Los distintos orígenes de las *gnammas*.

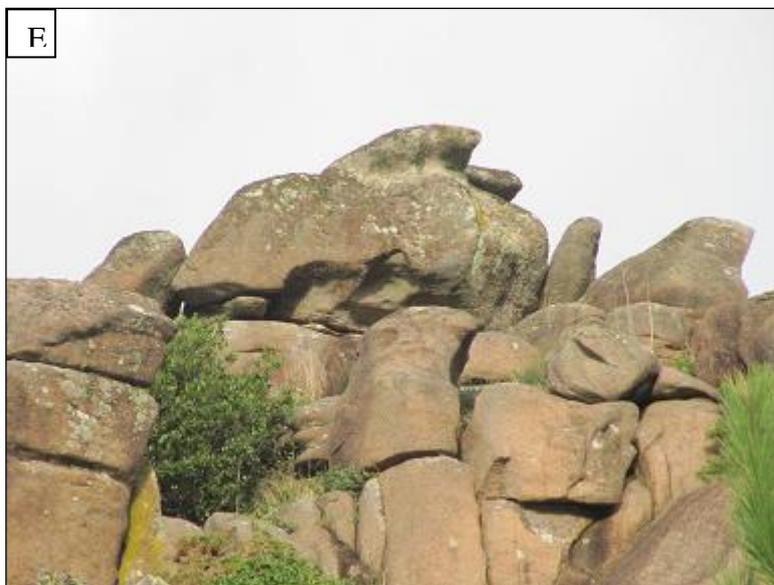
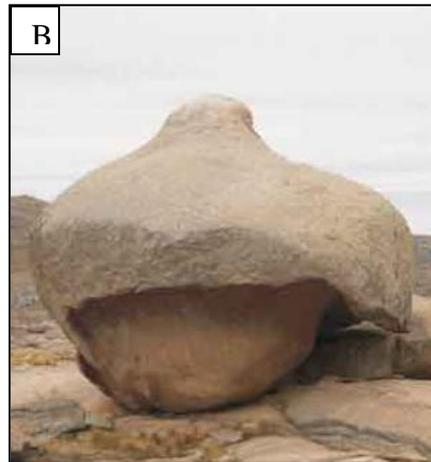
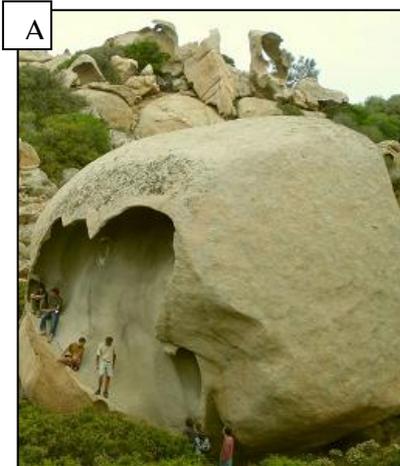
6.2.2. Independencia del tafone con el clima (Lámina 1)

Muchos autores consideran que los *tafoni* son formas propias de dominios áridos –desérticos y costeros- aunque se hayan descrito también en los trópicos o en la Antártica. *Rondeau, 1958* opina que los *tafoni* producidos en la Bretaña francesa son estrechamente dependientes del medio, mientras que los de Córcega no lo son tanto, resultado que nos llevaría a concebir diferentes orígenes para estas, si admitimos su dependencia climática.

Si se acepta que la evolución y desarrollo de *gnammas* y *tafoni* se realiza por procesos combinados de degradación química (hidrólisis, disolución, hidratación...) y física (desagregación granular, *flaking*) que pueden actuar sinérgicamente (*Turkinton & Phillips 2004*) y si se admite también que estos procesos afectan por igual a las rocas aflorantes, no se puede admitir por tanto que la formación de cavidades sea un hecho general, ya que no aparecen siempre, sino que se trata más bien de un hecho particular, azonal, relacionado con los planos de diaclasas.

La concentración de cargas es un proceso de naturaleza interna en su origen y por tanto no tiene relación directa con el clima. Con esto desligamos la formación de cavidades tafónicas de un dominio climático determinado. Esta afirmación la sostiene también el resultado (i) del diseño experimental y las observaciones de campo que muestran *tafoni* activos en diversas y variadas latitudes del mundo.

LÁMINA 1



Explicación de la Lámina 1 de izquierda a derecha y de arriba abajo:

- A) Tafoni en En Calvi, Italia, Fuente Google.
- B) Tafone en la Pampa de Achala, Argentina (cad.31).
- C) Der Pilz (El hongo). Eurogeopark (Google).
- D) El hongo, quebrada de las conchas, Cafayate, Argentina, forma flame.
- E) Tafone en A punta do Pindo, cercano al mar, con una especie de caperuza o mamelón superior que es consecuencia de la erosión en un plano de pseudobedding superior.

6.2.3. Unos bloques se tafonizan y otros adyacentes no

No todos los granitos del mismo tipo y bajo las mismas condiciones se tafonizan (Fig.6.3.). Esto es consecuencia de la aleatoriedad del proceso de concentración de cargas, ya que no se produce ni en todos los bloques, ni por igual en unos que en otros. Además la tafonización de un bloque puede hacer aumentar el stress en otro bloque próximo adyacente induciendo su tafonización.

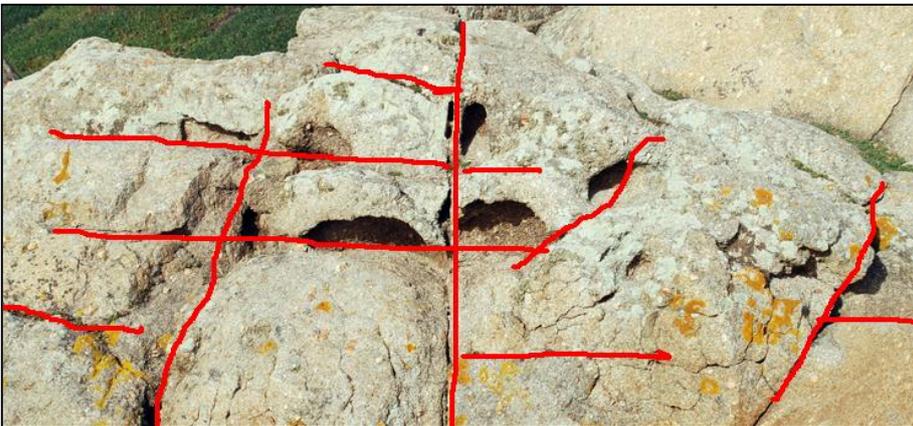
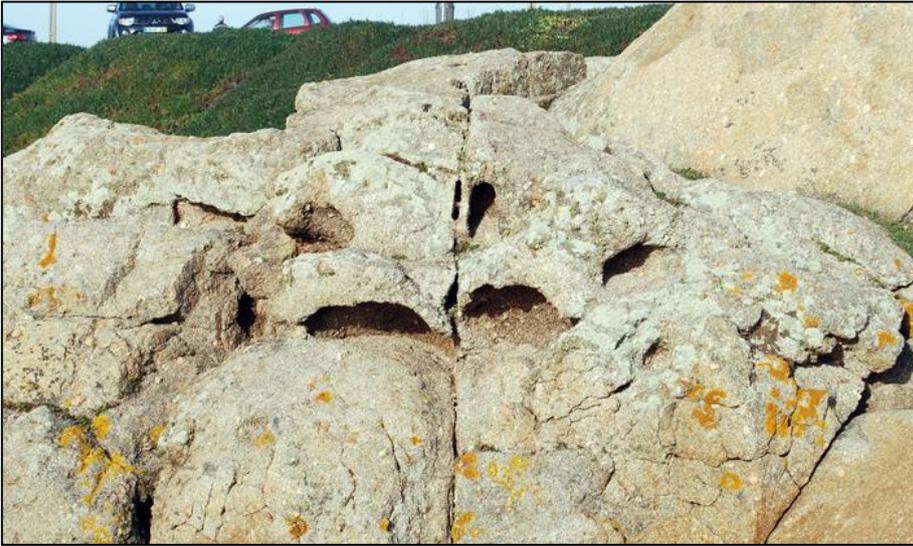


Fig.6.3. Estas foto de la "Praia de lavadores" (fuente Google) muestran como en algunos casos hay tafonización y en otros no.

6.2.4. Los procesos desagregativos se producen primero grano a grano y luego en placas

Los *tafoni* son debidos a la aplicación de cargas en puntos específicos de un plano estructural previo; el origen de estas cargas pueden ser debidas al peso del hielo de un glaciar sobre el bloque o bien al peso de roca sobre un determinado macizo rocoso. Por debajo de este punto de aplicación se desarrolla una zonación de dominios donde la roca es alternativamente sometida a compresión (más superficialmente) y a tracción (más profundamente).

La desintegración granular correspondería a la evacuación donde el granito ha sufrido esfuerzos de compresión (Fig.6.4.), mientras que las placas (separadas del orden entre 1-15cm) (fig.6.5.) representan las diferentes isobaras definidas a más profundidad donde se producen los esfuerzos de tracción. Hay que considerar además que la resistencia a la tracción en las rocas suele ser muy baja en comparación con la resistencia a la compresión.

En estas superficies son por donde se introduce la humedad que posteriormente desagregará la placa indicando la susceptibilidad de la roca a la meteorización. Los contornos varían con la magnitud de la fuerza, las características geotécnicas de la roca y con el área de distribución de la carga.



Fig.64. Disgregación en grano. Los puntos anaranjados son líquenes que tienen un par de mm de diámetro. En *wikimedia commons*, categoría: *Rock formations*.



Fig.6.5. Ejemplos de disgregación en placas. Observar desagregación en placas en tafone en estado avanzado de desarrollo en Fonte Mateo

6.2.5. La gran actividad interna y la externa prácticamente nula (Fig.6.6.)

Sobre esto se ha teorizado si podría ser debido a los cambios de temperatura y humedad dentro y fuera de la cavidad, al efecto sombra, a la concentración de humedad en los recovecos del *tafone* o a la cristalización de sales; aunque estos mecanismos existen y pueden actuar, creemos que la actividad interna es consecuencia del prediseño tectónico de los recintos de plastificación formados en el bloque que va a desarrollar el *tafone*.

En el diseño experimental también se ha comprobado que ciertos bloques muestran en superficie una resistencia anormalmente baja que podría atribuirse a este hecho.

La colonización por algas, líquenes y vegetales es muy superior en la parte externa respecto a la interna del *tafoni*, que aunque también produce meteorización, podría tener sin embargo un efecto protector de la misma.



Fig.6.6. Este bloque (caja de tafoni), muestra un gran vaciado interno, mientras que por fuera aún conserva la estructura de paralelepípedo del bloque, en Monte Louro.

6.2.6. El cese de la tafonización incluso antes de llegar al total vaciado

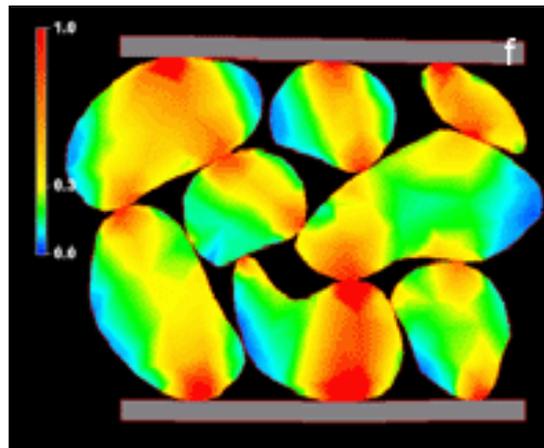
Esto es debido a que la meteorización de la cavidad agota el recinto de plastificación, más susceptible a la misma y a partir de entonces encuentra roca más sana de difícil y más costosa meteorización. La colonización por seres vivos, al encontrar un ambiente más estable, puede producirse y con ella la velocidad de la tafonización decae.

Esta observación se ve corroborada también por los resultados (ii) y (iii) del diseño experimental.

6.2.7. Los tafoni se desarrollan en distintas posiciones

Los tafoni se desarrollan tanto en posiciones horizontales como verticales. El modelo de distribución de cargas predice que estas se producen en todas direcciones, por tanto es posible que se puedan desarrollar en cualquier posición. Las rotaciones y los deslizamientos de bloques pueden hacer aumentar el campo de stress en unas zonas aunque la carga no varíe. El contacto entre bloques se realiza a través de superficies pequeñas.

Si tomamos esta viñeta del experimento de *Xavier du Bernard 2001 (Fig.6.7.)*, podemos ver la aleatoriedad de la que hablamos. Las zonas rojas son las de mayor concentración de esfuerzo y las que darían cavidades, nótese como se pueden producir en cualquier lugar dependiendo de la situación de los bloques (granos) y de los puntos de contacto de los mismos. Además los contactos entre granos varían con el tipo de empaquetado de forma que la heterometría del modelo haría aumentar el número de contactos, con ello se puede explicar por qué los bloques más pequeños, con más contactos, producen gran cantidad de cavidades, más que los mayores, con muchos menos contactos.



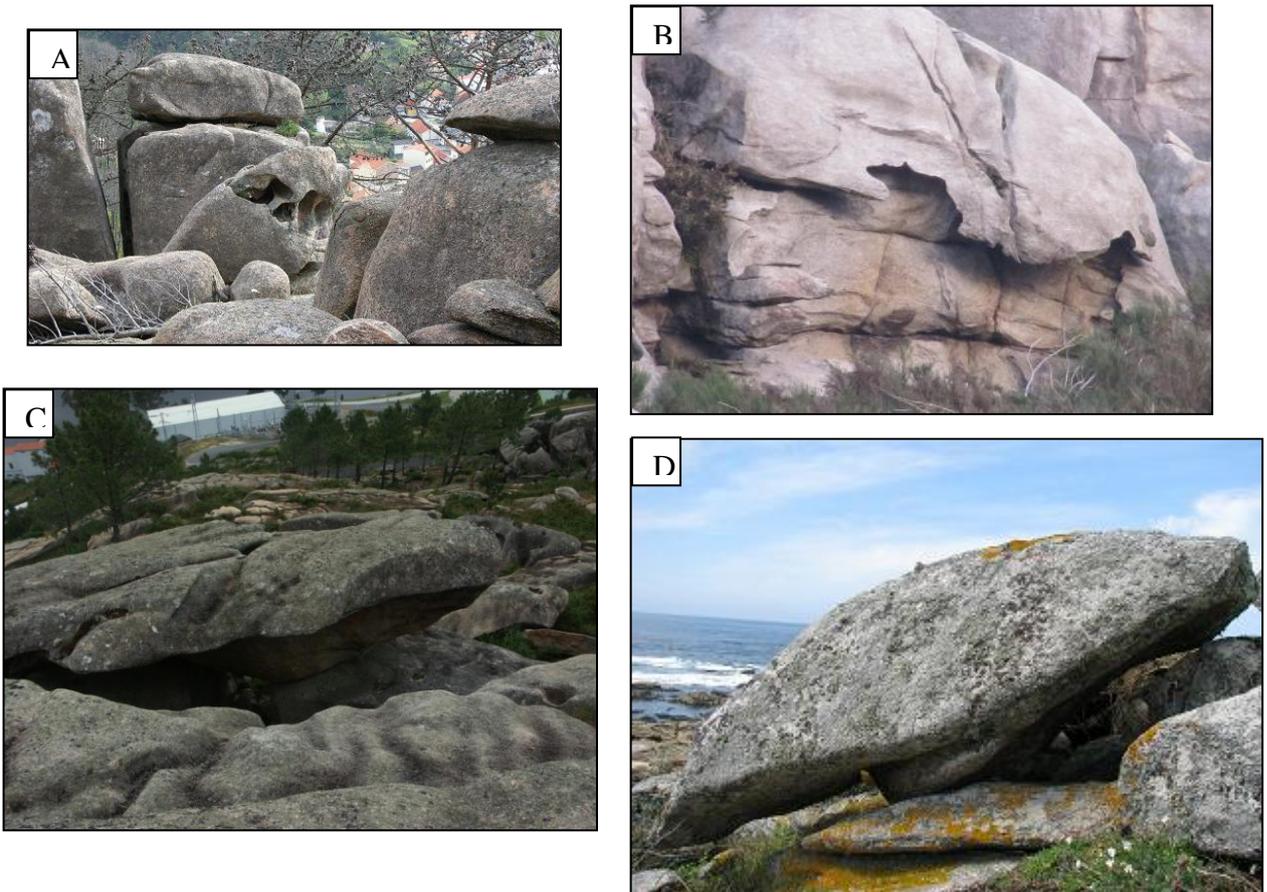
F

Fig.6.7. Experimento de Du Bernard, 2001. Explicación en el texto

6.2.8. Las distintas morfologías (Lámina 2)

La diferente morfología de los *tafoni* se explica por la distinta distribución, naturaleza, orientación y magnitud de las cargas que los originaron. Existe además una relación entre la forma en planta y la distribución areal de la carga que la origina, además la apertura de la forma corresponde con el área de aplicación de la carga (Vidal Romaní, 1985).

LÁMINA 2



Explicación de la lámina 2, de izquierda a derecha y de arriba abajo

A) *Tafoni en distintas posiciones en O Pindo.*

B) *Tafoni a pie de escarpe en Monte Louro.*

C) *Tafoni pilar central en Monte Louro.*

D) *Tafoni pilar central en Ancoradoiro.*

6.2.9. Las *gnammas* y los *tafoni* están relacionados (Lámina 3)

La asociación de este tipo de cavidades es posible a través de una superficie de discontinuidad (diaclasa, plano de estratificación, pseudoestratificación o plano de exfoliación) en los macizos rocosos donde aparecen, hecho que nos lleva a admitir que pueden ser distintas manifestaciones de un mismo proceso, el de concentración de cargas.

El modelo de distribución de esfuerzos a ambos lados del plano de discontinuidad hace que sea posible el desarrollo de cavidades a ambos lados del plano, independientemente de su posición (Fig.6.8.).

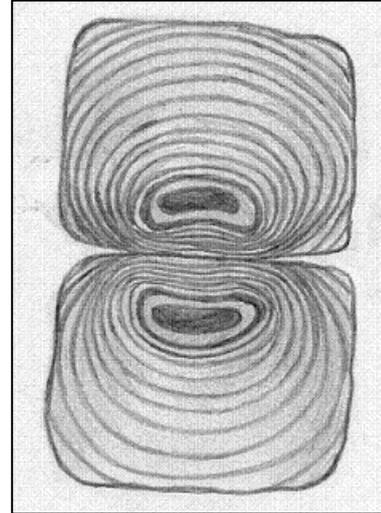
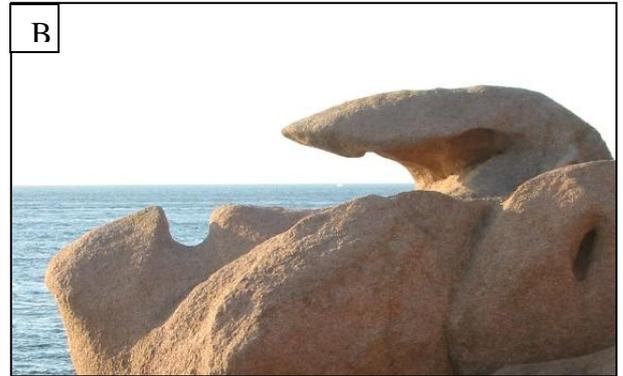


Fig.6.8.
Concentración de
cargas en dos
bloques adyacentes.

Argumentos a favor de la relación entre *gnammas* y *tafoni*:

1. La velocidad de desagregación de *gnammas* y de *tafoni* de pequeño tamaño es aproximadamente la misma. *Matsukura y Tanaka, 2000*, al medir durezas en superficies no hacen distinción entre las paredes de *gnammas* o *tafoni*.
2. Las medidas arrojadas por el martillo *Schmidt* en el resultado (vi) del diseño experimental
3. En muchas ocasiones se encuentran ligados al mismo plano de diaclasa de inicio que los dio origen.
4. La aplicación de métodos morfométricos análogos a unos y otros.
5. Las etapas evolutivas de unos y otras ofrecen un cierto paralelismo que básicamente son iniciación, crecimiento, degradación y destrucción.

LÁMINA 3





Explicación de la lámina 3 de izquierda a derecha y de arriba abajo:

A) Asociación gnamma-tafoni en punta Nariga

B) Asociación gnamma-tafone en la "Pink Granite Coast", tomado de Google.

C) Asociación gnamma-tafoni en Pindo-Ézaro. Esta forma representa magníficos ejemplo de la relación entre gnammas y tafoni y una de las mejores pruebas gráficas de esta relación. La forma superior es un tafone de dimensiones métricas, donde se ha desarrollado honeycomb y ventanas troncocónicas, lo que indica que son fruto de la evolución de dos alveolos del honeycomb. En su parte superior se desarrolla rillenkarrren; en el plano inferior se ha desarrollado una enorme pía de tamaño comparable al del tafone al que va asociado, que al no tener ni exutorios ni probablemente fisuras en su interior, ha sido capaz de retener un enorme volumen de agua.

D) Otra vista del ejemplo anterior.

E) Detalle del interior del ejemplo C.

F) Detalle interno de las ventanas del ejemplo C.

G) Ventanas vistas desde la parte de afuera del ejemplo C.

H) Asociación de pía y tafone en Faro Louro.

I) Asociación de pía y tafone en Quilmas.

J) Asociación de formas. En este caso la superficie inferior es una pía evidenciada por el exutorio y la superior tafoni evidenciada por inicio de honeycomb. Ancoradoiro.

K) Asociación gnamma-tafone en Quilmas.

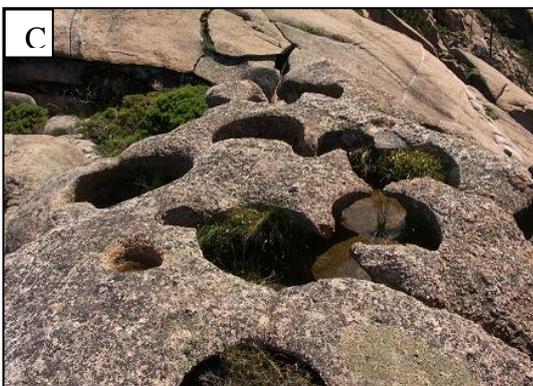
6.2.10. La propia indeterminación de formas (Lámina 4)

Existen procesos susceptibles de originar cambios en la dinámica del desarrollo de los *tafoni* como por ejemplo los gravitatorios que producen volcado, deslizamiento u otros desequilibrios en la roca, de esta forma los *tafoni* pueden funcionar transitoriamente como *pías*.

Si la roca vuelca o se desequilibra, puede originar formas híbridas, caóticas y de difícil interpretación al ser formas que evolucionan rápidamente.

En algún caso no se puede asignar con total seguridad si la forma es una *pía* o un *tafone*, siendo un criterio para distinguirlas el hecho de encontrar vestigios de *honeycomb* (que se asignarían como *tafoni*) o de rebordes en las paredes (que indicarían *pías*) sin embargo hay que tener cuidado con esto ya que se han visto estructuras típicas de *tafone* (p.ej. *honeycomb*) en *pías in situ*.

LÁMINA 4





Explicación de la lámina 4, de izquierda a derecha y de arriba abajo

A) *Honeycomb* funcionando como pía.

B) *Fonte Mateo*: foto correspondiente a ventanas tafónicas que han probablemente funcionado también como pías.

C) Esta estructura, ¿se trata de un conjunto de ventanas que han atravesado un *honeycomb* de un tafone o de un conjunto de pías que han ido coalesciendo?

D) *Fonte Mateo*: *Gnamma* y *Tafone* no relacionados, la de delante es una pía correspondiente a un plano superior y la de atrás un tafoni desarrollado a partir de un plano inferior.

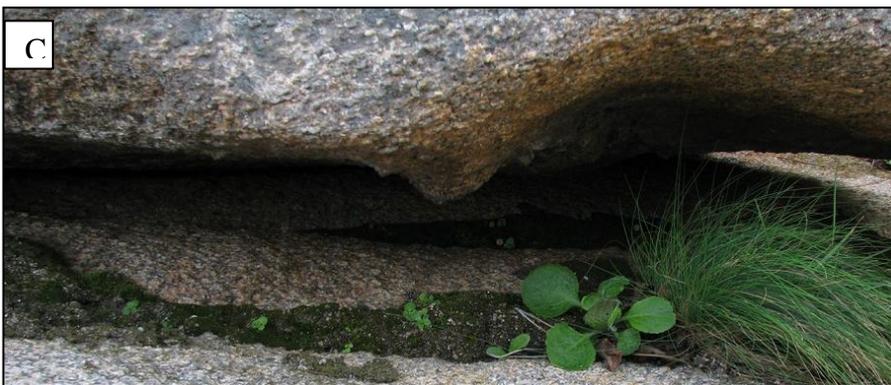
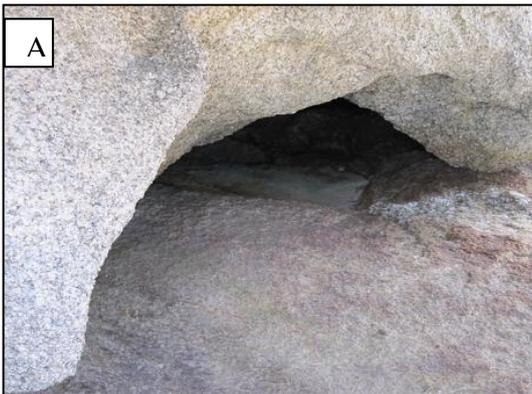
E) En este caso en *Ancoradorio*, lo que parecen dos pías, son en realidad dos ventanas comunicadas internamente por el tafone.

6.2.11. La formación de cavidades casi cerradas, en condiciones ambientales resguardadas y poco propicias para la meteorización de la roca. (Lámina 5)

Si bien se puede admitir que ciertas oquedades queden explicadas por fenómenos de naturaleza exógena, tales como la existencia de concavidades iniciales donde la forma se va a desarrollar, o de zonas de debilidad en el frente de alteración por donde es posible la filtración de agua y el desarrollo de *pías* o *pseudokarren*, formas encontradas por Baonza 2008, condicionadas por la disposición vertical de estratos de pizarras, difícilmente podrían explicarse según un modelo exógeno, y sí por ejemplo por el de concentración de cargas.

Se pueden observar en ciertas ocasiones *gnammas* preservadas de intemperismo que se encuentran protegidas entre las superficies de exfoliación de domos y sin embargo se desarrollan.

LÁMINA 5





Explicación de la lámina 5, de izquierda a derecha y de arriba abajo:

- A) Baroña: pía en el interior de una superficie de exfoliación del domo.*
- B) Pía en Monte Louro debajo de una estructura sheet.*
- C) Pía Cerca del cementerio de Quilmas debajo de una cavidad tafónica.*
- D) Pía en Monte Galiñeiro en un plano de sheet.*

6.2.12. Dimensionalidad y tipología de cavidades

Es un hecho frecuente que los *tafoni* son mucho mayores que las *gnammas*, aunque el mecanismo elástico predice que son el resultado de cargas de idéntica magnitud, debe suponerse entonces que el proceso de tafonización es mucho más efectivo debido a que los granos o placas desprendidos caen por la acción de la gravedad directamente fuera de la cavidad y el regolito es rápidamente barrido por los agentes externos (es aquí donde el viento juega un papel esencial a la hora de retirar productos de meteorización, así como el efecto *Venturi*).

Este proceso no ocurre en las *gnammas*, donde hay procesos de estancamiento del agua y la evacuación a veces es muy costosa. Es decir, el mecanismo de desagregación difiere: un ataque químico bajo el agua en *gnammas* y otro debido a la humedad ambiental (subaéreo) en *tafoni*.

Aunque el *tafoni* suele ser mayor que el *anti-tafone*, se han encontrado en O *Pindo* y en *Louro* asociaciones con dimensiones equivalente (Fig.6.9.).



Fig.6.9. *Gnamma* y *Tafone* de dimensiones equivalentes en *Ézaro*.

6.2.13. El Honeycomb

Las irregularidades que presentan las paredes y techo del *tafone* (futuro *honeycomb*) son debidas a la acción de múltiples cargas aplicadas en la periferia del bloque o bien a modificaciones en la posición de la carga a lo largo del tiempo. (Fig.6.10. y 6.11.)

Un argumento a favor de esta idea lo constituye el hecho de encontrar *honeycomb* en *tafoni* muy pequeños y poco abiertos, lo que indica que estas estructuras también estarían prediseñadas y que empezarían a formarse durante las primeras etapas de evolución de *tafoni*, simultáneamente a la apertura de la cavidad.

La figura 6.12. muestra además cómo el diseño se va repitiendo en las sucesivas capas de exfoliación del granito, lo que da a entender que se trate de un prediseño.

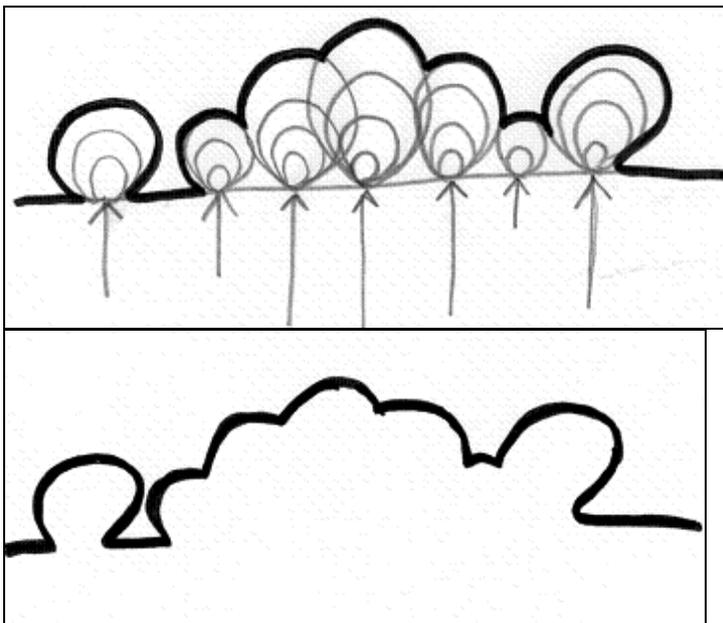


Fig. 6.10. Pequeñas cargas puntuales y juntas hacen suponer el desarrollo del *honeycomb*.

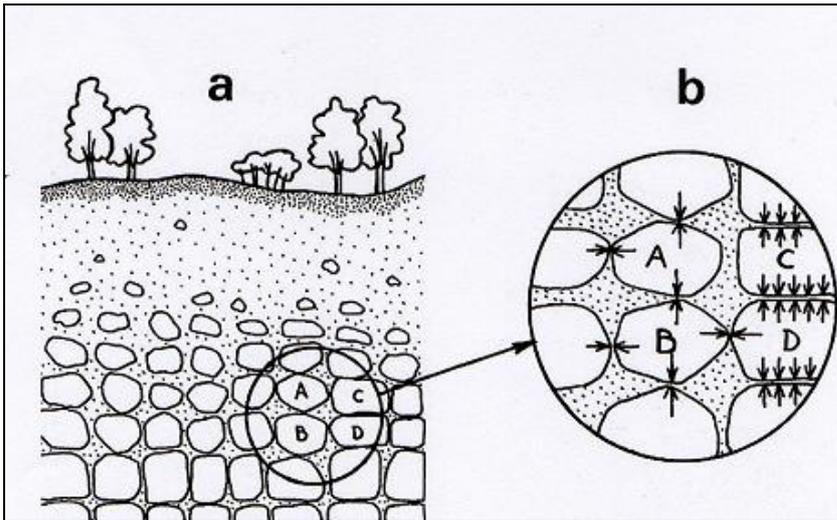


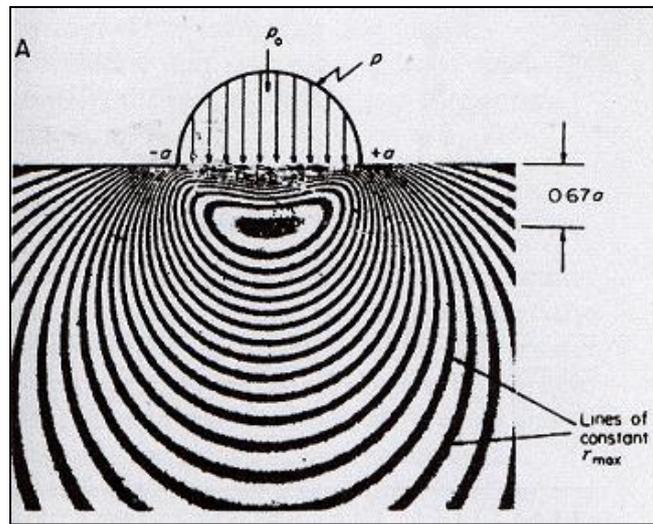
Fig.6.11. Esquema de cómo se originan los diferentes tipos de cargas puntuales: las aisladas (A, B) darán tafone aislados que acabarán si acaso originando ventanas, las cargas agrupadas (C,D) darán honeycomb, según Vidal Romani, 2004.



Fig.6.12. Honeycomb en capas de exfoliación en granitos de Baroña. Obsérvese además cómo se repite el modelo entre los mismos

6.2.14. El Máximo desarrollo de la cavidad

El máximo desarrollo de la cavidad no tiene por qué producirse inmediatamente sobre el plano de diaclasa ni intersectar a la superficie libre, sino que pueden hallarse a una cierta distancia de profundidad, que como predice la teoría, es a "0'67a" donde "a" es el radio de la carga supuestamente esférica. (Fig. 6.13., 6.14. y 6.15)



6.13. Análisis fotoelástico. Explicación en el texto

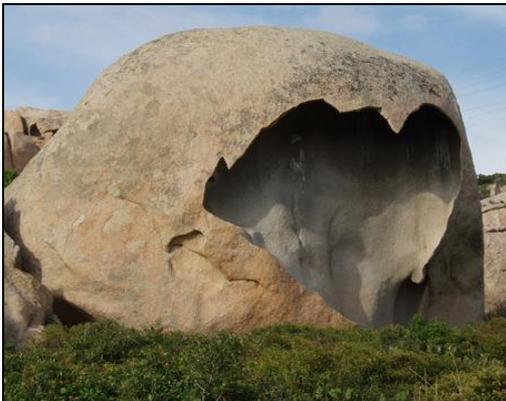


Fig.6.14. En Calvi, Italia. Fuente Google
Explicación en el texto



Fig.6.15. En Ézaro. Explicación en el texto

6.2.15. Los distintos orígenes de las *gnammas*

Las *gnammas* que se han formado por procesos de concentración de cargas suelen tener forma *pit*, con rebordes sobreexcavados que se pueden justificar no sólo como consecuencia del estacionamiento del agua en la cavidad, sino también debido a este proceso. En este caso se podrían llamar *anti-tafoni* ya que corresponden a la formación por debajo del plano estructural que da origen a las formas (Fig.6.16.).

La disimetría que presentan a veces estas formas y las propias formas "en sillón" corresponden a situaciones en que la carga está desigualmente distribuida.

Las *pías* que no se forman por concentración de cargas sino por otros procesos. Son más bien de morfología *pan* y aparecen solas sin que existan *tafoni* en sus inmediaciones (Fig.6.17.)



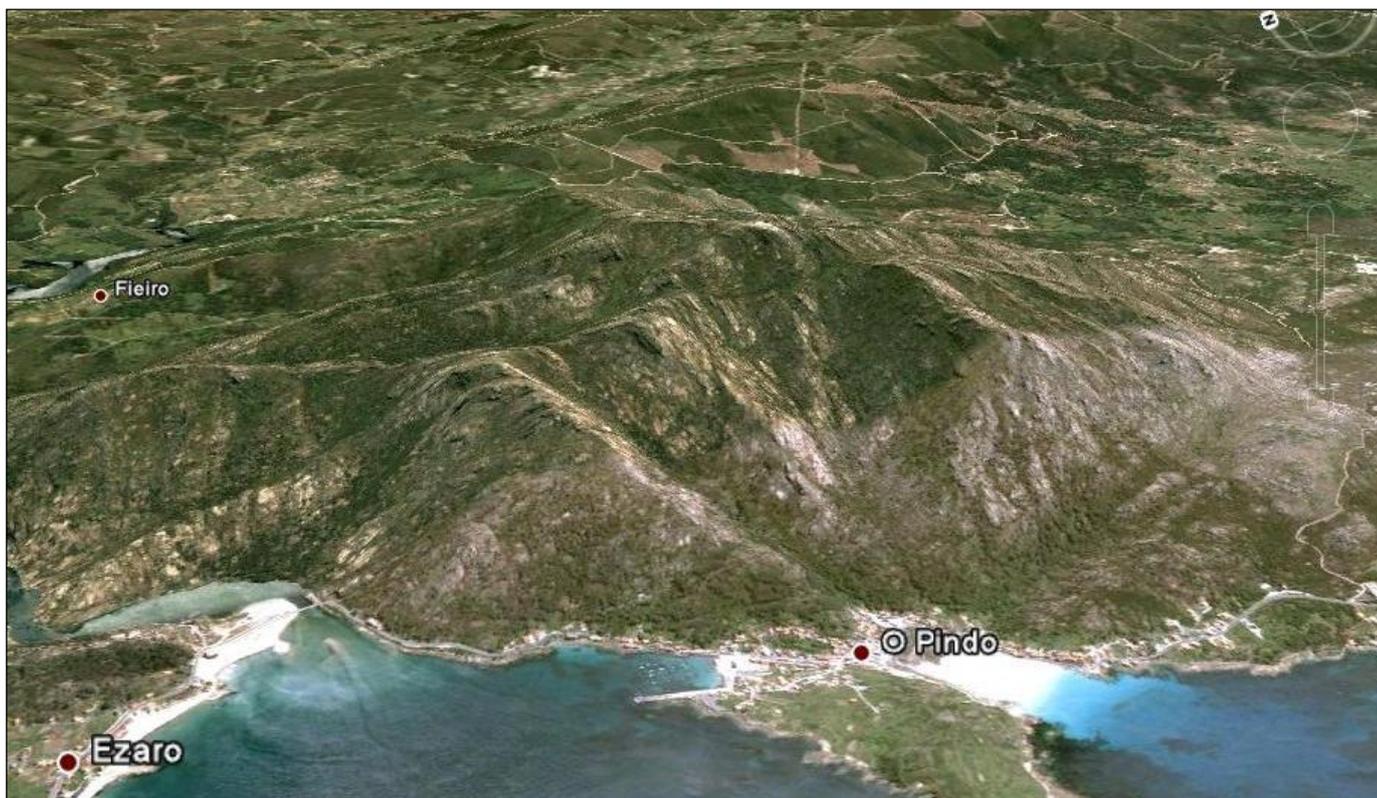
Fig.6.16. *Pías* formadas por concentración de cargas



Fig.6.17. *Pías* no formadas por concentración de cargas

CAPÍTULO VII

CONCLUSIONES



En esta Tesis Doctoral se han estudiado las cavidades tipo *gnamma* y *tafoni* formadas sobre rocas graníticas en los macizos costeros de la zona de *O Pindo*, desde un punto de vista morfológico, caracterizándolas, clasificándolas y describiéndolas y desde un punto de vista genético, incidiendo en los mecanismos que las originaron y desarrollaron, enlazando los procesos internos y externos, que creemos dieron lugar a las mismas. Todo ello contextualizado tanto dentro de la evolución del macizo en sí, como del entorno de las formas que genera, considerando las distintas etapas que se suceden de forma lógica y natural, desde el comienzo de la consolidación magmática, hasta el momento actual, como las vemos hoy en día. No se pierde de vista el entorno geológico en donde se desarrolla este escenario a la hora de interpretar los procesos en su conjunto.

Creemos acertada la idea del prof. Centeno de concebir, como si de un ecosistema se tratase, la macroforma o paisaje granítico como la unidad básica a la hora de abordar el estudio, ya que es precisamente la asociación de las formas menores junto con sus relaciones genéticas, las que verdaderamente configuran en este caso la realidad que llamamos Macizo de *O Pindo*.

Las principales aportaciones del trabajo que se resumen a modo de conclusiones y que ya se han ido exponiendo a lo largo de los distintos capítulos, son las que se reproducen a continuación, divididas en cinco secciones.

7.1. SOBRE LA EVOLUCION DEL MACIZO

La investigación llevada a cabo ha servido para proponer un modelo de evolución del macizo del *O Pindo* dentro del contexto de la geología de Galicia, que se estructura en las siguientes fases:

a) Intrusión granítica en las fases finales de la orogenia Hercínica, a finales del Paleozoico, hace unos 280-290Ma.

b) Fracturación tardihercínica, que complementa a la propiamente hercínica, donde quedan definidos los principales sistemas de discontinuidades que van en direcciones NE-SO, NNO-SSE y N-S.

c) Desmantelamiento de la cobertera y afloramiento del macizo durante el Mesozoico.

d) Reactivación paleógena hace unos 60Ma en la que se forma la superficie fundamental gallega, a un altura de 600m, de la que *A Moa* es un resto de la misma.

e) Durante el Neógeno se labran otras plataformas periféricas y tienen lugar fenómenos fluviales como la captura del *Xallas*.

f) En el Pleistoceno tienen lugar las glaciaciones y con ellas subidas y bajadas del nivel del mar; el aspecto caótico e irregular de los campos de bloques que aparecen en las laderas más abruptas y en el fondo de los valles que van a parar a la aldea de *O Pindo*, hace pensar en episodios de periglaciario en esta época en las que el clima era más riguroso. Las roturas de rocas y los deslizamientos gravitacionales atestiguan este tipo de dominio climático donde los fenómenos acompañantes son movimientos de ladera, acción hielo-deshielo, gravedad, abrasión marina y tal vez movimientos sísmicos.

g) Apertura de las diaclasas y formación de cavidades como *tafoni* y *gnammas* con exposición de las distintas formas graníticas.

h) Ya en el Holoceno se producen procesos actuales como desmantelamiento de las estructuras *sheet*, evacuación de los productos resultantes de la meteorización y colonización vegetal de las formas.

Los trabajos de campo corroboran el hecho de que los sistemas de diaclasado, especialmente aquel de diaclasas curvas, son los lugares que ha aprovechado preferentemente el agua y la humedad para introducirse y producir el efecto lubricante necesario para la movilidad de los boques, que muchas veces son de dimensiones espectaculares. Otro mecanismo de movilización de bloques es la rotura y degradación de las estructuras *sheet* por fenómenos de tafonización, volcado de pías o pérdidas de apoyos de bloques, que contribuyen al aspecto final del modelado tal y como lo vemos hoy día.

7.2. SOBRE LA EVOLUCION DE FORMAS

Se ha realizado un estudio sobre la evolución de las formas graníticas teniendo en consideración aquellas encontradas en *O Pindo* principalmente y se han distinguido una serie de etapas secuenciales, donde en cada una de ellas se determinan aquellas compatibles con las condiciones físicas de la roca y el estado de esfuerzos que soporta. Estas etapas son:

a) Etapa magmática viscosa, donde el magma aún está parcialmente en estado líquido. Se forman numerosas estructuras, como foliaciones o laminaciones, pero pocas o ninguna forma.

b) Etapa magmática plástica, en la que el magma está parcialmente consolidado; se producen formas impresas o virtuales entre las que destacamos estructuras planares más o menos espaciadas como el *pseudobedding*, la *sheet structure* y el *polygonal cracking*, cuyo mecanismo de formación sería la fragmentación inducida por la cizalla en zonas de contacto con la roca encajante.

c) Etapa magmática elástica, en la que el macizo está totalmente consolidado y puede responder de forma frágil a esfuerzos produciéndose los primeros sistemas de diaclasas. Es ahora cuando se produce la migración y concentración de cargas que dará lugar a la impresión de cavidades tipo *gnamma* y *tafoni*.

d) Etapa epigénica subedáfica, que se da en disposición más superficial, en el contacto de la roca sana con el frente de alteración. En estas condiciones se producen ciertos tipos de *pías* y de *pseudokarren*.

e) Etapa epigénica subaérea, donde tienen lugar una serie de acontecimientos tales como la exposición de las formas subedáficas anteriores, la apertura de las formas impresas, la formación de otras nuevas por agentes externos y donde además se pueden completar otras formas iniciadas previamente en otras etapas.

f) Etapa degradativa, caracterizada por la destrucción de cualquiera de las formas anteriores por la actuación directa de los agentes externos.

Se tiende a pensar que todas las formas graníticas se forman en el exterior, es decir en las últimas fases, ya que es cuando se tiene acceso a las mismas; sin embargo hay evidencias que muchas de ellas tienen un origen interno, muy anterior.

7.3. SOBRE LOS TAFONI Y GNAMMAS EN O PINDO

Se ha llevado a cabo también un exhaustivo estudio de estos tipos de cavidades: *tafoni* y *gnammas* observadas en *O Pindo* y en otros macizos adyacentes.

Podemos admitir que la génesis de estas cavidades graníticas está ligada a dos ambientes, en primer lugar a ambientes endógenos, donde actúan y se concentran las cargas que afectan al macizo rocoso y que van a determinar los puntos de inicio de las mismas, preparando la roca para la fase siguiente, la exógena, donde los factores externos, especialmente el agua líquida y la humedad ambiental, actuarán preferentemente en aquellas zonas que han sido previamente predisuestas (recintos lacunares).

Las *gnammas* presentan dos modelos genéticos, uno endógeno y otro exógeno. Las originadas en el interior, están relacionadas con sus respectivos *tafoni* (por lo que se podrían denominar *anti-tafoni*) y de ellas encontramos importantes ejemplos en el macizo de *O Pindo*.

Las *gnammas* de origen exógeno no guardan relación alguna con la estructura general del macizo sino más bien con detalles más puntuales de las rocas como la presencia de irregularidades iniciales, concentración de minerales susceptibles de ser meteorizados más que el resto o zonas de intersección de direcciones de debilidad. En estos casos no hay relación directa entre *gnammas* y *tafoni* y la primera exhibe otro tipo de morfología.

En cuanto a la ocurrencia de *tafoni*, se ha constatado que son formas frecuentes entre unos pocos metros de altura sobre el nivel del mar a lo largo de la costa, hasta alturas no superiores a 60-70m, cota que por otra parte coincide con el máximo de la última glaciación plesitocénica. Con esto se puede concluir que el desarrollo de estas formas ha debido contribuir en cierto modo al modelado costero actual, produciendo una sutil labor erosiva y por otra parte el mar ha tenido algo (o mucho) que ver en la exposición superficial de las mismas.

El mapa topográfico-geomorfológico que se ha diseñado muestra que la mayoría de *tafoni* se encuentran hacia la cota 40-60m, una antigua línea de costa, lo que demuestra que el desarrollo de los mismos precisa de un medio energético, que en este caso sería la abrasión marina, que pueda remover los bolos, dejarlos al descubierto, volcarlos y prepararlos para futuras erosiones. También otros medios propicios son los fondos de vertiente.

A medida que se asciende en altura por el macizo, deja de haber *tafoni* (influencia de la altura) volviéndose escasos, pero sí hay *pías*, ligadas por tanto a procesos externos; a este respecto son significativas las encontradas en A Moa, objeto de un análisis estadístico que demuestra que están distribuidas al azar aunque muchas se hallen alineadas y relacionadas con distintos planos de fractura.

El modelo evolutivo endógeno-exógeno de la formación de cavidades en rocas graníticas, constatado en el granito de O Pindo, y otros granitos costeros gallegos podría ser el siguiente:

- (a) Ascenso del magma en condiciones líquidas.
- (b) Consolidación del magma.
- (c) Delimitación de los sistemas de fracturación.
- (c) Procesos de concentración de cargas en el macizo y la formación de espacios lacunares: constitución de *tafoni* latentes.
- (d) Exhumación del macizo.
- (e) Explotación por la meteorización de las fracturas del macizo, el agua se introduce en el interior y se van liberando las formas.
- (f) Actuación de procesos erosivos que van vaciando la cavidad.
- (g) A medida que las formas se van rompiendo, el paisaje se hace ruiforme, los *tafoni* volcados pueden funcionar secundariamente como *pías*, almacenando agua.
- (h) Cuando el *tafone* es colonizado por la vegetación, las tasas de meteorización interna y externa se igualan y deja de ser activo considerándose ya como formas relictas.

Se reconocen como condiciones favorables para la formación de *tafoni* en un macizo las siguientes:

- La existencia de *sheet structures* y sistemas de diaclasación, pero su influencia es discutible, ya que por un lado contribuyen al efecto de concentración de cargas, pero por otro lado hacen que el macizo se resquebraje y desmorone con más facilidad. Los macizos muy masivos o los muy fracturados no originan cavidades de tipo *tafoni*; por el contrario, aquellas formaciones con lajas de descamación, con *pseudobedding* muy desarrollado o con sistemas de diaclasas con orientaciones suficientemente espaciadas, darán con mucha más facilidad este tipo de cavidades. Por otro lado la anchura de las estructuras *sheet* va a condicionar el tipo de *tafone*: si son de poco grosor (1m o menos) forman *tafone-laja*, si son más anchos *tafone-bloque*.

- La influencia marina y el factor altura topográfica ya vimos que era importante en la ayuda de la exposición de formas.

- El tamaño de grano del granito es un factor de relativa importancia, aunque es cierto que los granitos de grano fino se alteran menos y dan formas más de tipo *rills*, mientras que los de grano grueso desarrollan mejor los *tafoni*. La textura tiene también su parte de influencia en el desarrollo de formas, así por ejemplo el *Polygonal cracking* se desarrolla mejor si no hay textura porfídica y los *tafoni* en granitos con abundante cuarzo.

Las *gnammas* (exógenas) necesitan la existencia de agua, de superficies planas o poco inclinadas, de sistemas de fracturas y de contrastes mineralógico-texturales en las rocas.

En cuanto al *honeycomb* se acepta como una estructura singular y persistente que tapiza las cavidades internas de *tafoni*, de naturaleza fractal y que evoluciona rápidamente en litologías finas. Se reconoce como un elemento interesante para descubrir antiguos *tafoni* de los que se conservan sólo unos pocos restos.

Se ha visto que esta estructura aparece sistemáticamente en los *tafoni* costeros gallegos, tanto en los incipientes como en los antiguos, en basales como en laterales y en grandes como en pequeños.

7.4. SOBRE EL MODELO ELÁSTICO DE FORMACIÓN DE CAVIDADES

Las diferentes hipótesis que se han ido barajando sobre la génesis y evolución de cavidades, como el haloclastismo, los ciclos hielo-deshielo, la humedad ambiental, las diferencias de temperatura dentro y fuera de las cavidades o el efecto sombra, no explican satisfactoriamente a nuestro parecer todas las observaciones y particularidades de las mismas, cosa que sí hace la hipótesis de concentración de cargas (efecto faquir o efecto princesa). Estos hechos a los que nos referimos son:

- * La independencia de los *tafoni* con el clima.
- * Unos bloques están tafonizados y otros adyacentes no.
- * Los procesos desagregativos se efectúan primero grano a grano y después en placas.
- * La gran actividad interna, mientras que la exterior es casi nula.
- * El cese de la actividad de tafonización en un momento dado incluso antes de haber llegado al total vaciado.
- * Se pueden desarrollar en distintas posiciones, sobre superficies horizontales o inclinadas.
- * Las distintas morfologías de las cavidades.
- * La relación *gnammas* y *tafoni*.
- * La indeterminación de las formas.
- * La formación de cavidades en condiciones poco propicias para la meteorización de la roca.
- * La localización restringida, dimensionalidad y tipología de las cavidades.
- * El desarrollo del *honeycomb*.
- * El máximo desarrollo de la cavidad no se da exactamente sobre el plano de diaclasa de partida.
- * Los distintos orígenes de las *gnammas*.

Nos basamos para ello en datos que aporta la bibliografía existente, modelos realizados por ordenador, modelos fotoelásticos, experiencias y observaciones de campo, datos estadísticos elaborados con la resistencia a la compresión medidos con el martillo *Schmidt* y datos aportados por documentos gráficos.

7.5. SOBRE LA IMPORTANCIA DE LAS CAVIDADES

En cuanto a la importancia de estas formas se pueden considerar tres aspectos que serían su vertiente científica, humana y ecológica.

En su dimensión geológico-científica no hay ninguna duda en que el estudio de estas formas aporta datos valiosos respecto a la formación y evolución de los macizos graníticos, de sus aspectos geomorfológicos más destacados y de las posibilidades de explotación de diferentes recursos. Son formas que ayudan a entender los procesos geológicos que acontecieron en el Cuaternario. De todo ello se habla con profundidad en el trabajo.

Para ilustrar este comentario queremos citar a Yee (2009):

“Tafoni boulders are of scientific interest as a relic landform and should be protected to serve as a testimony of climate and sea-level changes”

Hay que considerar también la necesidad de los diferentes “biota” en el uso de las rocas graníticas en general y de las cavidades en particular (York Main 1997) tanto como sustrato necesario para ciertos líquenes, musgos o gramíneas, como refugio permanente o circunstancial para reptiles (*tafoni*, formas pedestal, *A-tents*, *flared slopes*), o bien como lugar de acúmulo de agua de lluvia para invertebrados acuáticos, larvas, e incluso de forma transitoria para murciélagos o pájaros (*gnammas* de sus distintos tipos).

En lo referente a la vertiente humana y social, creemos que estas formas que acabamos de estudiar deben ser consideradas como “Monumentos Naturales” y por tanto ser objeto de especial protección por las autoridades competentes.

La elaboración de atlas, rutas o trípticos con el objeto de tener una catalogación de las principales formas que aparecen en nuestros paisajes se considera esencial para que la zona de *O Pindo* y *Monte Louro* sean consideradas como “referentes” en lo que concierne a la geomorfología granítica, como ya lo son otras en ciertas partes del mundo como por ejemplo *Los Yosemite* en *California*, *Castle rock* en *Idaho*, o la ciudad de las rocas en *Denver*, *Colorado*, todas ellas en *USA*, la *Pampa de Achala* en la república argentina, *Sidobre* o la isla de *Córcega* en *Francia*, la isla de *Cerdeña* en *Italia*, o *Kangaroo Island* en *Australia* (en *Demek 2007* aparecen otros ejemplos de interés). Incluso en *Chile* el campo de *Tafoni* denominado “*Zoológico de piedras*” está catalogado como peligro natural al ocurrir desplomes de viseras (*Castro et al, 2010*).

Son referentes de primera línea según nuestra opinión la cascada del *Xallas*, los *tafoni*-cueva y el conjunto *tafone-pía* que se encuentran en la ladera de la central del *Xallas*, la cumbre de *A Moa* y las formas graníticas que se encuentran a lo largo de su recorrido y el conjunto *Lagoon- Inselberg* de *Monte Louro*. Por todo ello es bien merecida la aspiración a Parque Natural como figura legal pertinente de esta zona.

CAPÍTULO VIII

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS



8.1. LIBROS, TESIS Y ARTÍCULOS DE REVISTAS

- Águeda Villar, J.; Anguita Virella, F.; Araña Saavedra, V.; López Ruiz, J. y Sanchez de la Torre, L. (1984). "Geología". Ed. Rueda. Madrid. 448pp.
- Aguilera Arilla, M.J.; Borderías Uribeondo, M.P.; González Yanci, M.P. y Santos Preciado, J.M. (1989). "Geografía general I (Geografía física)". UNED. Madrid. 770pp.
- Andréasson, C. (2008). "Vitringskaviteter i charnockit i varberg". Department of Earth Sciences. Physical Geography. Göteborgs Universitet.
- Anguita Virella, F. y Moreno Serrano, F. (1991). "Procesos geológicos internos". Ed. Rueda. Madrid. 232pp.
- Aoki, H. & Matsukura, Y. (2008) "A new technique for non-destructive field measurement of rock-surface strength; an application of the Equotip hardness tester to weathering studies". Earth surface processes and landforms; 32 (12): 1759-1769.
- Arzi, A. (1978). "Critical Phenomena in the rheology of partially melted rocks". Tectonophysics, 44: 173-184.
- Arredondo y Verdú, F. (1991). "Piedras, Cerámica y Vidrio". Servicio de Publicaciones del Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Madrid. 203pp.
- Avé Lallemant, H. (1965): "Petrology, petrofabrics and structural geology of the Sierra de Outes (Muros)". Leidse Geologische Mededelingen 33: 147-175.
- Bahat, D., Grossenbacher, K. & Kawasaki, K. (1999). "Mechanism of exfoliation joint formation in granitic rocks, Yosemite National Park". Journal of Structural Geology, 21:85-96.
- Balk, R. (1937). "Structural behaviour of igneous rocks". Geological Society of America Memoir, 5, GSA, Boulder.
- Baonza Díaz, J. (1999) "Varios tafoni singulares en la Sierra de Guadarrama (Bustarviejo, Madrid)". Cuaternario y geomorfología, 13 (1-2): 53-62.
- Baonza Díaz, J. (2008). "Pilas fluviales en las pizarras de la Serena (Badajoz)". Cuaternario y Geomorfología, vol 22 (1-2): 41-49.
- Barbarin, B. (1999), "A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments". Lithos, 46:605-26.
- Barrera, J.R.; Bellido, F.; Pablo Macía, J.G.de; Arps, Ch.E.S. (1982) "Evolución petrológica geoquímica de los granitoides hercínicos del NO gallego". Cuadernos do Laboratorio xeolóxico de laxe, 3: 21-52.

- Barton, N., and Choubey, V. (1977). "The shear strength of rock joints in theory and practice". *Rock mechanics*, 10: 1-54.
- Bass, J.D. (2008). "Recent progress of the elastic properties of earth materials". *Physics of the earth and planetary interiors* 170: 207-209.
- Bastida, F. (2005). "Geología: una visión moderna de las Ciencias de la Tierra". Vol I. Ediciones Trea, S.L.: 974pp.
- Bella, P. (1998). "Genetic types of caves in Slovakia". *Acta Carsologica*, XXVII/2, 1:15-23.
- Bellido, F; González Lodeiro, F; Klein, E; Martínez Catalán, J.R; Pablo Macía, J.G. (1987) "Las rocas graníticas hercínicas del norte de Galicia y occidente de Asturias". Colección memorias, Tomo 101. IGME. Madrid.
- Bellido, F.; Brandle, J.L.; Lasala, M; Reyes, J.(1992). "Consideraciones petrológicas y cronológicas sobre las rocas graníticas hercínicas de Galicia". *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 17:241-263.
- Bernard, X. Du & Maerten, F. (2001). "Dynamic element modeling of stress field and arrangement evolutions within a quartz grain aggregate". *Stanford Rock Fracture Project*, 12.
- Best, M. (2003). "Igneous and Metamorphic Petrology". Oxford: Blackwell. 718pp.
- Bierman, P. R. (1993). "Cosmogenic isotopes and the evolution of granitic landforms". Ph.D. thesis, Seattle: University of Washington.
- Blackwelder, E., (1929) " Cavernous Rock Surfaces of the Desert". *American Journal of Science*, v. 17: 393-399.
- Blancaneaux, P. & Pouyllan, M. (1977). "Formes d'altération pseudokarstiques en relation avec la géomorphologie des granites précambriens du type Rapakivi dans le territoire fédéral de l'Amazonie, Vénézuéla". *Cah.ORSTOM, Sér.Pédol.* vol XV, n°2:131-142
- Blank, H.R. (1951). "Exfoliation and weathering on granite domes in central Texas". *The Texas journal of Science*, 3: 376-390
- Blyth, F.G.H. & Freitas, M.H. de (1989). "Geología para ingenieros". CECSA. Méjico: 440pp
- Boullier, A.M. y Gueguen Y. (1975). "S-P Mylonites: Origin of some mylonites by superplastic flow". *Contrib.Mineral.Petrol.*50: 93-104
- Bourne, J.A. & Twidale, C.R. (2002). "Morphology and origin of three bornhardt inselbergs near Lake Johnston, Western Australia". *Journal of the Royal Society of Western Australia*, 85: 83-102.

- Bourke, M. & Viles, H. (editors) (2007). "A photographic Atlas of Rock Breakdown Features in Geomorphic Environments". Planetary Science Institute, Tucson, Arizona, USA
- Bradley, W.C., Hutton, J.T. & Twidale, C.R. (1978). "Role of salts in development of granitic tafoni, South Australia". *Journal of geology*, 86: 647-654.
- Burov, E.; Jaupart, C. & Guillou-Frottier, L. (2003). "Ascent and emplacement of buoyant magma bodies in brittle-ductile upper crust". *Journal of Geophysical Research*, Vol.108: 1-20.
- Maingnet, M. (1972). "Le modèle de grès". IGN. Paris.
- Cailleux, A. (1953). "Taffonis et érosion alvéolaire". *Cah. Géol. Thoiry* 16/17: 130-133.
- Calking, P. and Cailleux, A. (1962). "A quantitative study of cavernous weathering (taffonis) and its application to glacial chronology in Victoria Valley, Antarctica". *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, 6: 317-24.
- Campbell, E.M. y Twidale, C.R. (1995). "The various origins of minor granite landforms". *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe, A Coruña*. Vol 20: 281-306.
- Campbell, E.M. y Twidale, C.R. (1995). "Lithologic and climatic convergence in granite morphology". *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe. A Coruña*. Vol 20: 381-403.
- Campbell, E.M. (1997). "Granite landforms". *Journal of the Royal Society of Western Australia* 80: 101-112.
- Capdevila, R., Floor, P. (1970). "Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne". *Boletín geológico y minero*, 81-82-83: 215-225.
- Capdevila, R., Corretgé, G., Floor, P. (1973). "Les granitoïdes varisques de la Meseta Ibérique". *Bull. Soc. Géol. Fr.* 15, (3-4): 209-228.
- Caramelo Rego, C.; Martínez Martínez P.; Reiriz Vargas, S.; Vales Mosquera, E. (1995). "Espacios Naturales de Galicia.1. Provincia de A Coruña". *Guía da Naturaza Bahía verde*. Bahía edicions.
- Carcavilla Urquí, L. & Salazar Rincón, A. (coord.) (2009). "Itinerario geológico por la Pedriza del Manzanares. Guía de excursión".
- Castro, C.; Marquart, C. y Zúñiga, A. (2010). "Peligros naturales en geositios de interés patrimonial en la costa sur de Atacama". *Revista de geografía Norte Grande*, 45: 21-39.
- Centeno, J. D. (1988). "Morfología granítica de un sector del Guadarrama occidental (Sistema Central español)". Madrid. Universidad Complutense: 321pp.

- Centeno, J.D: y Twidale C.R. (1988). "Rocas fungiformes, pedestales y formas asociadas en Anvil Hill, Mannum, Australia del Sur". *Estudios Geológicos*, 44: 93-98.
- Centeno, J.D. (1989): "Evolución cuaternaria del relieve en la vertiente Sur del Sistema Central Español. Las formas residuales como indicadoras morfológicas". *Cuaderno Lab. Xeológico de Laxe. A Coruña*. Vol 13: 79-88.
- Centeno, Juan D. (1994) "Geomorfología práctica". Editorial Rueda. Madrid. 66pp.
- Centeno Carrillo, J., García Rodríguez, M. (2005). "El papel de los procesos gravitacionales en los relieves graníticos: el derrumbe de Peña Sirio (Pedriza de Manzanares, Madrid)". *Revista de ciencia, tecnología y medio ambiente*, vol III. Universidad Alfonso X el Sabio. Madrid.
- Chapman, R.W., M.A. Greenfield (1949). "Spheroidal weathering of igneous rocks". *Am. J. Sci.* 247: 407-429.
- Chofatt, P. (1865). "Notes sur l'érosion en Portugal. Sur quelques cas d'érosion atmosphérique dans les granites du Minho (Tafoni)". *Com.Ser.Geol. Port.* Tomo III: 2-22.
- Cigna, A. A. (1978). "A classification of karstic phenomena". *International Journal of Speleology*, 10 (1): 3-9
- Cioccale, M.A., Pasquini, A.I., Depetris, P.J.(2008). "Hallazgo de espeleotemas síliceas en rocas graníticas del batolito de Achala, Sierras Pampeanas de Córdoba". *Revista de la Asociación geológica argentina* 63 (3):417-420.
- Cloos, H. (1923). "Das Batholithenproblem". *Fortschrift der Geologie und Palaeontologie* 1:1-80.
- Cloos, H. (1931). "Zur experimentellen Tektonik. Brüche und Faltung". *Die Naturwissenschaften*: 242-247.
- Closs, H. (1936). "Plutone und ihre Stellung in Rahmen der Krustenbewegungen". 16th. *Interantl.Geol.Cong.Rep.1*: 235pp
- Conca, J.L. and Rossman, G.R. (1985). "Core softening in cavernously weathered tonalite". *Journal of Geology*, 93, 1: 59-73.
- Conca, J.L. (1985). "Differential weathering effects and mechanisms". Tesis doctoral. California Institute of Technology, Pasadena. California.
- Cooke, R.V. (1981). "Salt weathering in desserts" *Proc. Geol.Assoc.*, 92:1-16
- Cotilla Rodríguez, M. y Córdoba Barba, D. (2003): "Caracterización morfotectónica de Galicia, España". *Geof.* 58: 5-56.

- Coudé-Gaussen, G. (1981). "Les serras da Peneda et do Geres. Etude géomorphologique". Memórias do Centro de Estudos Geográficos, 4: 254pp.
- Culver, D.C. & White, W.B. (editores) (2005). "Encyclopedia of Caves". Elsevier Academic Press. 654pp.
- Curl, R.L. (1964). "On the definition of a cave" The National Speleological Society, 26 (1): 1-6
- Dana, J.D. (1849)." *Geology. U.S. Exploring Expedition (1838-1842)*", V. 10, Philadelphia, C. Herman, 529 pp.
- Danin, A. and Garty, J. (1983). "Distribution of cyanobacteria and lichens on hill sides of the Negev highlands and their impact on biogenic weathering". *Zeit für Geomorph.* NF27:423-444.
- Darwin, C.R. (1839)." *Journal of researches into the natural history and geology of the countries visited during the voyage of HMS Beagle round the world*" New York, D. Appleton, 450.
- Demek, J.C. (1964): "Slope development in granite ares of the bohemian massif". *Czechoslovaquia. Zeitschrift für Geomorphologie*, 8:82-106.
- Demek, J.C. (2007): "Specially protected pseudokarst areas in the Czech Republic". *Nature Conservation* 63: 95-100.
- Denèle, Y., Olivier, P., Gleizes, G., (2008) "Progressive deformation of a zone of magma transfer in a transpressional regime: the Variscan Mérens shear zona (Pyrenees, France)". *Journal of Structural geology* 30: 1138-1149.
- Derre, C.; Lecolle, M., Roger, G. & Tavares de Freitas Carballo, J. (1986) "Tectonics, magmatism, hydrothermalism and sets of flat joints locally filled by Sn-W-aplite-pegmatite and quartz veins; southeastern border of the Serra de Estrela granitic massif (Beira Baixa, Portugal)". *Ore geology Reviews*, 1-1: 43-56.
- Derruau, M. (1981). "Geomorfología. 2ª ed. ampliada". Ariel. 528pp
- Díez Fernández, Rubén (2011): "Evolución estructural y cinemática de una corteza continental subducida: la unidad de Malpica-Tui (NO del Macizo Ibérico)". Tesis doctoral Universidad de Salamanca. Serie Nova Terra 40. Instituto Universitario de Xeoloxía. 228pp.
- Doe, N.A. (2004). "What makes holes in sandstone". *SHALE* 9, 2º edición: 12-40.
- Domínguez-Villar, D. (2006). "Early formation of gnammas (weathering pits) in a recently glaciated area of Torres del Paine, southern Patagonia (Chile)". *Geomorphology*, 76: 137-147.
- Dorn, R.I. (1995). "Digital processing of back-scatter electron imagery: A microscopic approach to quantifying chemical weathering". *Geological Society of America Bulletin*, June 1995: 725-741.

- Dorn, R. (2004). "Case hardening" in Encyclopedia of Geomorphology, ed. A.S. Goudie, Routledge: London, 118-119.
- Dozy, J.J. (1984). "A late Preambrian Ediacara-type fossil from Galicia (NW Spain)". *Geologie an Mijnbouw*, 63: 71-74.
- Dragovich, D. (1967). "Flaking, a weathering process operating on cavernous rock surfaces". *Geological Society of America Bulletin*, 78: 801-04.
- Dragovich, D. (1969). "The origin of cavernous surfaces (tafoni) in granitic rocks of southern South Australia". *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, 13: 163-81.
- Drewry, D. (1986). "Glacial geologic processes". E. Arnold Publications. University of Cambridge. 276pp.
- Dunn, D.E. (1959) : « *Geology of the Crystal Peak Area, Millard Country, Utah.* » Master's Thesis. Southern Methodist University.
- Elias, Scott A. (editor), (2007) « *Encyclopedia of quaternary science* ». 4 vol. Elsevier.
- Ehlmann, B.L, H.A. Viles, and M.C. Bourke (2008). « *Quantitative morphologic analysis of boulder shape and surface texture to infer environmental history : A case study of rock breakdown at the Ephrata Fan, Channeled Scabland, Washington* » *J. Geophys. Res.*, 113, F02012.
- Ericson, K (2004). « *Geomorphological surfaces of different age and origin in granite landscapes : an evaluation of the schmidt hammer test* ». *Earth surface processes and landforms*, (29,4) :495-509.
- Eszterhás István (2010). « *Felszíni Gránitformák és gránitbarlangok galíciában* » *KARSZTFEJLŐDÉS XV* .Szombathely : 113-128
- Etienne, S. (2002). « The role of biological weathering in periglacial areas : a study of weathering rinds in South Iceland ». *Geomorphology*, 47 :75-86.
- Evans, I.S. (1970). « *Salt crystallization and rock weathering : a review* ». *Revue de Géomorphologie Dynamique* ». 19 : 153-177.
- Everitt, R.A. (2009). « *Pop-ups and related damage in granite at the Medika Pluton in southeastern Manitoba* ». *Can. Geotech. J.*, 46 : 1001-1008
- Fernández García, J. (1994). « *Geología granítica del macizo del Confurco (Galicia, España)* ». Tesis doctoral, Universidad de Oviedo, 299p.
- Fernández Mosquera, D. et al (2000). « *Late Pleistocene deglaciation chronology in NW of the Iberian Peninsula using cosmic-ray produced ²¹Ne in quartz. Nuclear instruments and Methods* ». *Physics Research*, B.172.

- Fernández Mosquera, D. (2002). "Geocronología de Superficies Graníticas mediante ^{21}Ne cosmogénico en cuarzo". Tesis doctoral.
- Ferrer, M. y González de Vallejo, Luis (ed.) (1999). "Manual de campo para la descripción y caracterización de macizos rocosos en afloramientos". Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid.
- Folk, R.L. and Patton, E.B. (1982). "Buttressed expansion of granite and development of grus in central Texas". Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. 26: 17-32.
- French, H.M. & Guglielmin, M. (2002). "Observations on Granite Weathering Phenomena, Mount Keinath, Northern Victoria Land, Antarctica" .Permafrost and Periglacial Processes, 13:231/236.
- Frenzel, G. (1989). "The tafoni weathering of granites" in *Weathering; its products and deposits*. Vol.1 Processes. Theophrastus Publications. S.A. Greece. Grecia.
- Gallagher Jr, J.J., Friedman, M. Handin, J. and Sowers, G.M. (1974). «*Experimental studies relating to microfracture in sandstone*» Tectonophysics, 21 :203-247.
- Garreau, J. (1985). "Alvéoles circulaires ou ellipsoïdales des roches granitiques et métamorphiques de Bretagne occidentales «. *Physio-Géo*, 13 : 31-8.
- Gerrard, A. (1982).«*Granite structures and landforms*» in B.H. Adlam, C.R.Fenn, and L.Morris (eds) *Papers in Earth Studies, Lovatt Lectures- Worcester*, Norwich: Geo Books: 69-105.
- Gerrard, A.J. & Ehlen, J. (1999). "Fractal analysis of joint spacing and landform features on the Dartmoor Granite". *Geoscience in south-west England*, 9: 300-303.
- Gibbons, W. y Moreno T. (ed) (2002). "The Geology of Spain". The Geological Society. London.
- Gilbert, G.K. (1904)." *Domes and dome structures of the high Sierra*" "Bulletin of the Geological Society of America, 15:29-36.
- Gil Ibarguchi, J.I.; Julivert, M; Martínez, F.J. (1983). "La evolución de la cordillera herciniana en el tiempo". En Libro Jubilar de J.M. Ríos, Y:607-612. IGME. Madrid.
- Gil Ibarguchi, J.I.; Julivert, M; Martínez, F.J. (1983). "Los granitoides del NO de España: 570-574" En libro Jubilar de J.M. Ríos. IGME. Madrid.

- Gill, E. D., (1981). "Rapid Honeycomb Weathering (Tafoni Formation) in Greywacke" S.E. Australia: Earth Surfaces Processes and Landforms, v. 6: 81-83.
- Gill, E. D., Segnit, E.R., McNeill, N.H. (1981). "Rate of Formation of Honeycomb Weathering Features (Small Scale Tafoni) on the Otway Coast, S.E. Australia". Preceedings of the Royal Society of Victoria, v. 92:149-154.
- Godard, A. (1977). "Pays et paysages du granite". Paris : Presses Universitaires de France.
- Gómez Amelia, D. (1984). « Los Barruecos (Cáceres) : unas formas modélicas sobre granitos ». Norba. Revista de geografía, nº5 :63-78.
- González de Vallejo, L. (coord.) (2002). « Ingeniería geológica ». Pearson, Prentice Hall : 715pp.
- Goodman, R.E. (1993). « Engineering Geology ». John Wiley and Sons, New York.
- Gordon, S.J. & Dorn, R.I. (2005). « In situ weathering rind erosion ». Geomorphology, Elsevier.67 : 97-113.
- Goscombe, B.D., Passchier, C.W. & Hand, M. (2004). « Boudinage classification : end-member boudin types and modified boudin structures ». Journal of structural geology, 26 :739-763.
- Goudie, A.S. and Viles, H., (1997), "Salt Weathering Hazards", John Wiley & Sons, New York, 241pp.
- Grab, S.W.; Goudie, A.S.; Viles, H.A. & Webb, N. (2011). "Sandstone geomorphology of the Golden Gate Highlands National Park, South Africa, in a global contest". Koedoe 53 (1). 14pp.
- Grab, S. & Svensen, H. (2011). "Rock doughnut and potholes structures of the Clarens Fm. Sandstone in the Karoo Basin, South Africa: Possible links to Lower Jurassic fluid seepage". Geomorphology, 131:14-27.
- Grisez, L. (1960). "Alvéolisation litoral de schistes métamorphiques". Revue de Géomorphologie Dynamique, 11: 164-167.
- Gümüs, E. & Zourus, N. (2008). " Cavernous weathering in Sigri Area, Lesvos Island, Greece". Studying, modelling and sense making of planet earth, International Conference. University of Aegean, Greece.
- Gutiérrez Elorza, M. (2001). "Geomorfología climática". Omega. 642pp.
- Gutiérrez Elorza, M. (2008). « Geomorfología ». Pearson, Prentice Hall. Madrid 920pp.

- Hacker, A. (2002) "Controls of tafoni development in castle rocks, Idaho" Carleton College, Northfield.
- Hall, A.D. and Phillips, W.M. (2006): "Weathering pits as indicators of the relative age of granite surfaces in the Cairngorm Mountains, Scotland". Geogr. Ann., 88A (2): 135-150.
- Halliday, W. R. (2007). "Pseudokarst in the 21st century". Journal of Cave and Karst studies, 69 (1): 103-113
- Hejl, E. (2005). "A pictorial study of tafoni development from the 2nd millenium BC." Geomorphology 64:87-95.
- Hencher, S.R.; Lee, S.G.; Carter, T.G.& Richards, L.R. (2011). "Sheeting joints: Characterisation, Shear Strength and Engineering". Rock.Mech.Rock.Eng.44: 1-22.
- Hilimire, K. (2002). "Unusual and interesting geologic features of the Almo Pluton in Castle Rock State Park, Cassie County, Idaho". Pomona College, Claremont, California.
- Hiraga, T.; Miyazaki, T.; Tasaka, M. & Yoshida, H. (2010): "Mantle superplasticity and its self-made demise". Nature, 468:1091-1094
- Holzhausen, G.R. (1989): "Origin of sheet structure, 1. Morphology and boundary conditions". Engineering geology, 27:225-278.
- Howard, A.D. (1971). "Quantitative measures of cave patterns" Caves and karst, research in Speleology, 13 (1): 1-7
- Huber, N.K. (1991). "The geology story of Yosemite National Park". Yosemite association.
- Hui, H. and Zhang, Y. (2006). "Toward a general viscosity equation for natural anhydrous and hydrous silicate melts". Geochimica et cosmochimica Acta, 71: 403-416.
- Huinink, H.P. L. Pel, K. Kopinga (2004); "How salt weathering stimulates the growth of tafoni", Earth Surface Processes and Landforms 29: 1225-1233.
- Hult, R. (1873)."Fran Nord till Syd Kalender Fjfillvandringar i Malicien och Zamora". Geografiska Foreningen i Finland. Helsingfords: 30-55.
- Hume, W.F. (1925). "Geology of Egypt" Vol. 1. Government Press, Cairo.
- Hunt, C.O. (1996). "Tafoni (pseudokarst features) in the Maltese Island". Cave and Karst Science, 23, 2.
- IGME (1984): Mapa y memoria del mapa geológico de España. E.1: 200.000. Hoja de Santiago de Compostela.

- Ikeda, H. (1994). "Topography study of a granite cave. The example of a cave discovered in a mountain in the northern part of Seoul, Korea". Memoir of Nara University, 18:49-66.
- Ikeda, H. (1998). « *The World of Granite Landforms* ». Tokyo: Kokon-Shoin.
- Jahns, R. H. (1943). "Sheet structures in Granites". Jour.Geol. vol.51, p.71.
- Kastning, E.H. (2005). "Very small and eclectic caves: conservation and management issues". National Cave and Karst Management Symposium, año 2005. Radford University, Virginia.
- Kejonen, A, Kielosto, S. and Lahti, S.I. (1988). " Cavernous weathering forms in Finland". Geografiska annaler, 70A: 315-22.
- Kelletat (1980). "Studies on the age of honeycombs and tafoni features". Catena, 7, 1:317-325
- Kirchner G. (1996). "Cavernous weathering in the Basin and Range area, southwestern USA and northwestern Mexico". Zeitschrift für Geomorphologie N.F. 106:73-97.
- Klaer, W.(1956). "Verwitterungsformen im Granit auf Korsika". Geographisch-Kartographische anstalt. Gotha.
- Kocher, T and Mancktelow N.S. (2006). "Flanking structure development in anisotropic viscous rock". Journal of structural geology 28: 1139-1145.
- Kuhn, T.S (1962): "La estructura de las revoluciones científicas". Fondo de cultura económica de España, Madrid: 320pp.
- Kvelberg, I. and Popoff, B.(1938). "Die Tafoniverwitterungschneinung". Kimijas Fakultats Serija, IV.6: 129-369.
- Ladkany, S.G. & Huang, Y. (1994). "Investigation of faulted tunnel models by combined photoelasticity and finite element analysis" Energy citations database, U.S. Departament of energy.
- Lameyre, J. (1975) "Roches et minéraux, les formations". Vol 2. Doin. Paris. 352pp.
- Larsen, E.S. (1948). " Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore and San Luis Rey quadrangles, southern California". Mem. Geol. Soc. Amer. 29: 114–119.
- Leake, B.E. (1990). "Granite magmas: their sources, initiation and consequences of emplacement". Journal of the Geological Society in London, 147:579-89.

- Lee, M. R., Parsons, I., (1995), "Microtextural controls of perthitic alkali feldspars" *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 59: 4465-4488.
- Leeder, M. & Pérez-Arlucea, M. (2006). "Physical Processes in Earth and Environmental Sciences". Blackwell Publishing, Victoria (Australia): 321pp.
- Leyton López, L. y Andrade Jonhson, B. (1987). "Morfología de cavidades en la costa de Chile central". *Revista de Geografía Norte Grande*, 14: 21-34.
- López Fernández, C. (2008). "Actividad sísmica, zonación sismotectónica y riesgo sísmico en el NO de la península ibérica". Tesis doctoral. Serie Nova Terra, 35. A Coruña. 267pp.
- Loureiro, J. (1998). "Historia y estructura geológica de Galicia. El sustrato geológico de Galicia". SITGA. (no publicado)
- Maack, R. (1960). "Über Klima und Strukturbedingte karstformige Erscheinungen in Sandsteingebeiten des Staates Parana". XVIII Congr.Geogr.Internat. (Río 1956). Vol2: 281-293.
- Mainguet, M. (1972): "Le modelé des gres. Problèmes généraux." I. Geographique National. Paris.
- Mapa Xeolóxico do Macizo Hespérico. Escala 1:500.000. (1982). Publicacións da Área de Xeoloxía e Minería do Seminario de Estudos Galegos. Edicións do Castro.
- Martel, S.J. (2006). "Effect of topographic curvature on near-surface stresses and application to sheeting joints" *Geological research letters*, vol 33, L01308.
- Martí Bono, C. y Vidal Romaní, J.R. (1981). "Datos para la comparación del micromodelado em dos macizos de granitoides peninsulares". Cuadernos del laboratorio xeolóxico de Laxe, 2: 265-270
- Martini, I.P. (1978). "Tafoni weathering with examples from Tuscany, Italy". *Zeitschrift für Geomorphologie*, 22(1): 44-67.
- Matschinsky, M (1954). "Quelques considérations sur la théorie mathématique des taffoni ». *Acad. Naz. Lincei. Rend (Ser.8)*, 16: 632-33, 731-34.
- Matsukura, Y. y Matsuoka, N. (1991): "Rates of tafoni weathering on uplifted shore platforms in Nojima-Zaki Boso Peninsula, Japan.". *Earth surface processes and landforms*, 16, 1: 51-56.
- Matsukura, Y. and Tanaka, Y. (2000). "Effect of rock hardness and moisture content on tafoni weathering in the granite of mount Doeg-Sung, Korea". *Geogr.Ann.*, 82 A(1):59-67.
- Matsuoka, N. (1995) "Rock weathering processes and landforms development in the Sor-Rondane mountains, Antarctica. *Geomorphology* 12,4: 323-39.

- Mayor Rodríguez, J.A.; Rodríguez López, M.D.; Santolino Martín, J.M. (2001). "Xeoloxía". Baía Edicións. A Coruña. 358pp.
- McBride, E.F. and Picard M.D. (2000). "Origin and Development of Tafoni in Tunnel Spring Tuff, Crystal Peak, Utah, USA". *Earth and Surface Processes and Landforms*, 25: 869-879.
- McBride, E.F. & Picard M.D. (2004). "Origin of honeycomb and related weathering forms in Oligocene Macigno Sandstone, Tuscan Coast, Near Liborno, Italy". *Earth Surface Processes and Landforms*, 22: 817-833.
- McCaffrey, K.J.W. and Petford, N. (1997). "Are granitic intrusions scale invariant?" *Journal of the Geological Society*, 154-1:1-4
- Meinecke, F. (1957). "Granitverwitterung, Entstehung und Alter der Granitklippen". *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 109: 483-98.
- Melcon, P. Z. (1976). "Landforms and weathering on McKean Ridge, Cathedral Park, British Columbia". Tesis Doctoral. Simon Fraser University. Canada. 198pp.
- Meléndez Hevia, I. (2004). "Geología de España. Una historia de seiscientos millones de años. Prólogo de Francisco Anguita". Ed. Rueda. 277pp.
- Mellor, A. (1997). "Tafoni in the El Chorro area, Andalucía, Southern Spain". *Earth surface processes and Landforms*, 22,9: 817-33.
- Migon, P. & Goudie, A. (2000). "Granite Landforms of the Central Namib". *Acta Universitatis Carolinae; Geographica XXXV, Supplementum 2000*: 17-38
- Migon, P. (2006). "Granite Landscapes of the world", Oxford. 416pp.
- Migon, P. (2006) "Granite landscapes geodiversity at its best", Departament of Geography and Regional Development, University of Wroclaw, Poland.
- Mirre, J.C. (1990). "Guía dos minerais de Galicia". Galaxia: 194pp.
- Mitchell, C. & Mitchell, P. (2007). "Landform and Terrain: the physical geography of landscape". Brailsford.
- Mottershead, D. y Pye, K. (1994). "Tafoni on coastal slopes, South Devon UK" *Earth surface processes and landforms*. 19,6: 543-63.
- Mustoe, G. (1983). "Cavernous weathering in the capitol reef desert, Utah". *Earth surface processes and landforms*. 8-6:517-26.
- Mustoe, G.E. (1982). "The origin of honeycomb weathering". *Geological society of America Bulletin*, 93:108-15.
- Mustoe, G.E. (2010) "Biogenic origin of coastal honeycomb weathering". *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 4: 424-434.

- Myers, J.S. (1997). "Geology of granite" Journal of the Royal Society of Western Australia, 80: 87-100.
- Netoff, D.I. (1971). "Polygonal jointing in sandstone near Boulder, Colorado". The mountain geologist, 8:17-24
- Netoff, D.I; Cooper, B.J.; Shroba, R.R. (1995). "Giant sandstone weathering pits near Cookie Jar Butte, Southeastern Utah" Department of Geography and Geology Publications. Sam Houston State University. Huntsville, Texas 77341.
- Neuendorf, K.K.E., Mehl, J.P. & Jackson, S.A. (2005). "Glossary of geology" 5th edition. American Geological Institute.
- Neville J. P. (1979): "Fracture patterns and stresses in granites". Geoscience Canada, Vol 6 n°4: 209-212
- Nicolas, A. (1987). "Principios de tectónica". Masson. París. 184pp.
- Nonn, H. (1966). "Les régions cotières de la Galice (Espagne)". Ed. Ophrys. Paris.
- Norwick, S.A. and Dexter, N.R.(2002) "Rates of development of tafoni in the Moenkopi and kaibab formation in Meteor crater and on the Colorado plateau, northeastern Arizona ". Earth surface processes and landforms" (27, 1):11-26.
- Ollier C.D. (1965) "Some features of granite weathering in Australia". Geomorph. N.F. 9: 285-304.
- Ollier, C. (1969). "Weathering". American Elsevier Publishing Company: 174-213.
- Ottman, F. (1956). "Sur l'age de quelques "taffoni" en Corse". C.R. Somm., Soc. Géol. France: 62-64.
- Osborne, R.A.L. (2004). "The troubles with cupolas" Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers 2 (2), www.speleogenesis.info, 17 pages, re-published from: Acta Carsologica, vol. 33, n.2, 2004: 9-36.
- Owen, A.M.(2007). "Tafoni caves in Quaternary carbonate eolianites: examples from Bahamas". Thesis for Degree of Master of Science in Geosciences. Mississippi State University. 257pp.
- Pablo Maciá, J.G. (1981) "Contribución a la correlación y síntesis de los granitos gallegos . Cuadernos do Laboratorio xeolóxico de laxe, 2, vol1:51-61.
- Pagés, J.L. (1996). "La cuenca del Xallas y su entorno. Evolución Cenozoica del relieve en el Oeste de la provincia de La Coruña". Ph.D. Thesis. Departamento de Estratigrafía. Facultad de Geología. Universidad Complutense de Madrid. 300pp

- Pagés, J.L. y Vidal Romaní, J.R. (1997). "La extremidad occidental de la superficie fundamental de Galicia: La meseta de Santa Comba". Caderno Lab. Xeolóxico de Laxe, A Coruña, Vol 22:133-149
- Pagés Valcarlos, J.L. y Vidal Romaní, J.R. (1998). "Síntesis de la evolución geomorfológica de Galicia Occidental". Geogaceta, 23:119-122
- Pagés Valcarlos, J.L. (2000). "Origen y evolución geomorfológico de las rías atlánticas de Galicia". Rev. Soc. Geol.España, 13 (3-4):393-403
- Pannekoek, A.J. (1970). "Additional geomorphical data on the ria area of western Galicia (Spain)". Leidse Geolo. Mededlingen.
- Parga Pondal, I. (1935). "Ensayo de clasificación cronológica de los granitos gallegos". An. Fac.Ciên.Porto: 20.
- Parga Pondal, I. (1954). "Geological Sketch-map of La Coruña Province 1:400000". Leidse Geol. Meded. 21.
- Parga Pondal, I. (1956). "Nota explicativa del mapa geológico de la parte NO de la provincia de La Coruña". Leidse Geologische Mededelingen, 21: 467-484.
- Parga Pondal, I.(1963). "Mapa petrográfico estructural de Galicia 1:400 000". Ins.Geol. Min. España.
- Parga, J.R. (1969). "Sistemas de fracturación tardihercínicas del Macizo Hespérico". Trab. Lab. Xeol Laxe, 37:3-15.
- Parsons, R.L. et al (2005). "Weathering pits in the antarctic dry valleys: Insolation-induced heating and melting, and applications to Mars". Lunar and Planetary Science XXXVI.
- Pedraza, J.; Sanz, M.A. & Martín, A. (1989): "Formas graníticas de la Pedriza." Madrid. Agencia de Medio Ambiente: 205 pp.
- Pedraza Gilsanz, J. de (1996) "Geomorfología: principios, métodos y aplicaciones". Ed Rueda. Madrid: 414pp.
- Penck, (1894). "Morphologie der Erdoberfläche" Engelhorn, Stuttgart. 2Vol.
- Pérez Alberti, A (director). (1982)." Xeografía de Galicia" Tomo I: O medio. Ed Sálvora. A Coruña. 210pp.
- Pérez Alberti, A. (dirección)(1993) "Xeografía de Galicia". Tomo 3: Xeomorfología. Gran Enciclopedia Galega edicións, S.A.
- Pérez-López, R, Paredes, C., Muñoz-Martín, A. (2005). "Relationship between the fractal dimension anisotropy of the spatial faults distribution and the paleostress fields on a Variscan granitic massif (central Spain): the F-parameter." Journal of Structural Geology, 27, 4:663-677.

- Pérez-Soba, C.; Villaseca, C y Rivas, A. (2002). "Estructuras elípticas en el plutón de la Sierra del Francés: estudio de su geometría e hipótesis sobre su origen convectivo". *Geogaceta*, 32: 7-10.
- Petford, N, and Clemens, J.D. (2000). "Granites are not diapiric!". *Geology today*, 16:180-184.
- Petford, N (2003). "Rheology of granitic magmas during ascent and emplacement". *Annu.Rev.Earth Planet Sci.*31:399-427.
- Phillips, J.D. (2007). "The perfect landscape". *Geomorphology*, 84, 3-4: 159-169.
- Piccini, L. (2011). "Recent developments on morphometric analysis of karsts caves". *Acta Carsologica* 40/1: 43-52
- Pitcher, W.S. (1978)."The anatomy of a batholith". *Journal of Geological Society in London*, 135: 157-82.
- Pitcher, W.S. (1982). "Granite type and tectonic environment" in K.J. Hsü (ed), *Mountain building processes*. London. Academic Press:19-40.
- Popper, K.P. (1983): "La racionalidad de las revoluciones científicas". *Teorema*,13: 109-140.
- Pozo Rodríguez, M. y González Casado, J.M. (1999). "Geología de la península Ibérica y Canarias" in *Ciencias de la Tierra*, 6ªed. de Tarbuck-Lutgens, cap.23. Prentice Hall. Madrid. 616pp
- Prado, C. de 1864 (1975). "Descripción física y geológica de la provincia de Madrid". *Publicaciones especiales. Colegio de ingenieros de caminos, canales y puertos*. Madrid.
- Priem, H.N.A., Tex, E. den (1984)."Tracing crustal evolution in the NW Iberian Peninsula through the Ru-Sr and U-Pb systematics of Paleozoic granitoids: a review".*Phys.Earth Planetary Interiors*, 35:121-130.
- Pollard, D. & Aydin, A. (1988). "Progress in understanding jointing over the past century". *Applied Earth Sciences and Geology*. Stanford University. California. USA.
- Popoff, B.; Kvelberg, I. (1937). "Die Tafoni-verwitterungserscheinung". *Latvijas universitates Raksti. Acta universitatis latviensis*.
- Ramsay, J.G. (1977). "Plegamiento y fracturación de rocas". Blume ediciones. Madrid. 590pp.
- Ramsay, J.G. & Huber, M.I. (1983). "The techniques of Modern Structural Geology. Vol1: Strain analysis". Academic Press, inc.:307pp.

- Reguant Serra, S. (2005). "*Historia de la Tierra y de la vida*". Ed. Ariel. 355pp.
- Reusch, H, (1882). "*Notes sur la géologie de la Corse*". París Bulletin Société Géologique de France, 11:53-67.
- Río Barja, F.J. y Rodríguez Lestegás, F. (1995). "*Os ríos galegos. Morfoloxía e réxime*". Consello da Cultura Galega. Ponencia de Patrimonio Natural. Colección do Patrimonio Ecolóxico.
- Rodríguez Martínez-Conde, R. y Vidal Romaní, J.R. (1980). "*El papel de la vegetación en los procesos de micromodelado de los granitos de monte Louro*." *Cadernos do laboratorio xeolóxico de Laxe*, vol 1:225-232
- Rodríguez-Navarro, C., (1998). "*Evidence of Honeycomb Weathering on Mars*". *Geophysical Research Letters*, v. 25: 3249-3252.
- Rögner, K. (1988) "*Measurements of Cavernous Weathering at Machtesh Hagadol (Negev, Israel) a Semiquantitative study*" in Imeson A.C., Sala, M. *Geomorphic Processes in Environments with strong seasonal contrasts, Vol I Hillslope Processes*.
- Román-Berdiel, T. (1995). "*Mécanismes d'intrusión des granites supracrustaux. Modèles analogiques et exemples naturels*". *Géosciences*, nº62. Rennes.
- Román-Berdiel, T., Gapais, D., and Brun, J.P. (1997). "*Granite intrusion along strike-slip zones in experiment and nature*". *American Journal of Science*, 297: 651-78.
- Rondeau, A. (1958). "*Corse et Bretagne: à propos du modelé granitique de la région de Trégastel (Côtes-du-Nord)*". *Norois*, 20:451-457.
- Rondeau, M.A. (1965). "*Formes d'érosion superficielles dans les grès de Fontainebleau*". *Association de géographes Français Bulletin*, 334/335:58-66.
- Royne, A., Jamtveit, B., Mathiesen, J. and Malthé-Sorensen, A. (2008) "*Controls on rock weathering rates by reaction-induced hierarchical fracturing*". *Earth and Planetary Science Letters*, 275: 364-369.
- Rozemarijn F.A. Tarhule-Lips and Derek C. (1998). "*Ford-Condensation Corrosion in Caves on Cayman Brac and Isla de Mona*". *Journal of Cave and Karst Studies* 60(2): 84-95.
- Ruiz Vázquez, M. y González Huesca, S. (1999). "*Geología aplicada a la ingeniería civil*". Limusa Noriega editores: 256pp
- Sadashivaiah, M.S. and Venugopal, J.S. (1962). "*Structural and tectonic analysis of the granites, gneisses and associated rocks of the Munirabad Area, Raichur district*". *Geol.Soc. Amer.*5.
- Sanchez Cela, V. (2004). "*Granitic rocks. A New Geological Meaning*". *Prensas Universitarias de Zaragoza. Universidad de Zaragoza (Spain)*: 392 pp.

- Sancho, C. and Benito, G. (1990). "Factors controlling weathering in the Ebro Basin (NE Spain)". *Zeitschrift für geomorphologie*, 34, (2):165-177.

- Sancho, C. y Gutiérrez, M. (1990). "Análisis morfométrico de la tafonización de la arenisca de Peraltilla (Anticlinal de Barbastro, depresión del Ebro): influencia de los factores mineralógico-texturales". *Cuaternario y Geomorfología*, 4: 131-145.

- Sancho, C.; Peña, J.L.; Belmonte, A.; Souza, V.; Fort, R.; Longares, L.A. y Sopena, M.C. (2004). "El modelado en areniscas de los torrollones de Gabarda (Monegros, Huesca)" *Geografía física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*.

- Sanjurjo, J; Vidal Romaní, J.R.; Pallí, Ll. y Roqué, C. (2007). "Espeleotemas de ópalo y pseudokarst granítico". *Rev. C.&G.*, 21 (1-2):123-134.

- Sanjurjo, J., Fernández Mosquera, D. y Vidal Romaní, J.R. (2009). "Assessing the age-weathering correspondence of cosmogenic ²¹Ne dated Pleistocene surfaces by the Schmidt Hammer". *Earth surface Processes and Landforms*, 34: 1121-1125

- Santanach Prat, P. (1994). "Las cuencas Terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos". *Cuaderno Lab. Xeológico de Laxe*, vol 19: 57-71

- Sanz Pérez, E. (1996). "Alteración y modelado de las areniscas de la facies Purbeck-Weald del Noroeste de la Cordillera Ibérica". *Cuaternario y Geomorfología*, 10 (3-4): 47-61

- Scheidegger, A. (1991). "Theoretical Geomorphology", Springer-Verlag, Germany. 434pp.

- Schulz, G. (1835). "Descripción geognóstica del Reino de Galicia". Gráficas reunidas S.A. Madrid: 1-138.

- Seo, Y.S., Jeong, G.C, Kim, J.S. and Ichikawa, Y. (2002). "Microscopic observation and contact stress analysis of granite under compression". *Engineering geology*, 63: 259-75.

- Shopoff, G.(2001) "An analysis of the geometrical evolution of panholes in the city of rocks, Idaho". 200-2001 Seminar Series. Department of Geology, The Colorado College, Colorado Springs.

- Smith, L.L. (1949). "Weather pits in granite of the southern piedmont". *Journal of Geomorphology*, (4): 117-127

- Stierle, A. (2008). "Tracking Corrosion Cracking". *Science*, vol 321.

- Stocker, E. (1987). "Zur Bildung der Kavernösen Wandformen an der Napelflughstufe bei Urstein". Salzburg. Haus der Natur. 10:135-143.
- Striebel, T. (1996). "The Genetic classification of some Types of Non-Karstic Caves" Proceeding of International Working Meeting Preserving of pseudokarst Caves, Rimavska Sobota (Slovakia), Salgotarjan (Hungary).
- Striebel, T. (1999). "Working meeting "Caves in Sandstone and in Granite"". Mitteilungsheft der Höhlensorschungsgruppe Blaustein, 15(1):45-53.
- Strini, A., Guglielmin, M., Hall, K. (2008). "Tafoni development in a cryotic environment: an example from Northern Victoria Land, Antarctica". Earth surface processes and landforms. 33: 1502-1519.
- Sunamura, T. (1996). "A physical model for the rate of coastal tafoni development". Journal of Geology, 104,6: 741-48.
- Tanaka, Y. and Matsukura, Y. (1999). "Pediment and related landforms in Korea." Geogr. Review of Japan, 72-B: 173-180.
- Tex, E Den. (1978). "El zocalo policíclico y su importancia en la evolución de la Cadena varisca de la Galicia Occidental". Libro Homenaje a I. Parga Pondal. Cuadernos del seminario de estudios cerámicos de Sargadelos, nº27: 141-157.
- Thomas, M.F. (1974). "Granite landforms: a review of some recurrent problems of interpretation". Institute of British Geographers, Special Publication, 7: 13-37.
- Thomas, M.F. (1987). "The study of Inselbergs". Berlín. Suppl.Bd. 31: 1-41.
- Thomson, R.B. (1995). "A guide to the geology and landforms of Central Australia". Northern Territory Geological Survey.
- Tobisch, O.T.; McNulty, B.A. and Vernon, R.H. (1977)." Microgranitoid enclve swarms in granitic plutons, central Sierra Nevada, California". Lithos, nº 40: 321-339.
- Toyos, J.M. y Rodríguez García, A. (2010). "Geología y Geomorfología de la región entre Monteferro y O Rosal (Pontevedra)." Guía de campo. Curso de formación de la AEPECT: 76pp (no publicado)
- Tschang, H. (1966). "Geomorphological observation on weathering forms in Hong Kong and some other humid regions of SE Asia". The chung chi journal, vol 5, 2.
- Tschang, H. (1972). "Geomorphological observations on rainwash forms in Hong Kong and some other humid regions of Southeast Asia". The chung chi journal, vol 11: 40-60.
- Tschang, H. (1974). "Geomorphological observations on the tafoni forms of Hong Kong". The chung chi journal, vol13,1.

- Turkington, A. (1998). "Cavernous weathering in sandstone: lessons to be learned from natural exposure". Quarterly journal of engineering geology, vol 31, 4:375-383.
- Turkington, A. (2004). "Cavernous weathering", in A.S. Goudie (ed), Encyclopedia of Geomorphology. London: Routledge:128-30.
- Turkington, A. V., Phillips, J.D., (2004) "Cavernous Weathering, Dynamical Instability and Self-Organization" Earth Surface Processes and Landforms, v. 29: 665-675.
- Twidale, C.R.& Corbin, E.M. (1963). "Gnammas". Revue de Géomorphologie Dynamique, 14:1-20
- Twidale, C.R. & Bourne, J.A. (1975). "The subsurface initiation of some minor granite landforms". Journal of the Geological Society of Australia, 22 (4): 477-484.
- Twidale, C.R. (1982). "Granite landforms". Elsevier Publishing Company. Amsterdam. 312pp.
- Twidale, C.R. & Campbell, E.R. (1984). "Murphy Haystacks, Eyre Peninsula, South Australia". Trans. R. Soc. S. Aust., 108: 175-183.
- Twidale, C.R. (1989). "La iniciación subsuperficial de las formas graníticas y sus implicaciones en las teorías generales de evolución del paisaje". Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, O Castro, Sada (A Coruña). vol 13:49-68.
- Twidale, C.R. & Vidal Romaní, J.R. (1994). "On the multistage development of etch forms". Geomorphology 11, 1994. Elsevier Science B.V.
- Twidale, C.R. (1995). "Bornhardts, Boulders and Inselbergs". Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe, A Coruña .vol 20: 347-380.
- Twidale, C.R. (2001). "Reflections on the fate of some geomorphological ideas". Cadernos Lab.Xeolóxico de Laxe, 26: 101-120
- Twidale, C.R; Bourne, J.A. & Vidal Romaní, J.R. (2002). "Multistage Landform development in various settings and at various scales". Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe. A Coruña. Vol 27: 55-76
- Twidale, C.R. & Vidal Romaní J.R. (2005). "Landforms and Geology of Granite Terrains". A.A. Balkema Publishers. 351pp.
- Twidale, C.R. (2007). "Bornhardts and associated fracture patterns". Revista de la asociación geológica argentina, 62 (1): 139-153.
- Twidale, C.R. (2007). "Backwearing of slopes - The development of an idea". Rev. C & G., 21(1-2): 135-146.

- Twidale, C.R. and Bourne, J.A. (2008). "Caves in granitic rocks: types, terminology and origins." *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, 33:35-58.
- Uña Álvarez, E. de (1985). "Micromodelado granítico: ejemplos de gnammas en un afloramiento del NW peninsular. *Revista de Geografía*.
- Uña Álvarez, E. de (1997). "Variables de control en la génesis y desarrollo del modelado granítico. Análisis de microformas en el macizo de Manzaneda (Galicia, España)". *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe, A Coruña*. vol 23: 29-43.
- Uña Álvarez, E. de (1999). "Evidencias y pruebas significativas sobre la degradación subaérea en formas menores graníticas: análisis de casos". *Cadernos Lab. xeolóxico de Laxe, A Coruña*. vol 24:177-190.
- Uña Álvarez, E. de y Vidal Romaní, J.R. (2000). "Procesos degradativos en antiguas superficies grabadas sobre granitos: Indicadores de magnitud y patrones de estado". *Geogaceta*, 28, 2000.
- Uña Álvarez, E. de (2004): "Tafoni en rocas graníticas. Primera valoración estadística sobre tasas de desarrollo en el macizo de Ourense (Galicia, NW de la Península Ibérica)". *Caderno Lab. Xeolóxico de Laxe. A Coruña 2004*, Vol 29:264-289.
- Uña Álvarez, E. de y Vidal Romaní, J.R. (2005). "Los "misteriosos caminos" de la alteración en las rocas graníticas. Descripción de Ragnar Hule (1899) y nuevos datos en Montealegre (Ourense, Galicia)". Separata de la Revista do departamento de Historia, Arte e Xeografía nºXIII Ourense. Servizo de Publicacións Universidade de Vigo.
- Uña Álvarez, E. de (2005). "Definición de formas graníticas tipo Tafone: nomenclatura y significado geomorfológico". Separata de la Revista do departamento de Historia, Arte e Xeografía nºXIII Ourense. Servizo de Publicacións Universidade de Vigo.
- Uña Álvarez, E. de y Vidal Romaní, J.R. (2006): "Trayectorias morfológicas de las pías (vasques, gnammas)". *Geomorfología y territorio. Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología. Santiago de Compostela. Universidade Santiago de Compostela publicacións*.171.
- Uña Álvarez, E. de y Vidal Romaní, J.R. (2006). "Estructura y formas: estudio experimental en cacholas (tafoni) de Galicia (NW Peninsular)". *Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología. Santiago de Compostela*: 785-94..
- Uña Álvarez, E. de (2007). "The features of the tafoni caves in Pampa de Achala (Sierra Grande de Córdoba, Argentina): Geomorphological keys towards a genetic explanation". Oral Presentation in International conference on granite caves. A Coruña.
- Uña Álvarez, E. de (2008). "Description and nomenclature of the tafoni features (cavernous rock forms). *Research approaches in granite terrains*". *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, 33: 65-82.

- Uña Álvarez, E. de y Vidal Romaní, J.R. (2008). "Some minor features (tafoni, cavernous rocks) in the granite terrains of Los Riojanos (Pampa de Achala, Sierra Grande de Córdoba, República Argentina). Geometric and morphologic properties. Cad. Lab. Xeol. Laxe, 33: 83-100.
- Uña Álvarez, E. de (2009). "La estadística en el estudio de los paisajes rocosos (morfología granítica)." IX Congreso Galego de Estatística e Investigación de Operacións, Ourense, 12-13-14 Novembro.
- Vaqueiro Rodríguez, M. (2003). "Caracterización de cavidades de bloques graníticos y cuevas estructurales de Vigo-Tui (Galicia-España). Análisis morfoestructural del sistema de O Folón. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe.
- Vaqueiro Rodríguez, M. (2004). "Karst in siliceous rocks: Pseudokarst landforms and caves in the quartz dyke of Pico Sacro (Boqueixón, Galicia)". Caderno Lab. Xeolóxico de Laxe, 29:247-264.
- Vaqueiro, M.; Costas, R.; Suárez, R. y Barreiro, B. (2008). "Mapping and modelling of granite cavities: Problems in the representation of forms and work scale". Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe. A Coruña: 139-154.
- Vélez Barrio, E. y Pereiro, M.C. (1993) "As montañas de Galicia" Ed Xerais de Galicia. 330pp.
- Vera, J.A. et al (2004) "Geología de España". Instituto geológico y minero de España. Sociedad Geológica de España. Madrid.884pp
- Vicente G. de & Vegas, R (2009). "Large-Scale distributed deformation controlled topography along the western Africa-Eurasia limit: Tectonic constraints". Tectonophysics, 474:124-143.
- Vidal Romaní, J.R.; Grajal Blanco, M.; Vilaplana, J.M.; Rodríguez Martínez-Conde, R.; Guitián Rivera, F.; Macías Vázquez, F.; Fernández Santín, S. y Hernández Pacheco, A. (1979). "Procesos actuales: micromodelado en el granito de Monte Louro, Galicia, España (Proyecto Louro)". Act. IV Reunión. Del G.E.T.C., Banyoles, Girona: 246-266
- Vidal Romaní, J.R. (1980): "Las cavidades naturales en granito. Posibles hábitats durante la prehistoria de Galicia". Gallaecia.
- Vidal Romaní, J.R.; Rodríguez Martínez-Conde, R.; Macías Vázquez, F. (1984). "Evolución de la vertiente granítica de Monte Louro (Galicia, España)". Volume d'hommage au géologue G. Zbyszewski, Ed. Recherche sur les Civilisations. Paris: 101-108
- Vidal Romaní, J.R. (1985)."El Cuaternario de la provincia de La Coruña: geomorfología granítica. Modelos elásticos para formación de cavidades". Tesis doctoral. Universidad Complutense Madrid.

- Vidal Romaní, J.R. (1985). "Estudio teórico sobre el origen de las características morfológicas de las Pías (gnammas, vasque)". Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, vol 10:133-168.
- Vidal Romaní, J.R. & García Prieto, F.J.(1988): "Formación de cavidades en rocas graníticas bajo condiciones no epigenéticas". Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe nº12: 47-57
- Vidal Romaní, J.R. (1989). "Geomorfología granítica en Galicia (NW España). Granite Geomorphology in Galicia (NW Spain)". Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe O Castro, Sada (A Coruña). vol 13:89-163.
- Vidal Romaní, J.R.; Brum Ferreira, A.de; Zezere, J.; Rodrigues, M.L. y Monge, C. (1990). "Evolución cuaternaria del relieve granítico en la Serra de Gerês-Xerés (Minho-Portugal, Ourense-Galicia)". Cuaternario y Geomorfología, 4: 3-12
- Vidal Romaní, J.R. (1990). "Formas menores en rocas graníticas: un registro de su historia deformativa". Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, vol 15: 317-328.
- Vidal Romaní, J.R. (1991). "Tipos de fábric plana y su relación con la generación de formas graníticas". Caderno Lab. Xeolóxico de Laxe. Coruña. Vol.16:301-312.
- Vidal Romaní, J.R., Twidale, C.R., Campbell, E.M. y Centeno, J.de D.(1996) "Pruebas morfológicas y estructurales sobre el origen de las fracturas de descamación". Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe. A Coruña, vol 20: 307-346.
- Vidal Romaní, J.R. (1997). "Géomorphologie granitique du massif de l'Andringitra: sa relation avec l'évolution de l'île pendant le cénozoïque". Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe, A Coruña. vol 23: 183-209.
- Vidal Romaní (1998). "Las aportaciones de Casiano de Prado a la geomorfología granítica". Geogaceta 23:157-59.
- Vidal Romaní, J.R. y Twidale, C.R. (1998). "Formas y paisajes graníticos". Universidade da Coruña, servicio de publicacións, nº55: 41 1pp
- Vidal Romaní, J.R. y Yepes Temiño J. (2004). "Historia de la morfogénesis granítica". Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, nº29. A Coruña 2004, Vol29.
- Vidal Romaní, J.R. et al (2005): Galicia region: "landforms and morphological evolution of granitic areas. Field Trip Guide". Sixth international conference on geomorphology. Zaragoza.

- Vidal Romaní, J.R., De Uña Álvarez, E., Fernández Mosquera, D. y Sanjurjo Sánchez, J. (2006) "*Proposal of Nomenclatura for granitic forms*". Geomorfología y territorio. Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología. Santiago de Compostela. Universidade de Santiago de Compostela publicacións nº171.
- Vidal Romaní, J.R. y Vaqueiro M. (2007). "*Types of granite cavities: genesis and evolution. A synthesis.*"
- Vidal Romaní, J.R. (2008) "*Forms and structural fabric in granite rocks*". Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe, nº33:175-198
- Vidal Romaní, J.R. & Twidale, C.R. (2010). "*Structural or climatic control in granite landforms? The development of sheet structure, foliation, boudinage and related features*". Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 33: 189-208.
- Vidal Romaní, J.R.; Sanjurjo Sánchez, J.; Vaqueiro, M. y Fernández Mosquera, D. (2010 a): "*Speleothems of Granite Caves*". Comunicações geológicas, 97: 71-80.
- Vidal Romaní, J.R.; Sanjurjo Sánchez, J.; Vaqueiro, M. y Fernández Mosquera, D. (2010 b): "*Speleothems development and biological activity in granite caves*". Géomorphologie, 4:337-343.
- Vieira, A. (2003). "*Alguns aspectos da paisagem da Serra de Montemuro. Formas de pormenor do modelado granítico*", In Escola de Educação da Guarda (Ed.), Livro de Homenagem a José Miguel Carreira Amarelo, Guarda, ESEG Publicações: 193-211.
- Viles, H. (2005). "*Self-organized or disorganized? Towards a general explanation of cavernous weathering.*" Earth Surface Processes and Landforms. Vol 30, issue 11: 1471-1473.
- Vitek, J. (1983). "*Classification of Pseudokarst forms in Czechoslovakia*". International Journal of Speleology, 13 (1/4): 1-18.
- Vivas Miranda, J., Chomiczak, S. y Paz González, A. (1999). "*Teoría fractal y efecto de cambio de escala: aplicación al estudio de la porosidad del suelo*". Cadernos Lab. xeolóxico de Laxe, A Coruña. vol 24: 99-119,.
- Volland, S. & Kruhl, J.H. (2004). "*Anisotropy quantification: the application of fractal geometry methods on tectonic fracture patterns of a Hercynian fault zone in NW Sardinia*". Journal of structural geology, 26, 8:1499-1510.
- Von Bertalanffy, L. (1976) "*Teoría General de Sistemas*". Petrópolis, Vozes.
- VV.AA. (1978). "*Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico. Edición homenaje a Isidro Parga Pondal*". Cuadernos del Seminario de estudios cerámicos de Sargadelos, nº27. Edicións do Castro, Sada, A Coruña.

- VV.AA. (1983) "Geología de España". Tomos I, II y III. Libro jubilar J.M.Ríos. Instituto geológico y minero de España.
- VV.AA. (1989). "A natureza ameazada. Xea, Flora e Fauna de Galicia en perigo". Colección do patrimonio ecolóxico. Consello da cultura galega: 431pp.
- Walter, J. (1908). "Geschichte der Erde und des Lebens". Ed. Von Veit & Comp. Leipzig: 560pp.
- Wakasa, S.; Matsuzaki, H.; Tanaka, Y. & Matsukura, Y. (2006). "Estimation of episodic exfoliation rates of rock sheets on a granite dome in Korea from cosmogenic nuclide analysis". *Earth Surface Processes and Landforms*, 31:1246-1256.
- Weinberg, R.F.; Sial, A.N. & Pessoa, R.R. (2001). "Magma flow within the Tavares pluton, northeastern Brazil: compositional and thermal convection". *GSA Bulletin*, 113, n°4: 508-520
- Wenner, D.B. & Dowd, J.F. (2007). "Observations in granite quarries facilitate understanding the hydrogeology of the Georgia Piedmont". *Proceedings of the 2007 Georgia Water Resources Conference*. University of Georgia
- Wilhelmy, H. (1958). "Klimamorphologie der Massengesteine". Westermann, Braunschweig.
- Williams, R. & Robinson, D. (1989). "Origin and distribution of polygonal cracking of rock surfaces". *Geografiska Annaler, Serie A. Physical Geography*, vol 71, n°3/4: 145-159.
- Willis, B. (1934). "Inselbergs". *Annals of the Association of American Geographers*, 24: 123-129.
- Winkler, E. (1987). "Capillary moisture flow and the origin of cavernous weathering in dolerites of Bull-Pass, Antarctica". *Geology*, 15,10: 975.
- Withers, P.C. (2000). "Overview of granite outcrops in Western Australia". *Journal of the Royal Society of Western Australia*, 83: 103-108.
- Wray, R.A.L., (1999) "Opal and chalcedony speleothems on quartz sandstones in the Sydney region, southeastern Australia", *Australian Journal of Earth sciences*, Vol. 46 No.4: 623-632.
- Yee, L.O. (2009). "A study on tafoni of Cheung Chau". For the degree of Master of Science in Applied Geosciences at the University of Hong Kong. 99pp.
- York Main, B. (1997). "Granite outcrops: A collective ecosystem". *Journal of the Royal Society of Western Australia*, 80: 113-122.

- Young, A. (1987). "Salt as an agent in the development of cavernous weathering". *Geology*, 15,10:962-66.
- Zak, J. and Paterson S.R. (2006). "Roof and walls of the Red Mountain Creek pluton, eastern Sierra Nevada, California (USA): implications for process zones during pluton emplacement". *Journal of structural geology*, 28: 575-587.

8. 2. LINKS (BIBLIOGRAFÍA ELECTRÓNICA)

8.2.1. PÁGINAS PERSONALES

- * **Boxerman, J. (2008):** página sobre *tafoni*
<http://www.tafoni.com>
- * **Centeno, Juan D (2008)**
http://ggyma.geo.es/docencia/GeodinaExter2T/Documentos/06_MorfoGranit_Resumen.pdf
- * **Galovart, José Luis , sobre O Pindo: fotos, rutas, petroglifos ...**
<http://www.blogger.com/profile/05387740852513866096>
- * **Gutiérrez-Alonso, Gabriel (2002)**
<http://web.usal.es/~geologia/index00.htm>
- * **Lachniet, Matthew S., sobre Salt weathering y otros tipos de meteorización**
<http://www.geoscience.unlv.edu/matthewslachniet.htm>
- * **Weinberg, Roberto: Tectónica de magmas, estructuras ígneas.**
<http://users.monash.edu.au/~weinberg>

8.2.2. INSTITUCIONES Y SERVICIOS

- * **Instituto Universitario de Xeoloxía Isidro Parga Pondal**
<http://www.iux.es>
- * **Servicio de Cartografía de la Xunta de Galicia (SITGA)**
<http://sitga.xunta.es>
- * **Geoscience e-journals**
<http://www.univ-brest.fr/geosciences/e-journals/>
- * **Instituto Geológico y Minero de España (IGME)**
<http://igme.es/internet/default.asp>
- * **Google Académico (2010): buscador científico**
<http://scholar.google.es>
- * **Dialnet (2010): publicaciones**
<http://dialnet.unirioja.es>
- * **Universidad de Stanford, California, USA.**
<http://pangea.stanford.edu/research/geomech/>

- * **Meteogalicia, Xunta de Galicia**
<http://www2.meteogalicia.es/galego/observacion/estacions/estacions.asp#>
- * **Universidad de Reno, Nevada, USA.**
<http://www.mines.unr.edu/geo-eng>
- * **Clube espeleolóxico de Vigo Maúxo**
<http://www.mauxo.com>
- * **UIS Comisión on karst hydrogeology and speleogenesis**
<http://www.speleogenesis.info>
- * **Google earth (2010): mapas y fotos**
<http://earth.google.es>
- * **Cartografía general**
<http://sigpac.mapa.es>
- * **Sobre magmas**
<http://www.geosci.usyd.edu.au/users/prey/>
- * **Reserva nacional “City of rocks” en Denver, Colorado, USA.**
http://www.nature.nps.gov/geology/inventory/gre_publications.cfm
- * **U.S. Geological Survey (USGS)**
<http://www.usgs.gov>
- * **Sociedad espeleológica de Puerto Rico**
<http://sepri.org/content/view/27/46>

CAPÍTULO IX

ANEXOS



9.1. ANEXO I: Glosario

Correspondencia de la terminología inglesa con la española de los principales conceptos empleados en el trabajo:

- * *Alveoli*: alveolos
- * *Antitafone*: tafone que crece de arriba abajo
- * *Armchair basin*: pila en sillón
- * *Arcuate partings*: diaclasas circulares
- * *A-tent*: laja imbricada. *Pop up. Rock blister*
- * *Balanced rock*: piedra caballera
- * *Batholith*: Batolito
- * *Boudinage, boudin*: estructura en forma de “salchicha” fruto de un estiramiento perpendicular a la longitud de una capa.
- * *Boulder*: bloque, canto rodado de grandes dimensiones
- * *Boxwork pattern: honeycomb* externo y pequeño
- * *Brittle*: frágil
- * *Buckling*: mecanismo de plegamiento
- * *Case hardening*: cementación diferencial, superficie endurecida
- * *Castle Kopjes*: relieves acastillados, *tor*
- * *Chocolate tablets*: tabletas de chocolate
- * *Cleavage*: clivaje, tipo de estructura penetrativa en las rocas
- * *Cleft*: diaclasa explotada por la meteorización
- * *Clint and grike*: hendiduras controladas por fracturas. *Kluftkarren*
- * *Compayrés*: caos de bolos
- * *Core softening*: interior blando
- * *Country rock*: roca encajante
- * *Desert barnish*: pátina del desierto
- * *Dew hole*: cavidades de rocío
- * *Duricrust*: costra
- * *Enclave swarm*: enjambre de enclaves
- * *Etch*: corrosión o grabado químico
- * *Fabric*: término que describe el ordenamiento interno de las partículas minerales en la roca.
- * *Fault*: falla tectónica
- * *Flake, flaking*: escama, proceso de descamación en las superficies sometidas a tafonización, exfoliación negativa. *Spalling*.
- * *Flared slopes*: pendientes invertidas, abrigos, extraplomos.
- * *Flattering*: aplastamiento, referido a las últimas etapas del plegamiento
- * *Font*: fuente, etapa final del desarrollo de una *gnamma*.
- * *Fold*: pliegue
- * *Gnamma*: pía, pila, cavidad sobre una roca producto de la acción meteórica. *Rock basin, weathering pit*
- * *Granite cavern*: cavidad granítica. *Cavern*.
- * *Granitic dome*: domo granítico
- * *Granular disintegration*: arenización, desintegración granular
- * *Groove*: marca continua producida por el arrastre de un objeto sobre una superficie.
- * *Grotte*: baldaquino o alcoba de grandes dimensiones. *Shelter*

- * *Grus*: producto fino de alteración de las rocas graníticas. Otros términos son *lemn*, *saprolito*, *regolito*, *growan*, *overburden*, *sábulo*, *gore*, *jabre*, *xabre*.
- * *Gutter*: acanaladura
- * *Hollow*: perforación o hueco en la roca
- * *Honeycomb*: estructura en panal de abeja. *Honeycomb weathering*
- * *Hood*: visera, capucha
- * *Inselberg*: monte isla
- * *Joint*: discontinuidad en la roca, diaclasa
- * *Lacunar areas*: recintos de plastificación, espacios lacunares
- * *Logging stones*: piedras caballeras
- * *Limestone*: caliza
- * *Mamilated*: mameonado, bosse
- * *Migration of loads*: migración de cargas
- * *Natural bridge*: puente natural
- * *Notch*: muesca
- * *Nubbin*: bolos en formas de mazorca, referidas a relieves graníticos de borde de afloramiento. También llamado berrocal o pedriza. *Knoll*. Domo rocoso.
- * *Outcrop*: afloramiento
- * *Overhang*: alero. *Visor*, *rim*.
- * *Overthrust*: superposición, cabalgamiento
- * *Palimpsest*: Palimpsesto, roca en la que unos eventos borran total o parcialmente a otros que contiene.
- * *Pan*: pía de fondo plano. *Panhole*
- * *Pedestal rock*: pedestal
- * *Photoelasticity*: fotoelasticidad
- * *Pillars*: caos de bolos
- * *Piping*: infiltración.
- * *Pitting*: meteorización alveolar, punteaduras. *Stippel*, *Plucking*.
- * *Plinth*: plinto
- * *Polygonal cracking*: rotura poligonal
- * *Pothole*: marmita de gigante
- * *Pseudobedding*: pseudoestratificación.
- * *Pseudokarst*: karst que se desarrolla en terrenos no calcáreos, como granitos
- * *Pseudoripples*: rizaduras parecidas a las formadas en las arenas
- * *Quarry*: cantera
- * *Rill*: reguero
- * *Rind*: costra
- * *Rock mass*: macizo rocoso
- * *Rock doughnut*: aro o rosquilla de roca. Formas plato. *Bénitier*
- * *Salt weathering*: haloclastia, meteorización por sal
- * *Sandstone*: arenisca
- * *Scallop*: festoneado, crenado, con bordes redondeados y más bien cortos.
- * *Schlieren*: disposiciones bandeadas de concentrados de biotita en granitos
- * *Security factor*: factor de seguridad o superficie de rotura
- * *Shear*: cizalla
- * *Sheet structure*: estructura en capa de cebolla, descamación
- * *Shirt collar*: cuello de camisa
- * *Shortening*: acortamiento
- * *Slab*: plancha, laja
- * *Speleothem*: espeleotema
- * *Spheroidal disjunction*: disyunción esferoidal. *Corestone*.

- * *Spillway*: exutorio
- * *Split cracked*: bloque partido. *Parted block*.
- * *Stoping*: uno de los mecanismos propuestos para el emplazamiento de magmas
- * *Strain*: deformación
- * *Strain rate*: velocidad de deformación
- * *Stress*: esfuerzo
- * *Stress concentration effect*: concentración de cargas, efecto Fakir, efecto princesa (también denominado *stress raisers* o *stress risers*)
- * *Stress concentration factor*: factor de concentración de carga
- * *Stretching*: estiramiento
- * *Tafone* (pl. *tafoni*): *cavernous weathering*, *cachola*
- * *Tooth structures*: alerones y viseras modelados por el agua
- * *Toppling*: vuelco
- * *Triangular wedge*: cuña triangular
- * *Vault*: bóveda, referida a la parte cóncava interior del tafone
- * *Vug, vugh*: cavidad, cavidad miarolítica
- * *Wall*: Pared
- * *Weathering*: meteorización
- * *Weathering pit*: *pit*, pila cóncava
- * *Window*: ventana

9.2. ANEXO II: Esfuerzo y deformación de las rocas

9.2.1. ESFUERZO

* La Fuerza (*Force*, F) es una magnitud vectorial y se puede definir como todo aquello que tiende a producir un cambio en el movimiento de un cuerpo o en su estructura interna. Existen dos tipos básicos de fuerzas:

* Másicas (de cuerpo o volumétricas): dependen de la masa y son por ejemplo las inducidas por la gravedad, por campos magnéticos o la fuerza centrífuga.

* De superficie: son ejercidas sobre el cuerpo por los materiales que lo rodean; no guardan relación con la masa y son aplicadas en distintos planos de la superficie de un cuerpo y se transmiten a cualquier punto del interior del cuerpo. Dependen de causas externas al cuerpo. Son las que nos interesan y son por ejemplo las fuerzas tectónicas.

En física la fuerza se trata como el producto de una masa por una aceleración por lo que su unidad en el S.I. es el Newton N ($N = 1\text{Kg} \cdot 1\text{m/s}^2$). En geología esto no tiene aplicación ya que la aceleración de los movimientos, si exceptuamos las ondas sísmicas, es ínfima. Además si aplicamos la misma fuerza a dos cuerpos, la deformación no es la misma ya que depende de la superficie de aplicación de la fuerza, por estas razones la magnitud relevante en geología estructural es el esfuerzo.

* El esfuerzo (*Stress*, E): es la relación entre la fuerza aplicada (F) y la superficie sobre la que actúa (S): $E = F / S$. Tiene unidades de presión y en el S.I. su unidad es el Pascal ($\text{Pa} = \text{N/m}^2$), aunque en geología se emplea con mucha frecuencia el MPa ($=10^6\text{Pa}$) y GPa ($= 10^9\text{Pa}$).

El esfuerzo producido por la gravedad se denominan Presión litostática P , que es la que sufre un punto de la tierra debido al peso de la roca que tiene por encima $P = \rho \cdot g \cdot h$ donde ρ es la densidad de la roca, g la aceleración de la gravedad y h la profundidad donde se encuentra. En la base de la corteza continental, a unos 35Km, tiene un valor de 1GPa.

Los esfuerzos E en general actúan oblicuamente al plano de aplicación, por lo que se pueden distinguir sus dos componentes:

- Perpendicular al plano de aplicación: esfuerzo normal o directo (σ) $\sigma = E \cdot \text{sen } \theta$ donde θ es el ángulo que forma la fuerza con la superficie de aplicación, que a su vez puede ser simple (si solo produce movimiento) o compuesto (si produce distorsión, que puede ser una compresión (+) o una distensión, tracción o tensión (-)).

- Paralela al plano de aplicación: esfuerzo de cizalla, cortante, tangencial o *shear* (τ): $\tau = E \cdot \text{cos } \theta$ que a su vez pueden ser (+) los dextrales y (-) los sinistral. Pueden aparecer casos más complejos como por ejemplo las torsiones, cuando en una zona del cuerpo son dextrales y en otra sinistral.

Pero en una roca no existe un esfuerzo único sino un estado de esfuerzos, que se describe por un tensor de segundo orden, donde son necesarias 9 componentes para definirlo. Este estado viene determinado por tres esfuerzos principales σ_1 , σ_2 y σ_3 donde σ_1 es el esfuerzo máximo compresivo y σ_3 el máximo distensivo. Estos esfuerzos son mutuamente perpendiculares y definen una figura tridimensional denominada elipsoide de esfuerzos.

El estado de esfuerzos puede ser:

- Uniaxial: si $\sigma_2 = \sigma_3 = 0$ (figura: dos flechas iguales, de sentido contrario)
- Biaxial: si $\sigma_3 = 0$ (figura: elipse si $\sigma_1 \neq \sigma_2$ o circunferencia si $\sigma_1 = \sigma_2$)
- Triaxial: ningún esfuerzo es igual a cero. Hay 3 casos:
 - Hidrostático: $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$ (figura: esfera)
 - Axial: $\sigma_1 = \sigma_2$ (figura: elipsoide de revolución)
 - Poliaxial: los tres distintos (figura: elipsoide de 3 ejes)

El estado de esfuerzos, igual que los vectores, se puede descomponer en sus dos componentes básicos:

a) Esfuerzo medio (presión de confinamiento): es la llamada parte hidrostática del esfuerzo y es la que tiende a producir cambios de volumen. Su valor es:

$$\sigma_m = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) / 3$$

b) Esfuerzo desviatorio: es el componente que tiende a producir distorsión o cambio de forma. No admite representación elipsoidal. Sus valores son:

$$\sigma_i' = \sigma_i - \sigma_m$$

Es el que determina si en una dirección dada se producirá acortamiento o alargamiento: si es negativo las rocas tienden a estirarse en esa dirección aunque el esfuerzo en esa dirección sea compresivo.

9.2.2. LAS TENSIONES NATURALES

Los materiales geológicos se encuentran sometidos a tensiones naturales como consecuencia de su historia geológica. Las tensiones en el interior de un macizo rocoso están producidas por las fuerzas exteriores aplicadas y por el peso del propio material. El estado tensional de la corteza tiene tres orígenes:

a) Tectónico o *stress*: es el más importante, y produce tensiones del orden de 25MPa para rocas con deformación normal dentro de zonas orogénicas, pero que puede llegar a superar los 150MPa en casos extremos de deformación o de movimientos asociados a fallas (*Bastida, 2005*), que aunque relativamente bajas, debido a las propiedades viscoelásticas de los materiales corticales, sufren un efecto amplificador al actuar a lo largo del tiempo geológico. Producen estructuras como foliaciones o esquistosidades.

Algunas tensiones, las residuales, permanecen acumuladas en las rocas aún después de haber dejado de actuar las fuerzas tectónicas; se generan a nivel intercrystalino debido a las propiedades elásticas de los cristales.

También hay tensiones inducidas como consecuencia de la modificación o redistribución del estado de esfuerzos.

b) Térmico: es debido a expansiones o contracciones que sufre una roca homogénea cuando se calienta o enfría lentamente. Si la roca no se puede expandir o contraer libremente se generarán tensiones, uno de los efectos es la aparición de fracturas sistemáticas en los macizos.

c) Gravitacional, litostático, geostático o de carga: se producen como consecuencia del peso de los materiales y, como la presión del aire, es uniforme en todas las direcciones. Si en un punto no actúa otro tipo de fuerza, el estado de tensiones es $\sigma_2 = \sigma_3 = \sigma_h$; $\sigma_1 = \sigma_v$ (donde $\sigma_v = \rho g z$ y suele andar por 0'027MPa/m, es decir 1MPa cada 40m, ó 300bar/Km ó 25MPa/km). Pero en terrenos montañosos (especialmente si tienen más profundidad de 500m y pendientes superiores a 25°) no se cumple que $\sigma_v = 0'027\text{MPa/m}$, ya que una de las tensiones principales tiene dirección normal a la ladera y vale cero, mientras que las otras dos tensiones principales están contenidas en el plano de la ladera.

La tensión compresiva vertical genera esfuerzos laterales horizontales y en cuerpos elásticos puede expresarse a través de la relación de *Poisson* ν ($\nu = \epsilon_r / \epsilon_l =$ deformación transversal/deformación longitudinal) y considerando que $\nu = 0'33$, entonces $\sigma_h = 0'33\sigma_v$.

Si el comportamiento no es elástico entonces se produce *creep* o deformación plástica del material y al cabo del tiempo se igualarán las tensiones de forma que $\sigma_h = \sigma_v$ y el campo será hidrostático. Esta situación se da a grandes profundidades. Este tipo de tensiones no suele dar estructuras planares sino granoblásticas o poligonales pero es sin embargo determinante en la estabilidad mineral. Si la roca no se libra de expandirse transversalmente se genera un esfuerzo transversal σ_t , de forma que $\sigma_t = \sigma_h = (v/1-v)\sigma_v$.

Las variaciones laterales de densidad en los materiales pueden modificar la distribución de cargas gravitacionales en la corteza. En zonas superficiales también pueden verse modificadas por efectos topográficos estructurales como valles profundos o relieves accidentados.

La suma de las presiones tectónica y de carga se suele denominar presión de confinamiento.

Existe también la llamada presión de fase fluida o de fase gaseosa, que se opone a la presión de confinamiento y es debida a la presencia de fluidos como H₂O o CO₂ en poros y fracturas de la roca, que facilita la difusión de iones, además de contribuir a disminuir el límite de rotura de la roca. En este caso al esfuerzo efectivo hay que restarle la presión de poro debido al agua que es $p_w g z'$ (z' = altura de la roca mojada), siendo el esfuerzo ahora por tanto $\sigma = \rho g z - \rho_w g z'$

9.2.3. DEFORMACIÓN

La deformación es cualquier cambio de posición, forma, volumen o de las relaciones geométricas internas de un cuerpo, como consecuencia de la aplicación de un campo de esfuerzos. Tiene 4 componentes:

- * *Traslación*
- * *Rotación*
- * *Dilatación*
- * *Distorsión*

Las dos primeras producen cambios de posición (deformación de cuerpo rígido), mientras que las dos últimas producen cambios de forma (deformación interna o *strain* (ε)) que puede medir de las siguientes formas:

1) Cambio de longitud de líneas (deformación longitudinal). Se emplean 4 parámetros:

- * **Elongación o extensión (e):** es el cambio de longitud por unidad de longitud:

$$e = \frac{l_f - l_0}{l_0} = \frac{\Delta l}{l_0} \quad (\text{se suele expresar en \%})$$

- si es + se trata de un alargamiento
- si es - se trata de un acortamiento

- * **Estiramiento (S):** es la relación entre la longitud final y la inicial:

$$S = \frac{l_f}{l_0} = 1 + e$$

- * **Elongación cuadrática (λ):** es el cuadrado del estiramiento:

$$\lambda = S^2 = (1 + e)^2$$

- * **Deformación natural, verdadera o logarítmica (ε):** logaritmo del estiramiento:

$$\varepsilon = \ln(1 + e)$$

Esto es así porque si consideramos incrementos de deformación infinitesimales, la elongación $e = \frac{dl}{l} \Rightarrow \int_{l_0}^{l_f} \frac{dl}{l} = \ln\left(\frac{l_f}{l_0}\right) = \ln(1 + e) = \varepsilon$

2) Cambios de ángulo (deformación angular): se expresa por el ángulo de cizalla (ψ) que es la deflexión expresada por dos líneas inicialmente perpendiculares, o bien por el valor de la cizalla (γ) que es $\gamma = \tan \psi$. Si la deformación angular es pequeña entonces $\tan \psi = \psi$ (en radianes) y por tanto $\gamma = \psi$.

La cizalla puede ser:

* Simple: si no varía el ángulo (no hay cambio de área). Se define entonces el aplastamiento (*flattering*) como la elongación del eje Z expresado en %

* Pura: si no hay rotación ni cambio de área.

3) Cambios de volumen V (dilataciones o compresiones): se definen como:

$$D = \frac{V_f - V_0}{V_0} = \frac{\Delta V}{V_0}$$

* La cantidad física que expresa la deformación interna es un tensor de segundo orden que puede ser representado por un elipsoide de deformación cuyos ejes principales son las direcciones principales de la deformación. Esta puede ser:

* Uniaxial: sólo hay elongación en una dirección

* Biaxial: deformación plana, en dos direcciones

* Triaxial: deformación en 3 direcciones

Esfuerzo y deformación están ligados por una relación causa-efecto, pero mientras que los esfuerzos se definen para un instante dado, las deformaciones miden cambios producidos en un intervalo de tiempo, desde el estado inicial al final.

La resistencia se define como el esfuerzo que la roca puede soportar bajo ciertas condiciones de deformación. Se llama resistencia pico al esfuerzo máximo que puede alcanzar y resistencia residual al valor a que cae la resistencia tras deformaciones elevadas. La rotura es un fenómeno que se produce cuando la roca no puede soportar las fuerzas aplicadas y el esfuerzo alcanza su pico. La fractura es la formación de planos de separación en la roca, donde se pierden las fuerzas cohesivas y permanecen únicamente las friccionales. Se denomina velocidad de deformación (*strain rate*) a $d\varepsilon/dt$

9.2.4. REOLOGÍA

Es el estudio la deformación interna de los materiales geológicos. Esta puede ser:

- Inhomogénea o heterogénea: si el cuerpo no conserva el paralelismo inicial de sus elementos (líneas o planos). Hay cambio de forma que se denomina distorsión. Matemáticamente su desarrollo es muy complejo y se considera casi inútil.

- Homogénea: si el cuerpo conserva el paralelismo. La deformación se dice elástica si los cambios que sufre la roca son reversibles y se recupera la forma inicial al retirar el esfuerzo. Una vez sobrepasado el límite elástico, la deformación es permanente y no se recupera, y puede ocurrir que las rocas o bien se fracturen (deformación frágil) o bien se deformen plásticamente (deformación dúctil), dándose las siguientes situaciones:

* La deformación frágil, rígida o discontinua (*brittle*) es instantánea y violenta. Produce superficies de rotura en los materiales. Es típica de rocas duras con alta resistencia (=competentes). La resistencia pico es mucho mayor que la residual.

* La deformación de tránsito frágil-dúctil ocurre si la resistencia de la roca decrece hasta un cierto valor después de haberse alcanzado deformaciones importantes. La presentan las discontinuidades rocosas o los materiales arcillosos sobreconsolidados. La resistencia pico es algo mayor que la residual.

* La deformación dúctil, continua o afín (*ductile*): es progresiva y no separa puntos materiales. La deformación aumenta sin que se pierda resistencia. La resistencia pico y la residual son iguales. Se consideran dos situaciones:

* Deformación plástica: reacciona dando pliegues, en rocas incompetentes.

* Deformación viscosa: si además hay flujo.

De forma más simple, la Tabla 1 considera los siguientes tipos de deformaciones:

Tabla 1: Deformaciones

- | |
|---|
| * Frágil o discontinua (produce rotura) |
| * Dúctil o continua |
| * Elástica (se recupera) |
| * Plástica (permanente) |
| * Viscosa (permanente, en fluidos) |

9.3 ANEXO III: Los granitoides gallegos

Las rocas graníticas de Galicia se generaron durante la orogenia hercínica (350-270Ma.) a partir de una corteza continental precámbrica. Desde las primeras clasificaciones de las rocas graníticas gallegas en base a sus características petrográficas (*Schulz 1835; Parga Pondal 1935; Capdevila & Floor 1970* y el equipo de la Universidad de *Leiden*, Holanda), hasta las más recientes basadas en criterios de afinidad geoquímica o de relación temporal con las fases de deformación Hercínicas o Variscas, se han propuesto múltiples clasificaciones, pero casi todas tienen como base los trabajos de *Capdevila et al 1973*.

Existen una serie de características comunes a los granitos gallegos (*Pablo Macía 1981*) que son su naturaleza ácida, su origen y emplazamiento ligado íntimamente a la orogenia Hercínica y posteriores a la primera fase de deformación, exceptuando lógicamente a los enclaves situados en su interior.

La primera clasificación de los granitos se debe a *Schulz 1835* que los divide en tres tipos:

- Granitos ordinarios
- Granitos porfídicos
- Granitos gneísicos

Capdeville y Floor 1970 y 1973 hacen una clasificación más completa y consideran los siguientes tipos:

1. Plutones básicos: como los Gabros de *Montecastelo*.
2. Plutones ácidos: son los más abundantes y de varios tipos:

2.1. Antehercínicos (prehercínicos): de edad cámbrico-ordovícica. Deformados y recrystalizados por la Orogenia Hercínica y transformados posteriormente en ortogneis como por ejemplo los que se encuentran en la Unidad *Malpica-Tui*.

2.2. Hercínicos: de edades comprendidas entre los 365 y 257 Ma. Son de dos series principales:

2.2.1. Serie alcalina (granitoides): originados por anatexia húmeda de rocas metamórficas y por tanto ligados al metamorfismo regional. Son de la fase II hercínica y su origen es profundo. Son de dos tipos:

2.2.1.1. Granitos de dos micas (moscovita y biotita): son de tamaño de grano de medio a fino, llevan asociados a ellos un cortejo de diques, filones y migmatitas. Los contactos con las rocas encajantes son graduales. Son granitoides sintectónicos de tipo S (*Bastida 2005*). Se encuentran en Galicia Occidental. Ej. *Corcubión-Camariñas, Laxe, Valdoviño-Sobrado, Lalín*.

2.2.1.2. Granitos de dos micas y megacrístales: son más raros y llevan fenocristales de feldespato potásico. Presentan contactos más netos. Ej. Franja *Pondedeume-As Pontes, Forgoselo*, los encontrados dentro de la sierra de *Ancares*.

2.2.2. Serie calcoalcalina (granodioritas): son granitos de una mica en los que predomina la biotita (la moscovita ahora es un accesorio). Tamaño de grano de medio a grueso. Fueron originados por diferenciación de la parte superior de la corteza basáltica en condiciones deficitarias de agua. Se trata de granitoides de tipo I (*Bastida, 2005*). Presentan frecuentemente enclaves y no están directamente relacionados con el metamorfismo regional. Son de dos tipos:

2.2.2.1. Granodioritas precoces: de la II fase de deformación hercínica. Dan macizos alargados. Ej. *Santa Comba, Negreira*

2.2.2.2. Granodioritas tardías: de la III fase de deformación hercínica y cortan a todas las estructuras hercínicas. Dan macizos circunscritos más bien pequeños. Ej. *Pindo, Traba, Confurco, Pando, Porriño*

Como esta clasificación puede acarrear problemas de índole genética, ya que se basa en criterios químicos y mineralógicos, y por tanto en algunos macizos se encuentran rocas de series distintas, se ha propuesto otra, donde se utilizan criterios genéticos (*Bellido et al 1987*):

1. Granitoides sincinemáticos (los más antiguos son de 350-340Ma pero la mayoría rondan los 330-310Ma) y formados durante las principales fases de la orogenia hercínica:

1.1. De emplazamiento relativamente profundo: intruyen en la interfase II-III de la orogenia hercínica, con frecuentes filones, diques y enclaves y forman masas irregulares o alargadas subconcordantes con las estructuras regionales, (*petrológicamente incluyen a granitos alcalinos de dos micas, granitos de anatexia autóctonos y granodioritas precoces*). Son de dos tipos:

1.1.1. Granitoides calcoalcalinos biotíticos (precoces): *Viveiro, Xistral, Muxía, Fisterra, Avión, Póboa de Trives*.

1.1.2. Granitoides de dos micas: *Sarria, Friol, Santiago, Padrón, Muros-Barbanza, Punta Nariga cerca de San Adrián en Malpica, A Cañiza, Ourense-Carballiño, Cabeza de Manzaneda*.

1.2. De emplazamiento somero (tardicinemático): son intrusiones epizonales, de mediano tamaño, subredondeados y de contactos netos con las rocas encajantes. Afectados por cizallamientos de la fase III hercínica. (*petrológicamente incluyen a granodioritas biotíticas y a granitos de dos micas*). Ej: *Ferrol, Cabo Prior, A Silva, A Ruña, Varilongo, Fontao, Carboeiro*.

2. Granitoides postcinemáticos (270 Ma) Su emplazamiento corta a las estructuras variscas y por tanto son posteriores. Representan un episodio magmático isócrono en toda la cadena de naturaleza distinta al magmatismo sincinemático. La distensión posterior a la tercera fase hercínica podría haber provocado generación de magmas que intruirían en la base de la corteza continental provocando su fusión. La distribución de estos macizos en bandas alineadas que podrían haber actuado como zonas de debilidad cortical, apoya esta hipótesis.

Son de emplazamiento somero y constituyen un grupo de macizos circunscritos de contactos netos y regulares (más que el grupo anterior). No presentan deformaciones apreciables y cortan a todas las estructuras hercínicas, (petrologicamente incluyen a granitoides calcoalcalinos biotíticos y de dos micas). Ej: *Ancares, Porriño, Ourense, Traba, Pindo, Estaca de Bares*.

Otra clasificación debida a *Pablo Macía 1981* y *Barrera et al 1982* pero sólo de la hoja de Santiago, los divide en:

1. Granitoides precoces: *Bayo, Negreira, A Coruña*
2. Granitoides inhomogéneos: local
3. Granitos de 2 Micas pre-fase III hercínica:
 - 3.1. No porfídicos: *Laxe, Dumbría, Muros, Barbanza, Banza, Barbeito, Monte Neme*
 - 3.2. Porfídicos: *Finisterre, Ruña, Muxía, Villardoa, Varilongo, Santiago-Bertamirans*
4. Postcinemáticos: *Traba, Pindo, Pando, Confurco*

Parecida clasificación encontramos en *Bellido et al 1992*;

1. Granitoides inhomogéneos migmatíticos.
2. Granitoides sincinemáticos predominantemente biotíticos.
3. Granitoides sincinemáticos de dos micas.
4. Granitoides tardicinemáticos de emplazamiento somero.
5. Granitoides postcinemáticos.

9.4. ANEXO V: ITINERARIOS

Reproducimos los lugares a los que se hace referencia en esta Tesis en el mapa (Fig.9.1.) que se muestra a continuación, cuya base topográfica está tomada de imágenes obtenidas en *Google maps* y *Google earth*.

A continuación describimos los itinerarios seguidos en el trabajo:

- i) Rego do Pindo-Fonte Mateu- O Barquiño-Portela Ventosa*
- ii) Punta do Pindo-Rego da Laxe- Anduriña*
- iii) O Pindo-Rego do Apio-O Pedrullo-Campo Lourenzo- A Moa*
- iv) Quilmas-Chan das Lamas-Onde se adora-O Pedrullo-Cementerio*
- v) Quilmas-Chan das Lamas-Outeiro Naris-Rego Botireiro*
- vi) A Curra-Panchés*
- vii) Caldebarcos-Arco de Carnota*
- viii) Fieiro-Pedregal do Pindo-Cima da Arca-Campo Lourenzo-A Moa*
- ix) Fieiro-Penafiel-Rego Caldeiras*
- x) Monte Groba-O Cadoiro-Central do Xallas*
- xi) Ézaro-Caneliñas*
- xii) Ancoradoiro-Monte Louro*

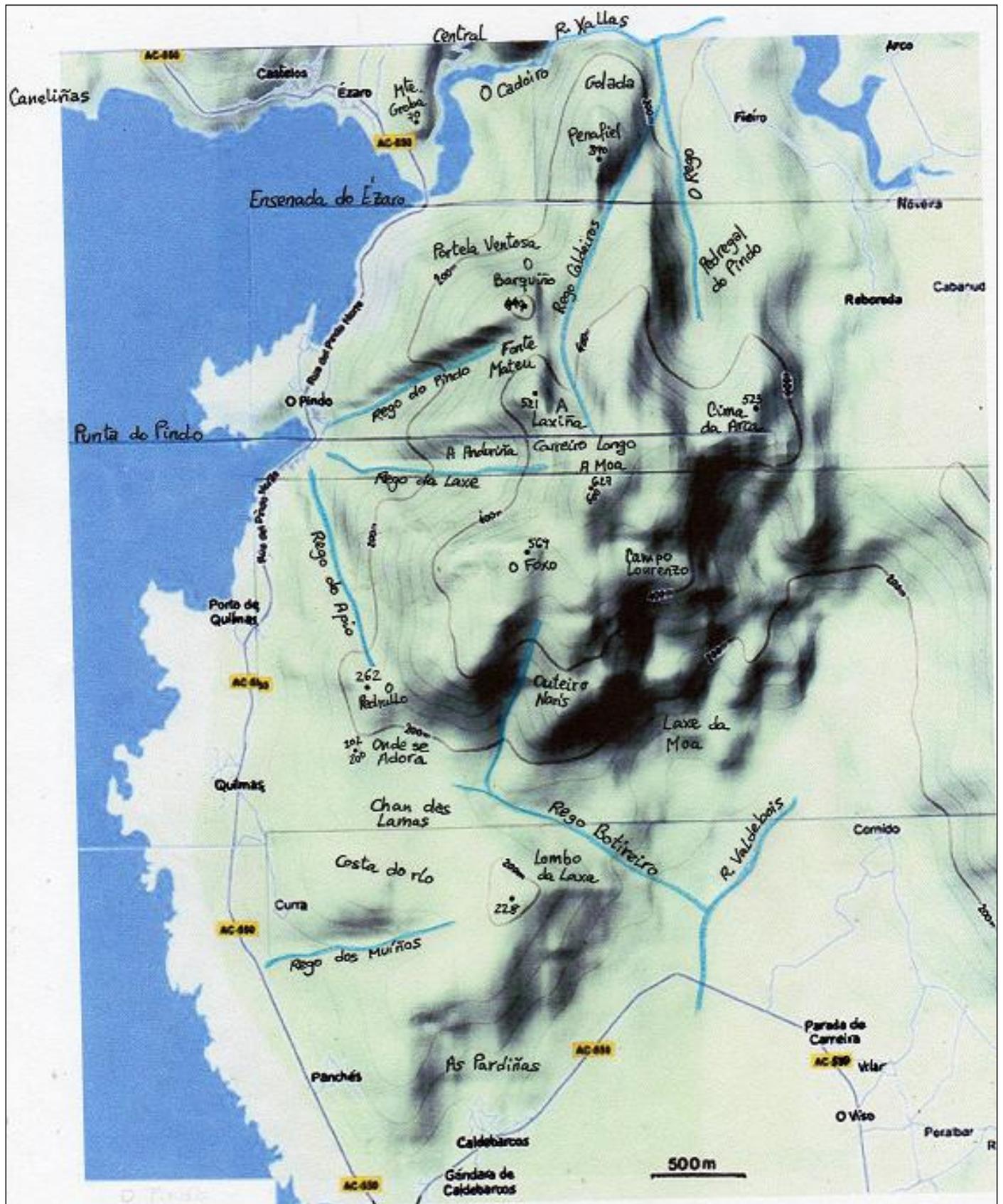


Fig 9.1. Ubicación de los lugares del Macizo de O Pindo que se citan en la Tesis

9.4.1. ITINERARIO I: Rego do Pindo- Fonte Mateu- O Barquiño-Portela Ventosa

El recorrido (Fig.9.2.a y b) parte de la aldea de O Pindo y transcurre en principio paralelo y a la margen izquierda del valle por donde circula "O Rego do Pindo". Se observan en las laderas y fondo del mencionado valle numerosos depósitos formando caos de bloques, lo que hace pensar en fenómenos de naturaleza periglacial ligados a los últimos episodios fríos del Pleistoceno, donde incluso pequeños episodios de heladas tendrían grandes efectos en estos relieves tan escarpados, actuando de mecanismos lubricantes a la hora de producir deslizamientos gravitacionales. Todo esto es visible en ciertos puntos a lo largo del recorrido.

El trayecto prosigue hasta la zona denominada *Portela Ventosa*. Las formas graníticas que se pueden reconocer son formas copulares de espléndidas curvaturas donde son apreciables varios sistemas de diaclasación, uno circular que origina el aspecto en capas de cebolla tan típicos de este tipo de domos de exfoliación, otros son subverticales y subhorizontales, imprimiendo características al macizo y dando un aspecto de paralelepípedo a sus bloques. También aparecen otras formas como pseudoestratificaciones o *pseudokarren* y lajas de granito que resbalan ladera abajo fruto de deslizamientos traslacionales a favor de las fuertes pendientes

En cuanto a cavidades, en la parte baja, a unos 40m de altura sobre el nivel del mar, nos encontramos en una de las mejores zonas de observación de *tafone-laja* y *tafone-bloque*, que junto con las *pías*, prácticamente omnipresentes, serán las microformas dominantes y más destacadas del recorrido. Se encuentran en esta zona *tafoni* de los más pequeños de los que tenemos noticia. Estos *tafoni*, que son de tipo laja, enseguida llegan a formar ventanas y estas al estar en disposición horizontal reciben rápidamente agua, empezando a funcionar como *pías*, de forma que se originan formas mixtas de difícil catalogación. También se encuentra alveolización dentro de los *tafoni*, dobles ventanas, *pías* lobuladas, *pías* con varios exutorios de evacuación, formas de corbatas y otras. A medida que se asciende por la ladera y ya en las partes más altas estas microformas dejan de verse.

Un recorrido parecido al que acabamos de mostrar se puede consultar en la obra de *Marfany*, 1995.

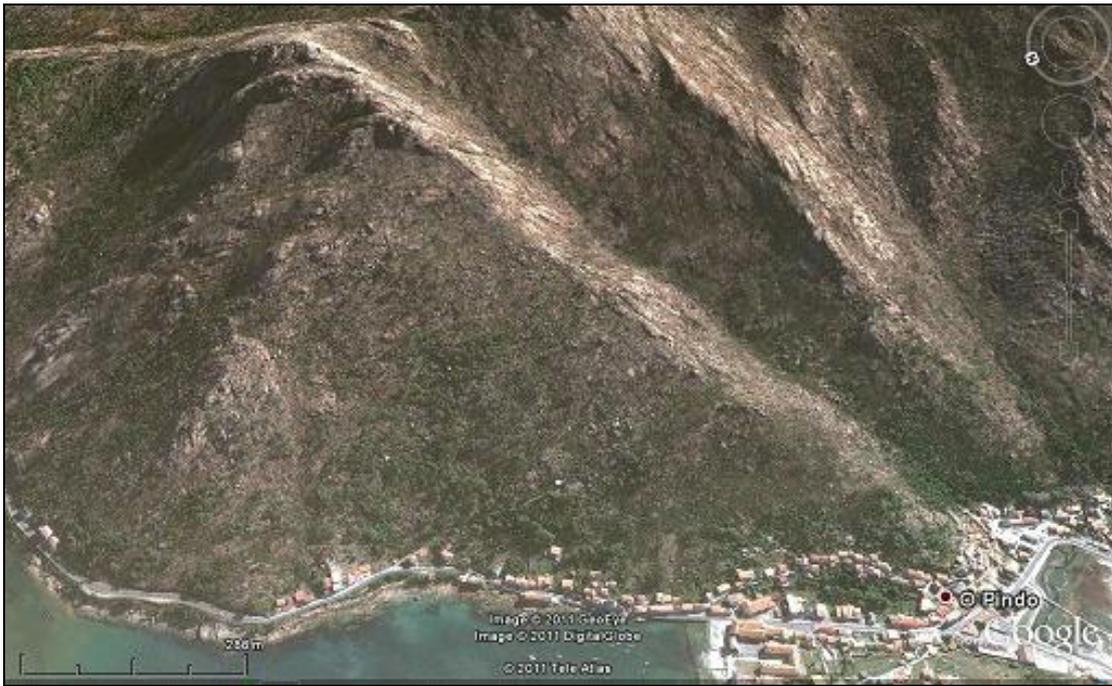


Fig.9.2.a: Situación del recorrido

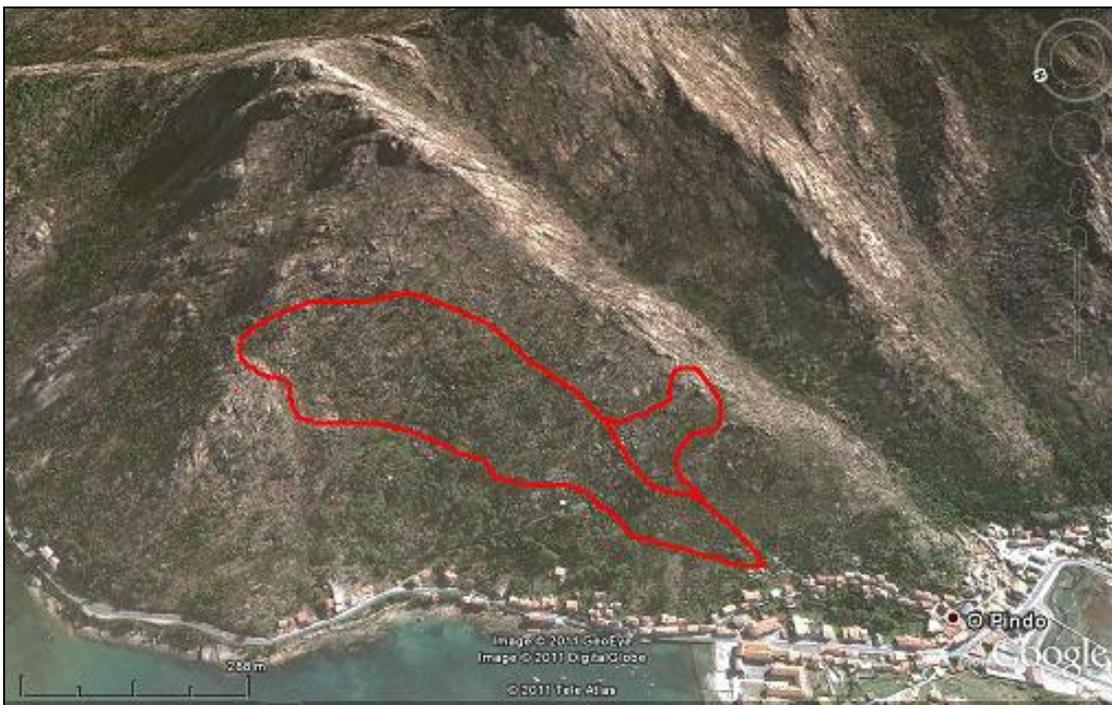


Fig.9.2.b: Delimitación del itinerario

9.4.2. ITINERARIO II: PUNTA DO PINDO- REGO DE A LAXE (A ANDURIÑA)

El itinerario (Fig.9.3. a y b) transcurre por la *Punta de O Pindo* y parte del valle de *O Rego da Laxe*. En el centro de la península denominada *Punta do Pindo* podemos encontrar entre los restos del domo algunos *tafoni* alveolizados bien conservados, aunque no son muy abundantes. La zona ofrece sin embargo buenas y nuevas vistas del macizo de *O Pindo*.

Ya a lo largo del recorrido por el valle por donde fluye "O Rego da Laxe" se observan partes del domo de exfoliación y bloques de gran tamaño caídos en el fondo del valle.

En las escamas de este domo de exfoliación podemos ver *pseudobedding* en distintas fases evolutivas, también es observable el *polygonal cracking*. En las juntas de debilidad se instalan *tafoni* y *gnammas*. La acción del crioclastismo hace que ciertas lajas se rompan y discurran a favor de las pendientes cóncavas del domo (que a modo de semiesferas adquieren más pendiente conforme se alejan de la zona cupular). Todo esto produce caos de bolos y bloques que discurren ladera abajo hasta situarse en el fondo del valle.

A medida que nos acercamos a la "Anduriña" aparecen antiguas *pías* de tipo *pit* muy degradadas que llegan a alcanzar sorprendentes profundidades y dejan de aparecer *tafoni*.



Fig.9.3.a: Situación del recorrido



Fig.9.3.b: Delimitación del itinerario

9.4.3. ITINERARIO III: O Pindo- Rego do Apio- O Pedrullo-Campo Lourenzo- A Moa

Este itinerario (Fig.9.4. a y b) constituye el típico recorrido de ascenso a la altura máxima del macizo, el pico de A Moa o Pena da Moa (627m). Parte detrás de la iglesia de O Pindo y transcurre en su primera parte por el Rego do Apio.

Por el camino se encuentran todo tipo de formas graníticas formando relieves antropomórficos y zoomórficos que inspiraron toda una serie de leyendas populares y por ello muchas de las piedras y de los lugares tienen nombre alusivos, tal es el caso de O guerreiro hierático, O gardián do Pindo, A cova da Xoana, Os namorados, O berro y otros.

El primer tramo del recorrido termina en el tor de O Pedrullo (o Castelo San Xurxo) a partir del cual se asciende por un pedregal hasta el collado denominado Campo Lourenzo (Chan Lourenzo o Chan da Mina) que es una gran cubeta de excavación; aquí encontramos la fisonomía de O Pindo en toda su grandeza ya que el trayecto aparece jalonado de grandes bloques y tors. Los tafoni, de por sí escasos, se restringen sólo a la parte inicial del recorrido.

Entre O Pedrullo y Chan Lourenzo se encuentra el sistema de cavidades de bloques de O Cibro que cuentan con un río subterráneo y donde se han encontrado yacimientos prehistóricos.

En "Campo Lourenzo" una planicie a una altura de 400m sobre el nivel del mar, existía una antigua explotación de wolframita, mineral que se asocia al cuarzo, donde se beneficiaban las arenas que se encontraban en zonas de braña de la zona.

El último tramo nos lleva a la cumbre del recorrido, A Moa, que presenta una morfología domática con cúspide plana coronada por un sinfín de pías que le dan un aspecto cariado (el nombre A Moa, que en gallego significa "La muela" puede que tenga que ver con esto). La morfología de estas pías es variada: simétricas, asimétricas, circulares, elípticas, lobuladas, con exutorios o sin ellos.

Las macroformas que predominan a lo largo de todo el recorrido pero especialmente en las partes más altas, son los domos y los relieves acastillados o castillos de roca (Castle Kopjes), así como bloques ciclópeos y piedras caballeras.



Fig.9.4.a: Situación del recorrido

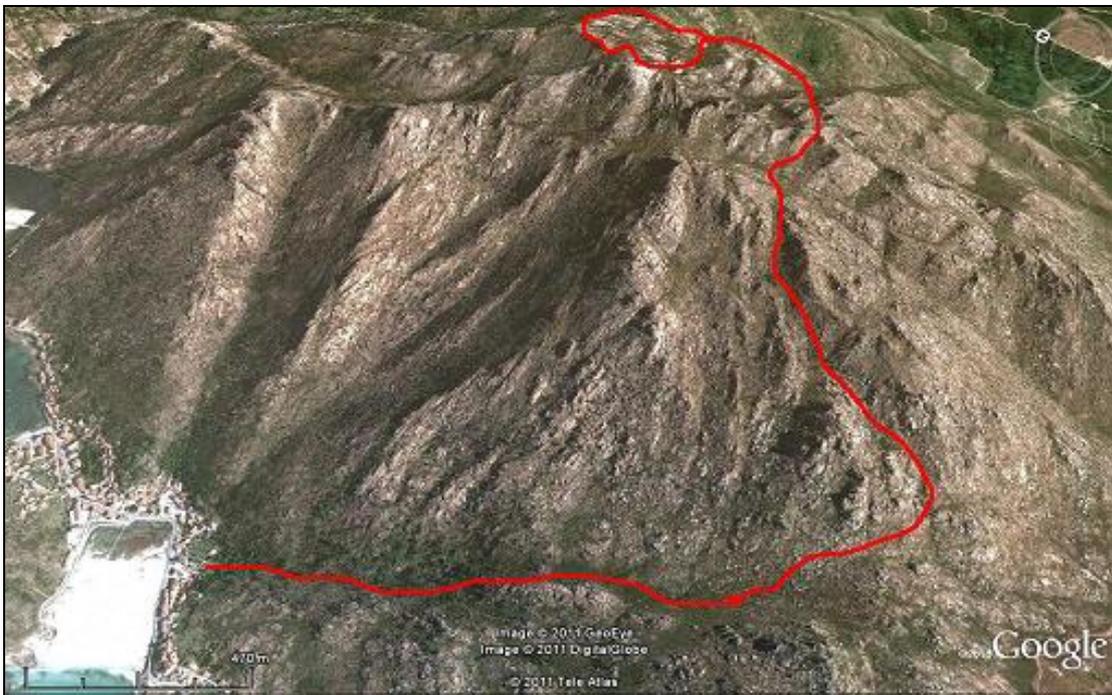


Fig.9.4. b: Delimitación del itinerario

9.4.4. ITINERARIO IV: QUILMAS-CHAN DAS LAMAS-ONDE SE ADORA-O PEDRULLO-CEMENTERIO.

Es un itinerario (Fig. 9.5. a y b) que discurre por una pista pedregosa desde Quilmas hasta el cementerio de la localidad. Destaca la zona de *Chan das Lamas* que es una superficie plana a unos 200m de altura que representa una superficie antigua con aspecto de braña y que constituye un acuífero aprovechado por para el abastecimiento de agua.

En la zona denominada *Chan das Lamas* discurre el contacto entre las dos facies del macizo y en sus inmediaciones es posible observar numerosas estructuras magmáticas. El contraste topográfico entre las dos facies es más que evidente en esta zona.

Entre los detalles morfológicos que se pueden observar son pedregales, bloques partidos, *Polygonal cracking* y *Pseudobedding*. Ya bajando hacia el cementerio se empiezan a observar *tafoni* más o menos alveolizados.

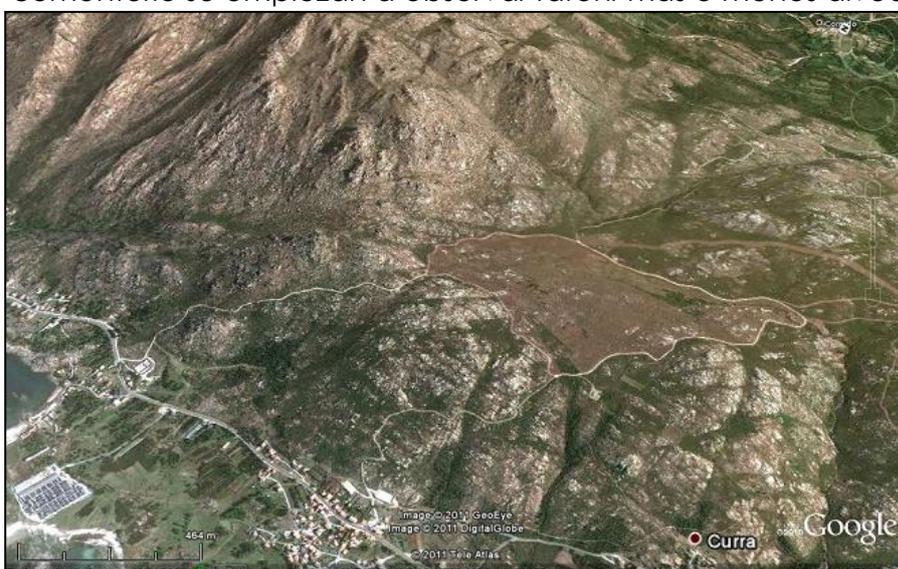


Fig.9.5. a: Situación del recorrido

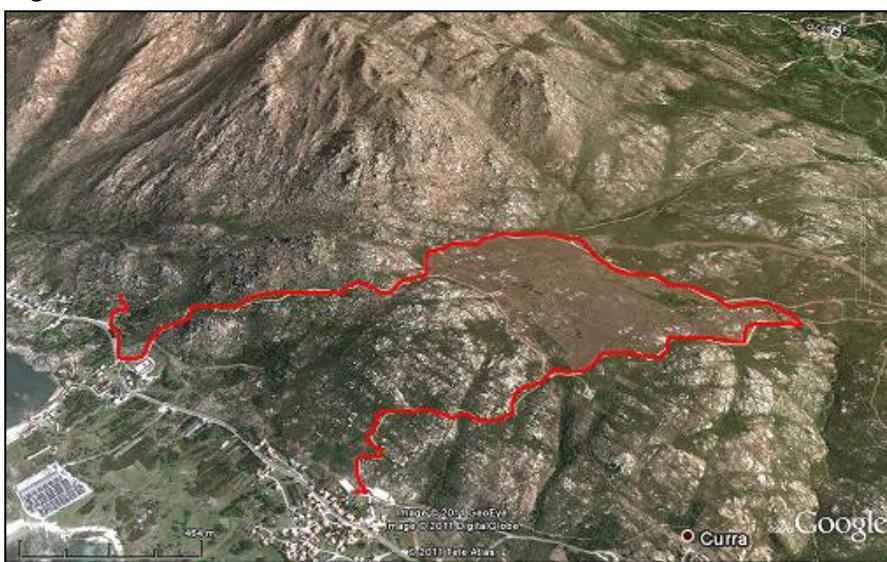


Fig.9.5.b: Delimitación del itinerario

9.4.5. ITINERARIO V: QUILMAS- CHAN DAS LAMAS- OUTEIRO NARIS- REGO BOTIREIRO

El itinerario (Fig.9.6. a y b) transcurre desde el pueblo de *Quilmas*, atraviesa el *Chan das Lamas* y continúa por la derecha hacia la zona de *Outeiro Naris* y de ahí desciende por *O Rego Botireiro* hasta la carretera nacional.

La zona de las inmediaciones de *Outeiro Naris* es un conjunto de cimas dentadas con diaclasado vertical dominante que forman un *castelo* o *castle kopje*. Este diaclasado vertical controla la estructura, corta el valle y se continua en el valle de enfrente, consecuencia de ello son los bloques deslizados, muchas veces a modo de fichas de dominó.

En el valle encontramos fenómenos de deslizamientos de ladera a gran escala, muy antiguos, que pueden ser debidos a causas diversas, entre las que cabe apuntar un periglacialismo debido a la enorme movilidad de los bloques. Son frecuentes bloques partidos, deslizados a favor de la pendiente y domos degradados en berrocales. En esta zona se encuentra una formación antropomorfa conocida como "*El Gigante del Pindo*".

Otro dato interesante es la existencia de pequeños domos por toda la zona, lo que indican diferentes intrusiones.

Los *tafoni* que se encuentran aparecen en su mayor parte en las zonas bajas. Sin embargo también se observa alguno a alturas de unos 200m, pero son más bien escasos.

El contraste entre las dos facies de *O Pindo* es también aquí patente: el granito está más degradado en la parte de dos micas, que es de color grisáceo, tamaño de grano grueso y más basto que el de la facies de una mica, que ofrece coloraciones más claras.

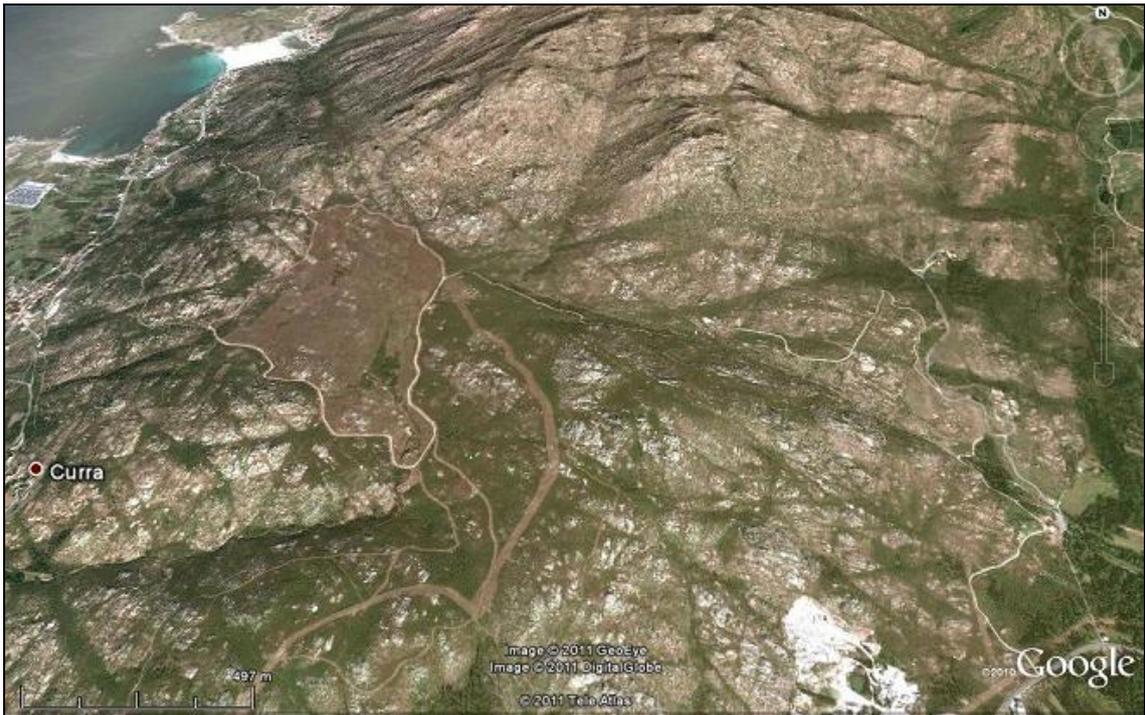


Fig.9.6.a: Situación del recorrido

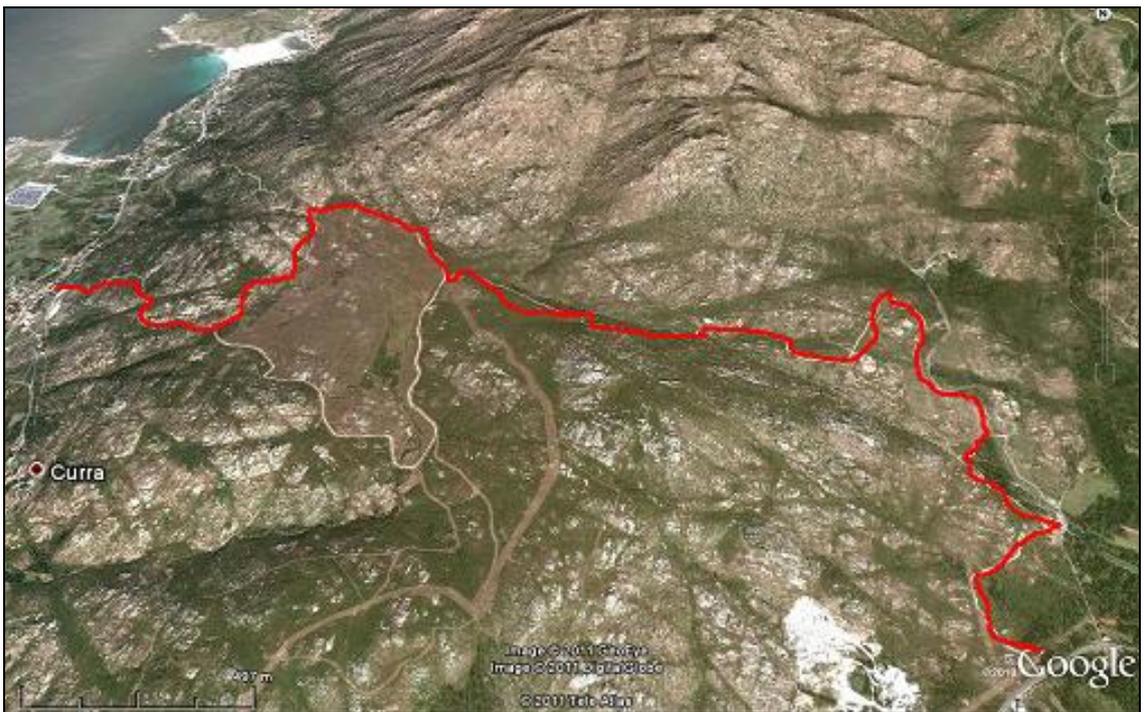


Fig. 9.6 b: Delimitación del itinerario

9.4.6. ITINERARIO VI: A Curra- Panchés

El recorrido (Fig.9.7. a y b) que transcurre íntegramente por la facies central del macizo de O Pindo se puede hacer por carretera o usando pistas interiores. El relieve se encuentra más erosionado, donde las formas se conservan peor. La zona está además bastante antropizada. Cabe destacar *tafoni* desarrollados en grandes bloques alveolados en su interior y con pías en su parte superior con profundas incisiones en sus paredes, que no son más que restos de antiguos *sheet* que todavía se conservan. Los *tafoni-laja*, que se conservan mejor, dejan observar estructuras como *caparazones de tortuga* o bloques desplazados.

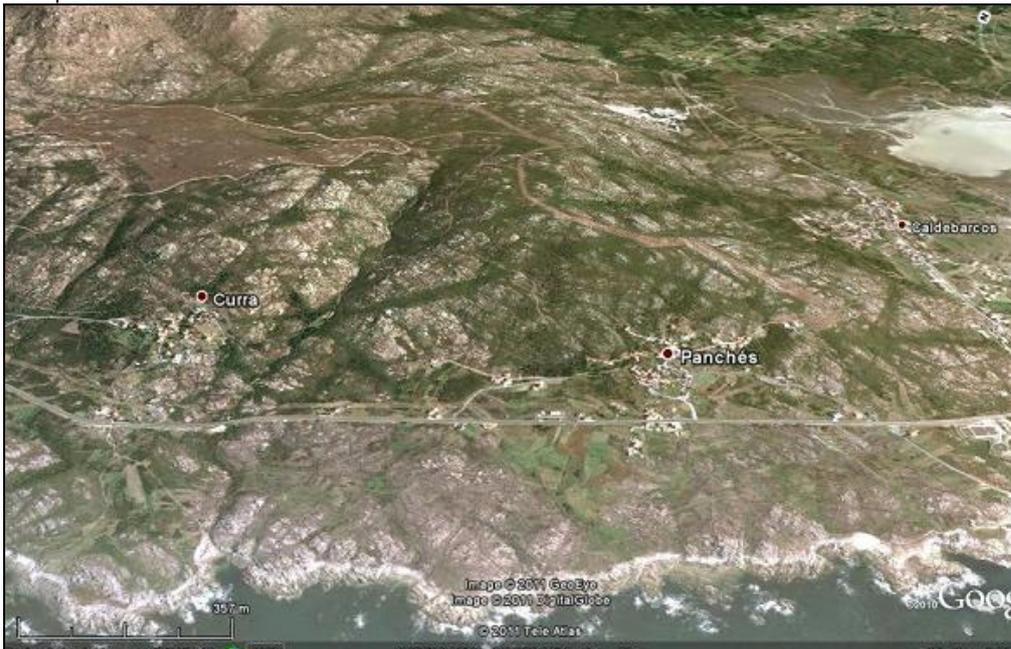


Fig. 9.7.a: Situación del recorrido

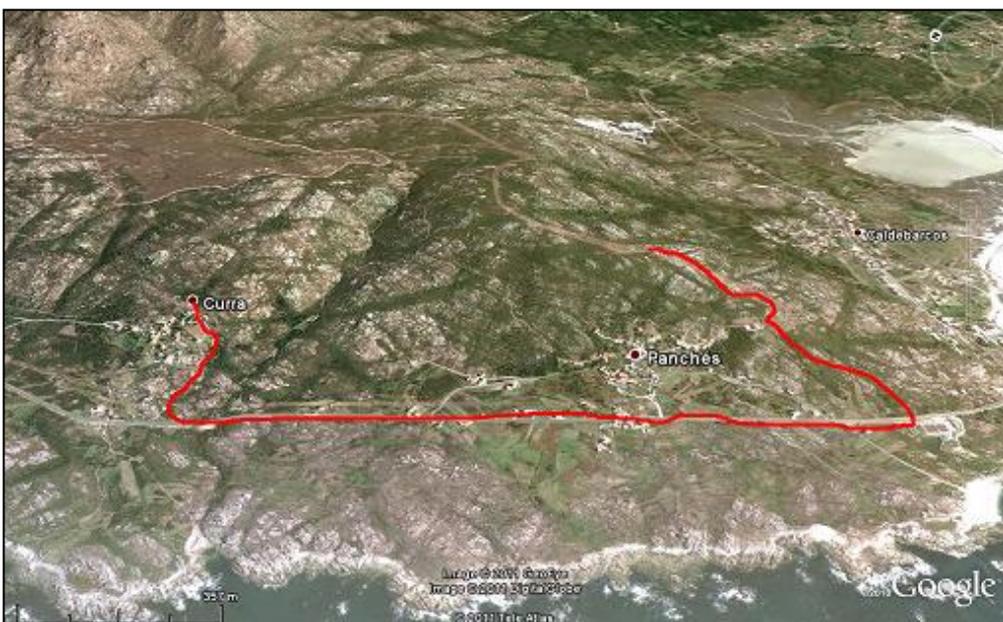


Fig.9.7.b: Delimitación del itinerario

9.4.7. ITINERARIO VII: Caldebarcos-Arco de Carnota

El recorrido (Fig.9.8. a y b) se realiza fácilmente en coche. El aspecto paisajístico es muy parecido al itinerario anterior, es decir nos encontramos con menores resaltes topográficos, más zonas de brañas y en general formas más degradadas y erosionadas, que desde el punto de vista morfológico ofrece menos interés.

Sólo se encuentran *tafoni* de vez en cuando y estos son residuales y muy alterados. En ocasiones se tafoniza la esquina del bloque quedando el proceso exclusivamente allí.

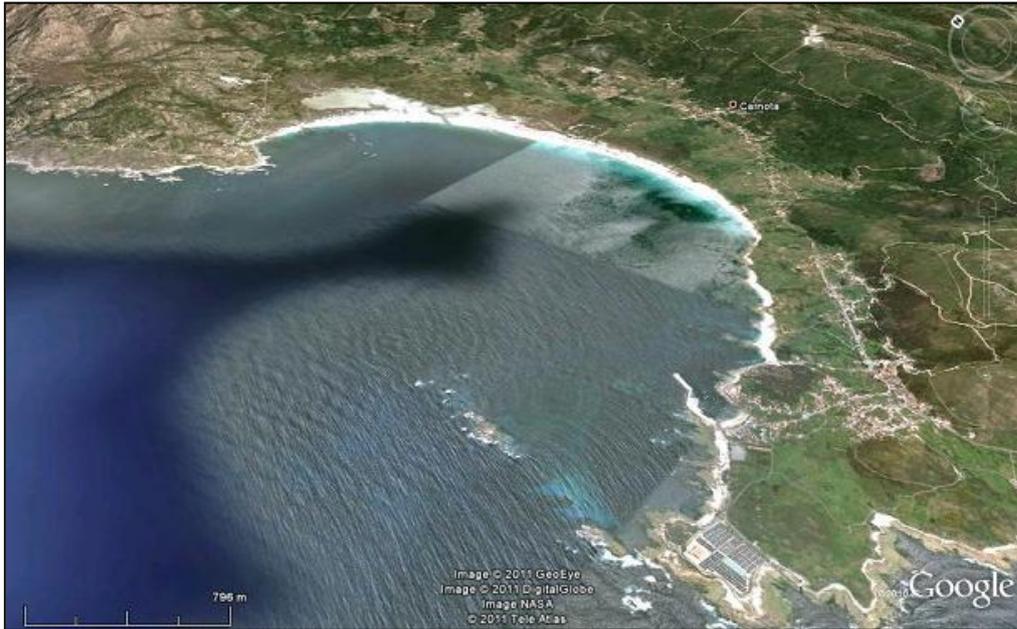


Fig.9.8.a: Situación del recorrido

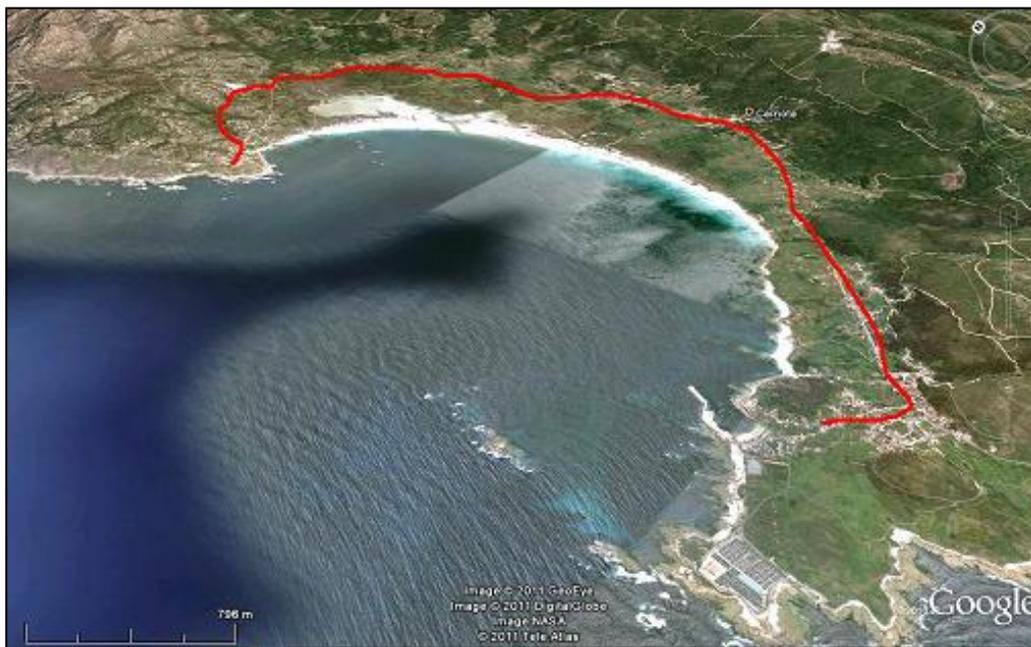


Fig.9.8.b: Delimitación del itinerario

9.4.8. ITINERARIO VIII: FIEIRO-PEDREGAL DO PINDO-CIMA DA ARCA-CAMPO LOURENZO-A MOA

Este recorrido (Fig.9.9. a y b) parte de la aldea de *Fieiro* y llega hasta a *Moá* pero transcurre por la ladera este, de espaldas a la costa. Pasa por el *Pedregal del Pindo* donde se pueden apreciar la diaclasación en el granito según dos sistemas perpendiculares, algunas *pías* y caos de bloques. A partir de *Campo Lourenço* el itinerario coincide con el nº3.



Fig.9.9.a: Situación del recorrido

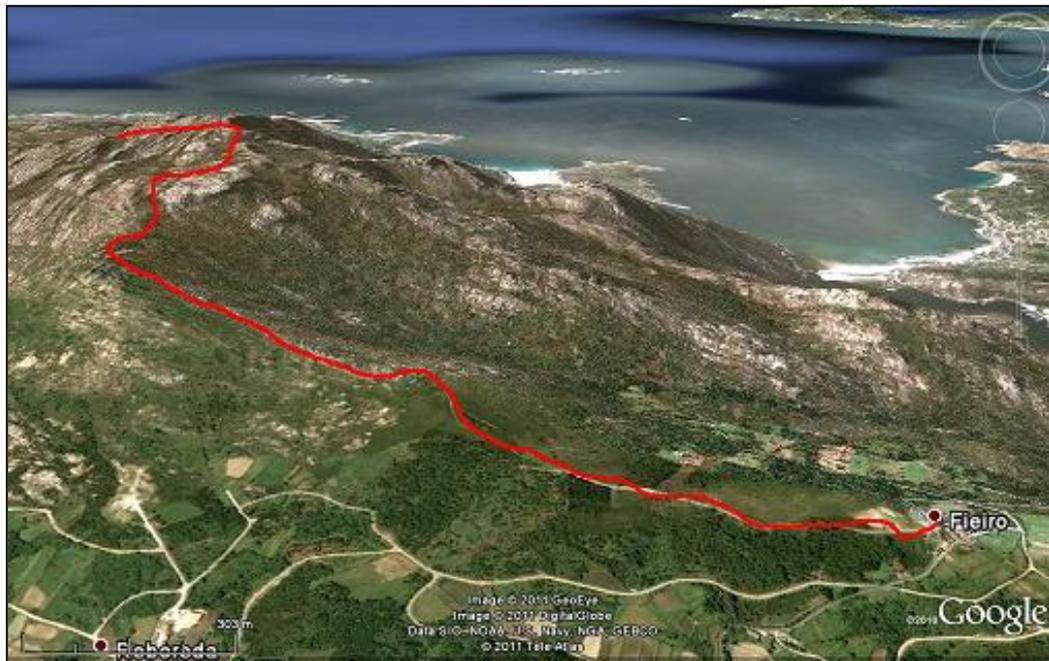


Fig.9.9.b: Delimitación del itinerario

9.4.9. ITINERARIO IX: FIEIRO-PENAFIEL-REGO CALDEIRAS

El recorrido (Fig.9.10. a y b) transcurre por la ladera este del macizo, una ladera más resguardada de las incidencias climáticas, por eso está más colonizada por vegetación, especialmente por donde circulan pequeños cursos de agua como el *Rego Caldeiras* que será el que marque el valle por donde ir.

Las macroformas más destacada son el domo granítico campaniforme denominado *Peñafiel* que presenta descamación en cebolla y los *tors* que lo acompañan y los bloques.

Como microformas destacan las *pías*, activas e inactivas, las de tipo *pan* muestran dificultades de evacuación de los detritus debido a la repetida colonización vegetal encontrada en el interior de las mismas. Las de tipo *pit* muestran numerosos canales de evacuación de agua, a veces de grandes dimensiones. Los *tafoni* muy poco abundantes y sin alveolos.

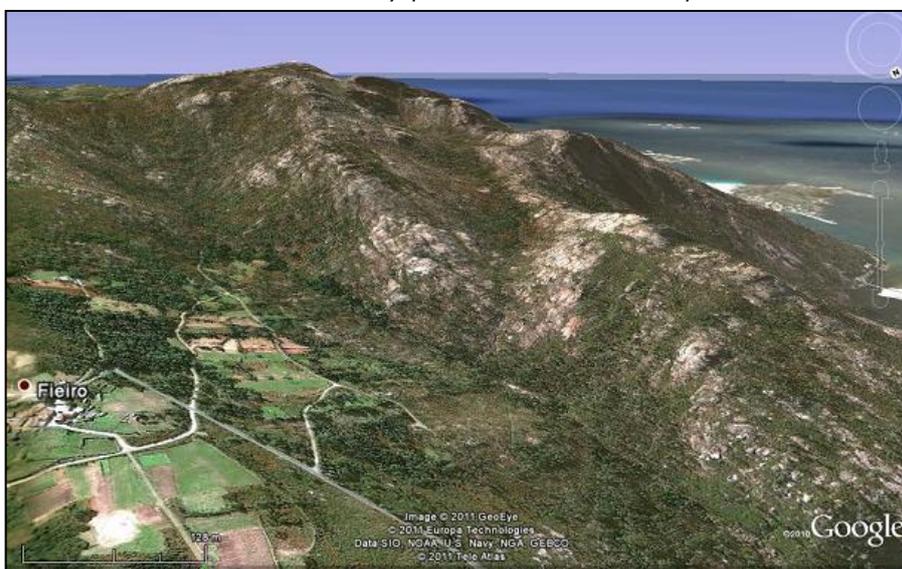


Fig.9.10.a: Situación del recorrido

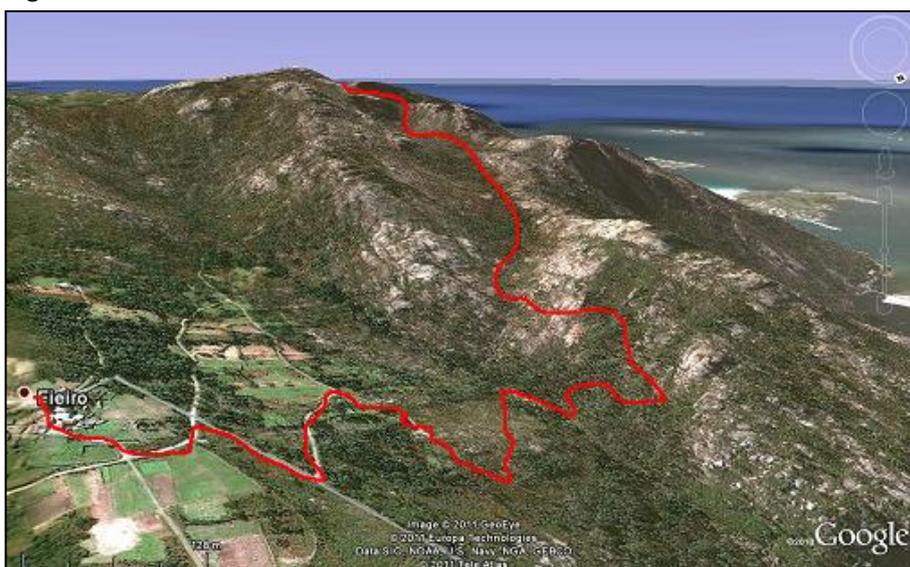


Fig.9.10.b: Delimitación del itinerario

9.4.10. ITINERARIO X: MONTE GROBA-O CADOIRO- CENTRAL DO XALLAS

En este corto recorrido (Fig. 9.11. a y b) el río *Xallas* es el verdadero protagonista. Este río nace en el *Monte do Castelo*, en las inmediaciones de la laguna de *Alcayán* y representa el octavo río más caudaloso de Galicia (Caudal absoluto: 19'6m³/s y Caudal relativo: 38'8 L/s.Km²) y el noveno más largo (Longitud: 64'5 Km) datos tomados de *Río et al, 1995*).

La cuenca del *Xallas* es un buen ejemplo de cuencas diferenciadas que existen en Galicia ya que discurre por superficies llanas de elevaciones entre 300-200m durante gran parte de su recorrido (Fig.9.12 y Fig.9.13.) con una pendiente media de 0'68%, y a partir de un punto, el *Encoro da Fervenza*, el cauce discurre a través del macizo de *O Pindo*, de manera que a tan solo 200m de la desembocadura, en *Ézaro*, circula aún a 100m de altura. Salva este último desnivel cayendo directamente a un estuario formando una cascada de 40m, de morfología de embudo (pendiente 11%) (Fig.9.14, 9.15, y 9.16).

Si se efectúa un perfil longitudinal del *Xallas* (Fig.9.17.) tendría el aspecto que reproducimos en la figura:

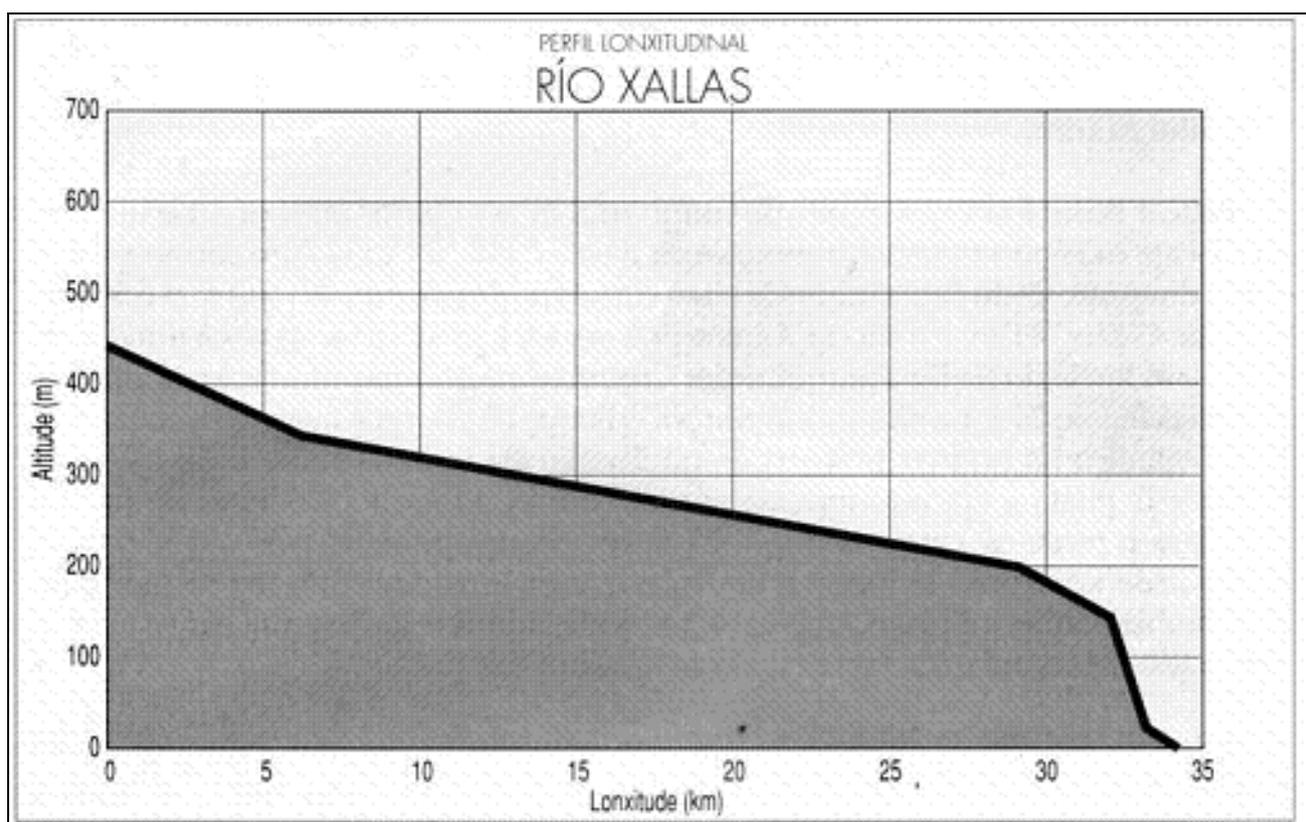


Fig. 9.17. Perfil longitudinal del río *Xallas*, tomado de *Río et al 1995*, donde se puede observar el enorme desnivel que se produce en la desembocadura.

Todos los ríos gallegos de la vertiente atlántica tienen cascadas en algún punto de su recorrido debido a que la erosión remontante aún no ha podido regularizarles el cauce. Sin embargo en el *Xallas* ocurre algo insólito y singular: la cascada se produce en la desembocadura.

Este hecho ha sido explicado de múltiples formas pero nosotros creemos que sucede aquí el hecho de que se junta un río relativamente corto, senil, poco caudaloso y poco potente, con una roca resistente (granito muy rico en cuarzo) y bastante inalterada en su desembocadura, lo que ha impedido que la erosión remontante haya rebajado la ruptura de pendiente. La existencia de lajas curvas del batolito ha favorecido la escorrentía e inhibido también la erosión regresiva.

Se puede decir que el *Xallas* se trata de un río viejo con un área de drenaje bastante reducida (504'2Km²) y la dura roca con la que se encuentra en su desembocadura hace pensar en una ría abortada, la del *Ézaro*.

Aguas arriba de la cascada son de destacar los *potholes* o marmitas de gigante, hasta el lugar de apresamiento del río.

Subiendo por la carretera hacia el mirador y cerca de la central, a una altura de unos 60m se encuentran muy buenos ejemplos de *tafoni*, desarrollados en bloques grandes y profusamente alveolizados, formando verdaderas cavernas de metros de anchura.

Ascendiendo un poco más por el terreno se pueden encontrar importantes ejemplos de asociaciones de *pías* y *tafoni*, espeleotemas de ópalo fruto de la circulación y posterior precipitación del mismo; ventanas troncocónicas y *rillenkarrén* tapizan muchas de las superficies de los bloques. Todos estos hechos hacen que estemos en uno de los lugares más interesantes de todo el macizo tanto por su cantidad como por su calidad de formas.

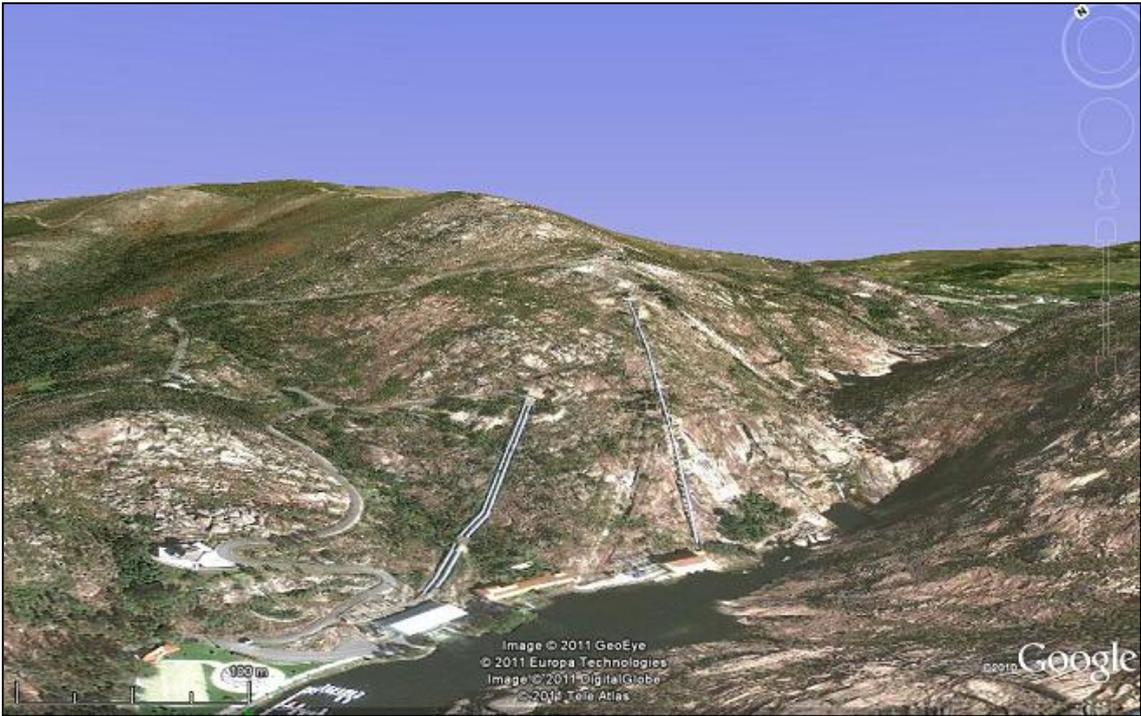


Fig.9.11.a: Situación del recorrido

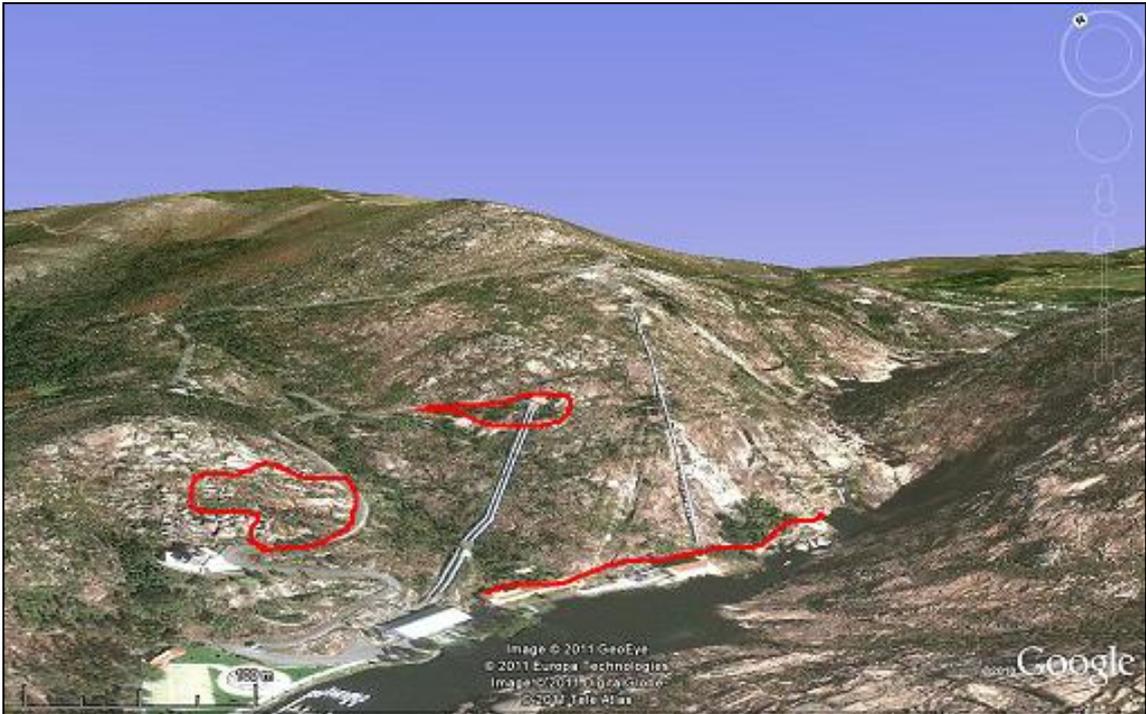


Fig. 9.11.b: Delimitación del itinerario



Fig. 9.12. El Xallas a su paso por Brandomil, hacia la mitad de su recorrido en la meseta de Santa Comba. Es escasa la pendiente por donde circula, que hace que las aguas sean tan mansas.



Fig.9.13. Cuenca del Xallas hacia su desembocadura, al fondo el macizo de A Ruña.



Fig.9.14. Desembocadura en cascada del Xallas



Fig.9.15. Estuario del Xallas, entre la cascada y el mar.



Fig.9.16. Último tramo del recorrido del Xallas: O Cadoiro. Al fondo el monte Groba y la playa de Ézaro en último término.

9.4.11. ITINERARIO XI: ÉZARO-CANELIÑAS

El itinerario (Fig.9.17.a y b) transcurre parte por carretera y parte por camino. El macizo de *O Pindo* en su sector más septentrional se ve cortado por el río *Xallas*, pero un poco más arriba, dirección NO aflora la última parte del mismo, en la zona conocida como *Caneliñas* donde hubo una antigua fábrica ballenera y su acceso está bastante restringido. Se trata de un *stock* granítico bastante degradado, tanto que los granos de cuarzo quedan a modo de resaltes en la superficie de los granitos. Se observan microformas del tipo *pía*, pero escasos *tafoni*, todo ello bastante colonizado por la vegetación. Son interesantes las vistas del macizo de *O Pindo* desde este lugar.

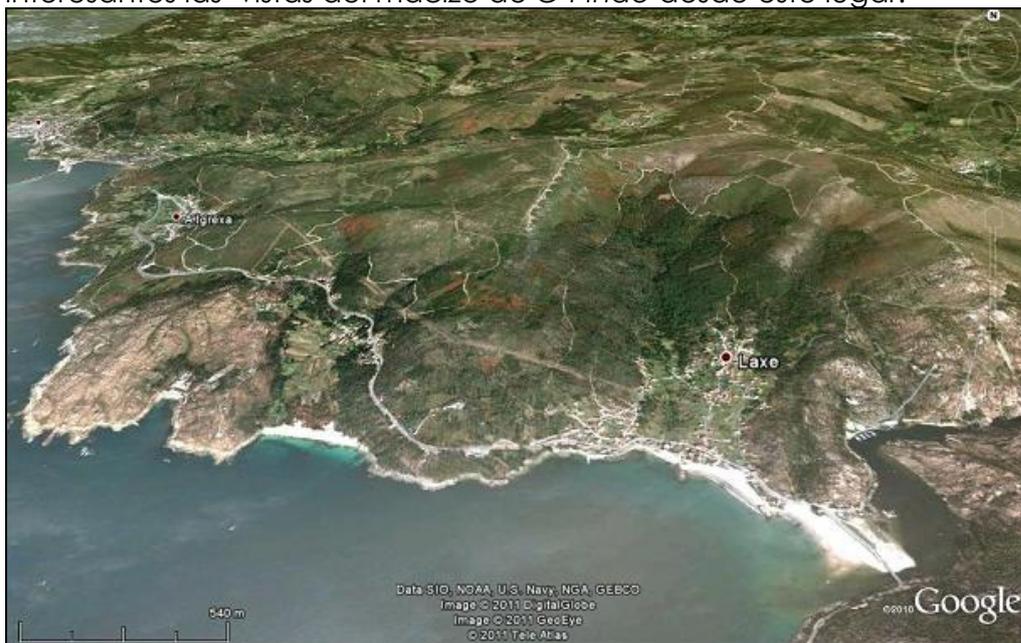


Fig.9.17.a: Situación del recorrido

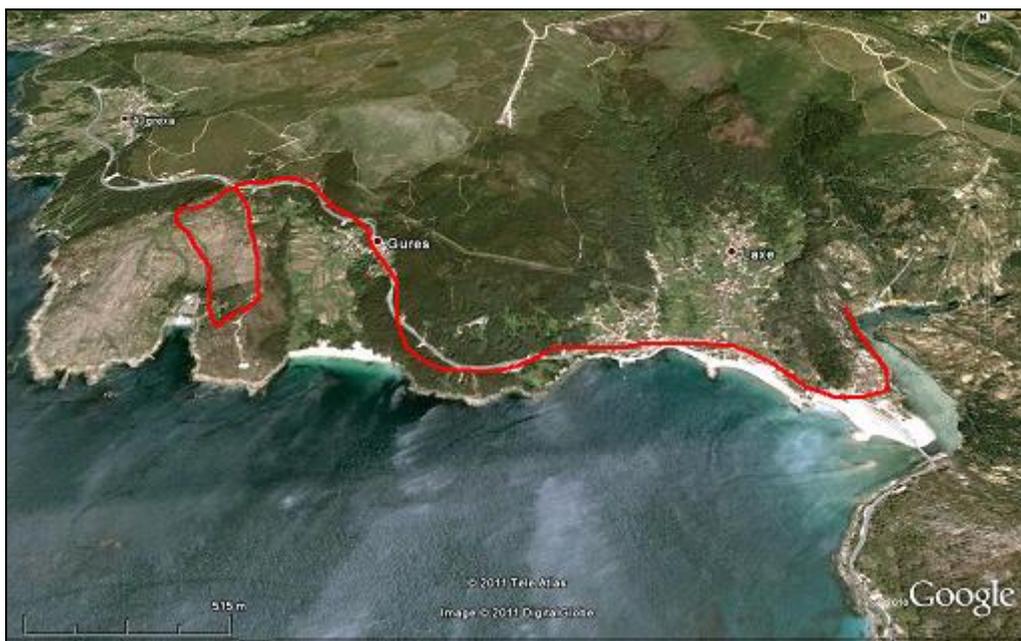


Fig.9.17.b: Delimitación del itinerario

9.4.12. ITINERARIO XII: ANCORADOIRO-MONTE LOURO

Mostramos finalmente un recorrido por la zona de Ancoradoiro y Monte Louro (Fig.9.18.a y b) que aunque no pertenece al macizo de O Pindo, se han visto formas muy interesantes como ya comentamos a lo largo de la obra. Destacamos especialmente el complejo *lagoon-inselberg* de Louro de innegable valor ecológico, pero rico también en formas graníticas (*sheet structures*, pseudoestratificaciones, *tafoni* de diversos tipos, alvealizaciones, formas zoomórficas, *gnammas*) y el faro de Ancoradoiro donde el desarrollo de *pías* es espectacular.



Fig.9.18.a: Situación del recorrido

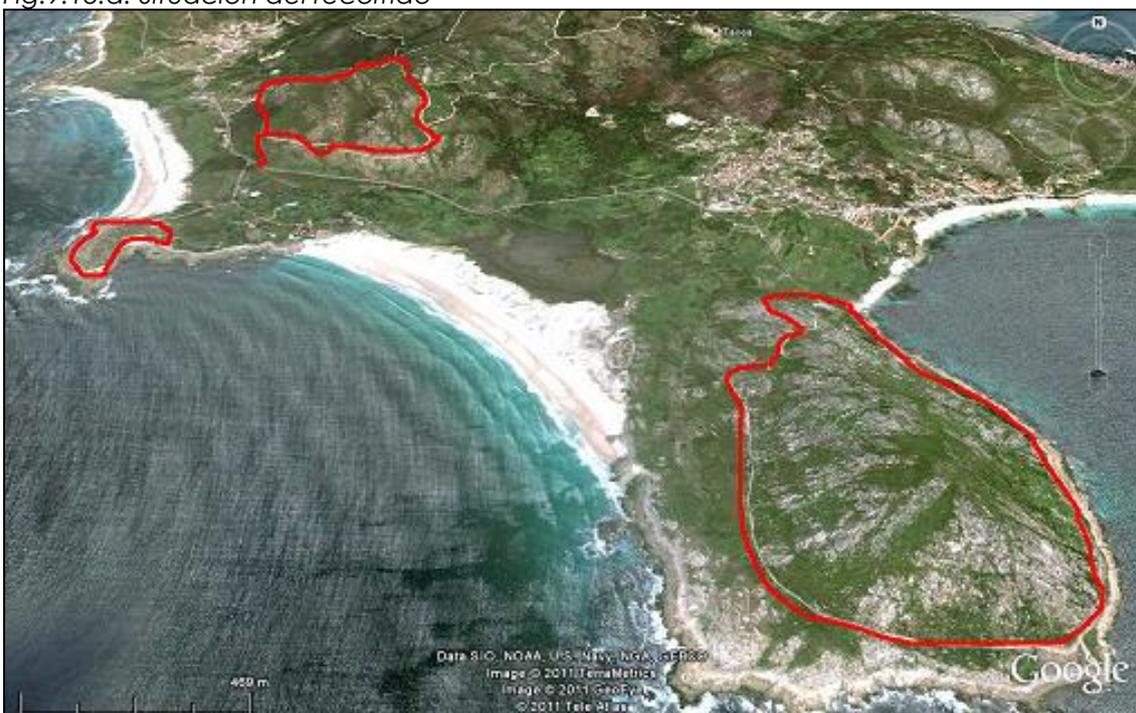


Fig.9.18.b: Delimitación del itinerario