

R. 697.097

D
0.91

Luis I. González de Vallejo

BIBLIOTECA UCM



5300600760



"INFLUENCIA DE LA GENESIS, MINERALOGIA Y FABRICA EN
LAS PROPIEDADES GEOTECNICAS DE LOS SUELOS VOLVANI--
COS DE LA LAGUNA (TENERIFE)".

Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid
1979

Esta Tesis Doctoral fue leída en la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid el día 15 de Junio de 1979 ante el tribunal formado por los siguientes miembros:

Presidente: Prof. Dr. D. Manuel Alia Medina, Catedrático de Geodinámica Interna.

Vocal: Prof. Dr. D. Jose María Fúster Casas, Catedrático de Petrología.

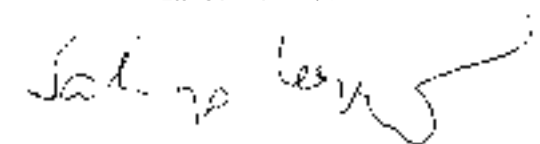
Vocal: Prof. Dr. D. Jose Antonio Jiménez Salas, Catedrático de Geotecnia y Cimientos.

Secretario: Prof. Dr. D. Santiago Leguey Jiménez, Catedrático de Mineralogía.

habiendo recibido la calificación de Sobresaliente "Cum Laude".

Madrid, 30 de Octubre de 1979.

EL SECRETARIO



Santiago Leguey Jiménez.

X-53-014241-7

© Luis I. González de Vallejo González
Editorial de la Universidad Complutense de Madrid
Servicio de Reprografía, Noviciado, 3 Madrid-8
Madrid, 1979
Xerox XB 480
Depósito Legal: M-40920-1979

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLOGICAS

INFLUENCIA DE LA GENESIS, MINERALOGIA Y FABRICA EN LAS
PROPIEDADES GEOTECNICAS DE LOS SUELOS VOLCANICOS
DE LA LAGUNA (TENERIFE)

TESIS DOCTORAL
POR
LUIS GONZALEZ DE VALLEJO

DIRECTORES:
JOSE ANTONIO JIMENEZ SALAS
Y
SANTIAGO LEGUEY JIMENEZ

1979

INDICE

	<u>Página</u>
1.- INTRODUCCION	1
1.1.- PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	2
1.2.- ANTECEDENTES HISTORICOS	3
1.3.- OBJETIVOS	4
1.4.- METODOLOGIA	6
2.- ESTADO DEL CONOCIMIENTO DE LOS SUELOS DE ORIGEN VOLCANICO	8
2.1.- INTRODUCCION	8
2.2.- CARACTERISTICAS GEOLOGICAS	11
2.2.1.- Ambientes de formación	11
2.2.2.- Características mineralógicas	16
2.2.2.1.- Arcillas rojas tropicales de Africa	17
2.2.2.2.- Arcillas de Nueva Zelanda e Indonesia	19
2.2.2.3.- Arcillas de Montúfar, Ecuador	23
2.2.2.4.- Arcillas de México	23
2.3.- PROPIEDADES GEOTECNICAS	24
2.3.1.- Introducción	24
2.3.2.- Propiedades índice	24
2.3.2.1.- Límites de Atterberg	25
2.3.2.2.- Granulometría	32
2.3.2.3.- Actividad	35
2.3.2.4.- Peso específico	36

A mi mujer, por su comprensión.
A mis padres, con gratitud.

	<u>Págs.</u>
2.3.3.- Resistencia	37
2.3.4.- Permeabilidad	40
2.3.5.- Compresibilidad	41
2.3.6.- Compactación	42
2.3.7.- Propiedades geotécnicas de las arcillas de México	43
2.4.- DISCUSION.....	46
2.5.- CONCLUSIONES	55
3.- CARACTERISTICAS GEOLOGICAS DE LOS DEPOSITOS SEDIMENTARIOS DE LA LAGUNA	57
3.1.- ASPECTOS GEOLOGICOS REGIONALES	57
3.1.1.- Introducción	57
3.1.2.- Volcano-Estratigrafía	60
3.1.3.- Litología, Petrografía y Estructura de los Materiales Volcánicos	63
3.1.4.- Geomorfología y Tectónica	66
3.1.5.- Historia Geológica	67
3.2.- GEOLOGIA DEL VALLE DE LA LAGUNA	69
3.2.1.- Introducción	69
3.2.2.- Investigaciones geológicas realizadas	71
3.2.3.- Prospección Geofísica	72
3.2.4.- Litología y Estructura	80
3.2.5.- Características Geomorfológicas	85
3.2.6.- Historia geológica del valle de La Laguna	86
3.3.- CARACTERISTICAS HIDROGEOLOGICAS DE LOS DEPOSITOS SEDIMENTARIOS DEL VALLE DE LA LAGUNA	93
3.3.1.- Introducción	93
3.3.2.- Características Hidrogeológicas Generales	95
3.3.3.- Coeficiente de permeabilidad y transmisibilidad	100

	<u>Págs.</u>
3.3.4.- Velocidad de flujo	104
3.3.5.- Infiltración eficaz y recarga	105
3.3.6.- Aspectos Hidroquímicos	107
3.4.- CARACTERISTICAS LITOESTRATIGRAFICAS DE LOS DEPOSITOS SEDIMENTARIOS	111
3.4.1.- Factores geológicos y ambientales ..	111
3.4.2.- Litoestratigrafía	113
3.4.3.- Granulometría	119
3.4.4.- Estructuras sedimentarias	129
3.5.- MINERALOGIA.....	130
3.5.1.- Introducción	130
3.5.2.- Técnicas empleadas	132
3.5.3.- Composición mineralógica de la fracción arcilla	133
3.5.4.- Composición mineralógica de la fracción arena	144
3.5.5.- Relación entre la granulometría y la composición mineral	148
3.5.6.- Evolución estructural	153
3.5.7.- Discusión de resultados	155
3.6.- FABRICA DEL SUELO	162
3.6.1.- Introducción	162
3.6.2.- Microscopía óptica	164
3.6.3.- Microscopía electrónica de barrido..	168
3.6.4.- Relación entre fábrica y composición mineralógica ..	170
3.6.5.- Discusión de resultados y conclusiones	175
3.7.- ASPECTOS SEDIMENTOLOGICOS	177

	<u>Págs.</u>
4.- PROPIEDADES GEOTECNICAS	181
4.1.- INTRODUCCION	181
4.2.- INFLUENCIA DE LOS FACTORES GEOLOGICOS EN LAS PROPIEDADES GEOTECNICAS	187
4.3.- PROCESOS DE SOBRECONSOLIDACION	193
4.4.- PROPIEDADES INDICE Y DE ESTADO	197
4.4.1.- Introducción	197
4.4.2.- Granulometría	197
4.4.3.- Límites de Atterberg	198
4.4.4.- Humedad natural	204
4.4.5.- Actividad coloidal	207
4.4.6.- Peso específico de las partículas sólidas	209
4.4.7.- Contenido en materia orgánica, sulfatos y características químicas de los suelos	210
4.5.- RESISTENCIA Y DEFORMACION	211
4.5.1.- Introducción	211
4.5.2.- Resistencia al esfuerzo cortante sin drenaje	213
4.5.3.- Deformabilidad	223
4.6.- EXPANSIVIDAD.....	235
4.7.- COMPACTABILIDAD.....	239
4.8.- RESUMEN DE LAS PROPIEDADES GEOTECNICAS	242
4.9.- RELACION ENTRE LOS SUELOS DE LA LAGUNA Y LOS DEMAS SUELOS VOLCANICOS ESTUDIADOS Y REVISION DE LAS HIPOTESIS DE TERZAGHI Y DE WESLEY ...	249
5.- CONCLUSIONES	253
6.- BIBLIOGRAFIA	258

	<u>Págs.</u>
APENDICE 1.- PERFILES DE METEORIZACION Y ESTUDIO PETROLOGICO DE LAMINAS DELGADAS	A.1
APENDICE 2.- HIDROLOGIA Y METEREOLOGIA	A.8
APENDICE 3.- COLUMNAS LITOLOGICAS DETALLADAS	A.10
APENDICE 4.- ANALISIS GRANULOMETRICOS	A.14
APENDICE 5.- DESCRIPCION MINERALOGICA DE LOS DIAGRAMAS DE DIFRACCION DE RAYOS-X	A.17
APENDICE 6.- PLANOS GEOLOGICOS Y DE SITUACION DE INVESTIGACIONES.....	A.19

INDICE DE CUADROS

	<u>Págs.</u>
CUADRO 2.1.- AMBIENTE DE FORMACION Y COMPOSICION MINERALOGICA DE ALGUNAS ARCILLAS VOLCANICAS	15
CUADRO 2.2.- ALGUNOS VALORES DE LOS LIMITES DE ATTERBERG PARA HALOISITAS Y MONTMORILLONITAS SEGUN JIMENEZ SALAS Y JUSTO (1971) Y GRIM (1962)	28
CUADRO 2.3.- INFLUENCIA DE TRATAMIENTO SOMETIDO A LA MUESTRA ANTES DEL ENSAYO EN LOS LIMITES DE ATTERBERG PARA ARCILLAS DE SASUMUA - (KENIA)	28

Págs.

CUADRO 2.4.- INFLUENCIA DEL TRATAMIENTO SOMETIDO A LA MUESTRA ANTES DEL ENSAYO EN LOS LIMITES DE ATTERBERG PARA ARCILLAS DE KENIA (NEWILL 1961)	28
CUADRO 2.5.- INFLUENCIA DEL TRATAMIENTO SOMETIDO A LA MUESTRA ANTES DEL ENSAYO SOBRE LOS LIMITES DE ATTERBERG PARA ARCILLAS DE JAVA - SEGUN WESLEY (1973 b)	30
CUADRO 2.6.- ALGUNAS PROPIEDADES GEOTECNICAS DE SUELOS TROPICALES DE ORIGEN VOLCANICO	33
CUADRO 2.7.- INDICES DE ACTIVIDAD PARA LOS PRINCIPALES MINERALES PRESENTES EN LAS ARCILLAS VOLCANICAS SEGUN GRIM (1962) Y JIMENEZ SALAS Y JUSTO (1971)	36
CUADRO 2.8.- VALORES MEDIOS DE ALGUNAS PROPIEDADES GEOTECNICAS DE LAS ARCILLAS DE MEXICO	45
CUADRO 2.9.- EJEMPLO TEORICO DE CONDICIONES AMBIENTALES QUE CONDUCEN A LA FORMACION DE MINERALES - DE ARCILLA DE ORIGEN VOLCANICO	47
CUADRO 2.10.- EJEMPLOS DE SECUENCIAS DE FORMACION DE MINERALES DE ARCILLA DE ORIGEN VOLCANICO ...	48
CUADRO 3.1.- COMPOSICION QUIMICA DE ALGUNAS ROCAS DE LA ZONA NORESTE DE TENERIFE (IGME et al. 1977 a y b)	65
CUADRO 3.2.- DISTRIBUCION DE RESISTIVIDADES APARENTES Y UNIDADES LITOLÓGICAS ASIGNADAS	74
CUADRO 3.3.- ESQUEMA DE LOS PROCESOS SEDIMENTARIOS	112

Figs.

CUADRO 3.4.- VALORES MEDIOS DE LAS FRACCIONES GRANULOMETRICAS CORRESPONDIENTES A LAS DISTINTAS FORMACIONES SEDIMENTARIAS	126
CUADRO 3.5.- ESQUEMA DE EVOLUCION MINERALOGICA	161
CUADRO 3.6.- FACTORES Y PROCESOS DETERMINANTES DE LA FABRICA	163
CUADRO 4.1.- PERFILES DE METEORIZACION	182
CUADRO 4.2.- FACTORES GEOLOGICOS Y SUS IMPLICACIONES GEOTECNICAS	188
CUADRO 4.3.- TENDENCIAS ESTANDAR ENTRE LA COMPOSICION MINERAL Y SUS PROPIEDADES GEOTECNICAS ..	190
CUADRO 4.4.- INFLUENCIA DEL TIPO DE FABRICA EN LAS PROPIEDADES GEOTECNICAS	191
CUADRO 4.5.- INFLUENCIAS DEL SECADO Y DURACION DEL MEZCLADO EN LOS LIMITES DE ATTERBERG ...	200
CUADRO 4.6.- VALORES MEDIOS DE LOS LIMITES DE ATTERBERG POR FORMACIONES LITOESTRATIGRAFICAS Y FACIES MINERALOGICAS	203
CUADRO 4.7.- PESOS ESPECIFICOS MEDIOS	209
CUADRO 4.8.- VALORES MEDIOS DE LOS ENSAYOS DE SPT ...	213
CUADRO 4.9.- ENSAYOS DE COMPRESION SIMPLE	214
CUADRO 4.10.- RESULTADOS DE LOS ENSAYOS TRIAXIALES RAPIDOS	214
CUADRO 4.11.- COMPARACION ENTRE LA RESISTENCIA A LA COMPRESION SIMPLE Y A LA COMPRESION TRIAXIAL	218

	<u>Págs.</u>
CUADRO 4.12.- VALORES MEDIOS DE LA RESISTENCIA AL CORTE SIN DRENAJE EN FUNCION DE LA COMPOSICION MINERALOGICA Y DE LA FABRICA	213
CUADRO 4.13.- SUSCEPTIBILIDAD DE LOS SUELOS DE LA LAGUNA	219
CUADRO 4.14.- MODULOS DE DEFORMACION	219
CUADRO 4.15.- VARIACION DE LA COMPRESIBILIDAD CON LA LITOSTRATIGRAFIA, MINERALOGIA Y FABRICA (VALORES MEDIOS)	229
CUADRO 4.16.- RESULTADOS DE LOS ENSAYOS DE CONSOLIDACION EDOMETRICA REALIZADOS SOBRE MUESTRAS INALTERADAS	230
CUADRO 4.17.- RESULTADOS DE LOS ENSAYOS DE CONSOLIDACION EDOMETRICA REALIZADOS EN MUESTRAS REMOLDEADAS AL LIMITE LIQUIDO	230
CUADRO 4.18.- RELACION ENTRE EL INDICE DE COMPRESION - CALCULADO A PARTIR DE FORMULAS EMPIRICAS Y EL OBTENIDO EN ENSAYOS EDOMETRICOS ...	232
CUADRO 4.19.- ENSAYOS DE HINCHAMIENTO	237
CUADRO 4.20.- RESULTADOS DE LOS ENSAYOS DE COMPACTACION	240
CUADRO 4.21.- VALORES MEDIOS DE LAS PROPIEDADES GEOTECNICAS ESTUDIADAS EN FUNCION DE LA COMPOSICION MINERALOGICA, LITOLOGIA Y FABRICA	247

	<u>Págs.</u>
FIG. 2.1.- GRAFICO DE PLASTICIDAD DE CASAGRANDE MOSTRANDO LA POSICION DE DIFERENTES SUELOS TROPICALES DE ORIGEN VOLCANICO	26
FIG. 2.2.- GRAFICO DE CASAGRANDE PARA ARCILLAS DE SASUMUA Y SU CORRECCION POR EL AGUA INERTE (DIXON 1958)	31
FIG. 2.3.- INFLUENCIA DEL MEZCLADO EN EL LIMITE LIQUIDO PARA ARCILLAS DE KABETE (SHERWOOD 1967)	31
FIG. 3.1.- ESQUEMA DE SITUACION	59
FIG. 3.2.- PLANO GEOLOGICO REGIONAL	61
FIG. 3.3.- PLANO GEOMORFOLOGICO	68
FIG. 3.4.- DISTRIBUCION DE RESISTIVIDADES Y FORMACIONES LITOLÓGICAS	75
FIG. 3.5.- PLANO DE RESISTIVIDADES APARENTES	77
FIG. 3.6.- CORTES DE INTERPRETACION GEOELECTRICA ..	78
FIG. 3.7.- EJEMPLO DE CURVA DE RESISTIVIDAD APARENTE	79
FIG. 3.8.- CORTES GEOLOGICOS A TRAVES DEL VALLE DE LA LAGUNA	81
FIG. 3.9.- CORTES GEOLOGICOS (CONTINUACION)	82
FIG. 3.10.- SITUACION DE LA LAGUNA A LA LLEGADA DE LOS CONQUISTADORES ESPAÑOLES SEGUN CRONICAS DEL CORONEL IZQUIERDO BARRIOS	92

	<u>Págs.</u>
FIG. 3.11.- PLANO HIDROGEOLOGICO	97
FIG. 3.12.- CORTES HIDROGEOLOGICOS	98
FIG. 3.13.- PLANO DE ISOCLORAS	109
FIG. 3.14.- PLANO DE ISOTERMAS	110
FIG. 3.15.- SITUACION DE LAS FORMACIONES SEDIMENTARIAS	115
FIG. 3.16.- PERFILES ESTRATIGRAFICOS	116
FIG. 3.17.- CURVAS GRANULOMETRICAS REPRESENTATIVAS --	121
FIG. 3.18.- ENVOLVENTES DE CURVAS GRANULOMETRICAS Y EFECTO DE LA DISPERSION MECANICA SOBRE LA DISTRIBUCION GRANULOMETRICA	122
FIG. 3.19.- HISTOGRAMAS DE DISTRIBUCION DE TAMAÑO DE MUESTRAS SOMETIDAS A DISPERSION MECANICA.	125
FIG. 3.20.- VARIACION DE LA GRANULOMETRIA CON LA PRO- FUNDIDAD	127
FIG. 3.21.- DISTRIBUCION DE LAS COLUMNAS LITOLÓGICAS MAS REPRESENTATIVAS	131
FIG. 3.22.- DIAGRAMAS DE DIFRACCION POR RAYOS X DE MUESTRAS DEL SONDEO 1 (AGREGADOS ORIENTA- DOS)	134
FIG. 3.23.- DIAGRAMAS DE DIFRACCION DE RAYOS X DE LAS MUESTRAS DE LOS SONDEOS 7, 9 y 11 (AGREGA- DOS ORIENTADOS)	135
FIG. 3.24.- DIAGRAMAS DE DIFRACCION DE RAYOS X DE LAS MUESTRAS DEL SONDEO 12 (AGREGADOS ORIENTA- DOS)	136

	<u>Págs.</u>
FIG. 3.25.- DIAGRAMAS DE DIFRACCION DE RAYOS X DE MUESTRAS DEL SONDEO 13 (TECHO) (AGREGA- DOS ORIENTADOS)	137
FIG. 3.26.- DIAGRAMAS DE DIFRACCION DE RAYOS X DE MUESTRAS DEL SONDEO 13 (BASE) (AGREGA- DOS ORIENTADOS)	138
FIG. 3.27.- DIAGRAMAS DE DIFRACCION DE RAYOS X DE MUESTRAS DE LOS SONDEOS 17, 20 y 27 - (AGREGADOS ORIENTADOS)	139
FIG. 3.28.- VARIACION DE LA COMPOSICION MINERALO- GICA DE LA FRACCION ARCILLA CON LA PRO- FUNDIDAD	140
FIG. 3.29.- ESPECTROS DE ABSORCION INFRARROJA ENTRE 400-250 cm^2	142
FIG. 3.30.- VARIACION DE LA COMPOSICION MINERAL CON LA GRANULOMETRIA EN LAS FACIES CON PRE- DOMINIO HALOISITICO	151
FIG. 3.31.- VARIACION DE LA COMPOSICION MINERAL CON LA GRANULOMETRIA EN LAS FACIES CON PRE- DOMINIO MONTMORILLONITICO	152
FIG. 3.32.- FASES EN LA EVOLUCION MINERALOGICA (CRO- QUIS SIN ESCALAS)	159
FIG. 3.33.- DISTRIBUCION DE FACIES MINERALOGICAS ..	160
FIG. 4.1.- PRESIONES DE PRECONSOLIDACION EN UNA ZO- NA REPRESENTATIVA DE LA FPC	195
FIG. 4.2.- VARIACION DE LA RESISTENCIA Y LA DEFORMA- CION CON LA PROFUNDIDAD COMO CONSECUEN- CIA DE LA SOBRECONSOLIDACION.....	196

	<u>Págs.</u>
FIG. 4.3.- POSICION DE LOS SUELOS EN LA CARTA DE PLAS- TICIDAD E INFLUENCIA DEL SECADO Y MEZCLADO EN LOS LIMITES DE ATTERBERG	201
FIG. 4.4.- POSICION DE LOS SUELOS EN LA CARTA DE PLAS- TICIDAD DE CASAGRANDE E INFLUENCIAS DEL SE- CADO Y MEZCLADO EN LOS LIMITES DE ATTERBERG (CONTINUACION)	202
FIG. 4.5.- VARIACION EN EL CONTENIDO NATURAL DE HUME- DAD EN EL SENTIDO LONGITUDINAL Y TRANSVER- SAL AL EJE DE UNA MUESTRA	206
FIG. 4.6.- ACTIVIDAD COLOIDAL DE LAS ARCILLAS ESTUDIA- DAS	208
FIG. 4.7.- SINTESIS DE LOS ENSAYOS DE PENETRACION DI- NAMICA S.P.T.	212
FIG. 4.8.- CURVAS TENSION-DEFORMACION OBTENIDAS A PAR- TIR DE ENSAYOS DE COMPRESION SIMPLE SOBRE MUESTRAS INALTERADAS	215
FIG. 4.9.- DIAGRAMA p-q DE ENSAYOS TRIAXIALES SIN CON- SOLIDACION Y SIN DRENAJE	215
FIG. 4.10.- CURVAS DE TENSION-DEFORMACION DE ENSAYOS - TRIAXIALES RAPIDOS	221
FIG. 4.11.- VARIACION DE LA RESISTENCIA AL CORTE SIN DRENAJE CON LA PROFUNDIDAD Y CON EL CONTE- NIDO DE HUMEDAD	222
FIG. 4.12.- RELACION ENTRE LA RESISTENCIA AL CORTE SIN DRENAJE Y EL NUMERO DE GOLPES DEL ENSAYO - S.P.T.	224

	<u>Págs.</u>
FIG. 4.13.- RELACION ENTRE LA RESISTENCIA AL CORTE SIN DRENAJE Y LOS LIMITES DE ATTERBERG	224
FIG. 4.14.- VARIACION DEL MODULO DE DEFORMACION - CON LA PROFUNDIDAD	225
FIG. 4.15.- RELACION ENTRE LA RESISTENCIA AL CORTE SIN DRENAJE Y EL MODULO DE DEFORMACION	225
FIG. 4.16.- EJEMPLOS DE CURVAS EDMETRICAS	227
FIG. 4.17.- ENVOLVENTES DE LAS CURVAS EDMETRICAS (RAMAS DE COMPRESION NOVAL)	228
FIG. 4.18.- VARIACION DEL INDICE DE COMPRESION CON LA PROFUNDIDAD Y LIMITE LIQUIDO	234
FIG. 4.19.- EJEMPLOS DE CURVAS DE COMPACTACION ...	241
FIG. 4.20.- VARIACION DE LAS PROPIEDADES GEOTECNI- CAS CON LA PROFUNDIDAD EN EL SONDEO 1.	243
FIG. 4.21.- VARIACION DE LAS PROPIEDADES GEOTECNI- CAS CON LA PROFUNDIDAD EN LOS SONDEOS 7 y 12	244
FIG. 4.22.- VARIACION DE LAS PROPIEDADES GEOTECNI- CAS CON LA PROFUNDIDAD EN EL SONDEO - 13	245
FIG. 4.23.- POSICION DE LOS SUELOS DE LA LAGUNA EN EL GRAFICO DE PLASTICIDAD DE CASAGRAN- DE EN RELACION CON OTROS SUELOS VOLCA- NICOS	250

INDICE DE LAMINAS

	<u>Págs.</u>
LAM. 3.1.- VISTAS DEL VALLE DE LA LAGUNA	70
LAM. 3.2.- ASPECTOS DE MICAS Y MONTMORILLONITAS VIS- TAS AL SEM	145
LAM. 3.3.- HALOISITAS OBSERVADAS AL TEM Y SEM	146
LAM. 3.4.- FASES DE ALTERACION EN CRISTALES DE SANIDI NA OBSERVADAS AL SEM	149
LAM. 3.5.- FABRICAS OBSERVADAS AL MICROSCOPIO OPTICO.	167
LAM. 3.6.- FABRICAS OBSERVADAS AL SEM	171
LAM. 3.7.- FABRICAS OBSERVADAS AL SEM	172
LAM. 3.8.- FABRICAS Y RESTOS DE FOSILES OBSERVADOS AL SEM	173
LAM. 4.1.- ASPECTOS DE LOS NIVELES SUPERFICIALES DE LOS SUELOS DE LA LAGUNA	185
LAM. 4.2.- PROBETAS SOMETIDAS A ROTURA A COMPRESION - SIMPLE	217

AGRADECIMIENTOS

Es tarea difícil la de expresar en estas breves líneas el profundo agradecimiento del autor a quienes han contribuido a lo largo de varios años al esclarecimiento de los numerosos problemas planteados en esta Tesis, aportando generosamente sus conocimientos y experiencias, y a quienes han prestado su ayuda material, sin la cual, muy probablemente esta investigación no hubiera podido llegar a su fin. A todos ellos, - el autor les reitera su reconocimiento y gratitud.

En primer lugar a los Directores de la Tesis, Profesor D. José A. Jimenez Salas, Catedrático de Geotecnia y Caminos de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos de Madrid, y al Profesor D. Santiago Leguey Jiménez, Catedrático de Mineralogía del Departamento de Geología y Geoquímica de la Universidad Autónoma de Madrid, por su inestimable ayuda, dedicación y estímulo, así como las facilidades otorgadas para la utilización de sus laboratorios.

Al Dr. José A. Medina Núñez, Profesor Adjunto del Departamento de Geología y Geoquímica de la Universidad Autónoma de Madrid, por su contribución en el campo de la microscopía electrónica de barrido.

Al Departamento de Geotecnia y Laboratorio de Mecánica del Suelo del Instituto Geológico y Minero de España y, en particular al ingeniero de Minas D. Francisco Ayala, por las facilidades dadas para la ejecución de ensayos de mecánica del suelo, así como la utilización conjunta de datos y muestras de los sondeos geotécnicos llevados a cabo por ese Instituto en Tenerife.

A los investigadores Dra. Covadonga Rodríguez Pascual y Dr. Jesús Galván, del Instituto de Edafología del Consejo Superior de Investigaciones Científicas de Madrid, por su ayuda en el campo de la espectroscopía de absorción infrarroja y microscopía electrónica de transmisión, respectivamente, y a D. Gerardo Limia por su valiosa ayuda en la preparación y elaboración de diagramas de Rayos X de arcillas.

Al Dr. Ing. Carlos Oteo Mazo, Profesor Adjunto de Geotecnia y Cimientos de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos de Madrid, por sus recomendaciones y revisión crítica del manuscrito.

Al profesor D. Telesforo Bravo, Catedrático de Petrología de la Universidad de La Laguna y al Profesor D. Enrique Fernández Caldas, Catedrático de Edafología de esa misma Universidad; a los geólogos D. Roberto Pignatelli, D. Luis Dích-tel, Dña. Aurora Argüelles y D. Fernando Leyva, y a los ingenieros de Minas Dr. Carlos Vaquero, D. Jose Luis Berzal y Dr. Antonio Campos de Orellana, de la Empresa Nacional Adaro; a Mr. Tabb de Soil Mechanics Limited y al Dr. Otlet de Harwell Laboratories, Inglaterra; y al Servicio Geológico de Obras Públicas de Santa Cruz de Tenerife; a todos ellos por sus valiosas opiniones e informaciones facilitadas.

A la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras S.A., por las facilidades dadas y ayuda material prestada para la realización de esta Tesis, en particular al Subdirector D. Mariano Araus y al Jefe del Departamento de Geotecnia, D. Francisco Ojeda.

A Dña. M^a Carmen Cervera quien mecanografió pacientemente los manuscritos; a D. Jose Sánchez Infantes, D. Manuel Martín y D. Cayetano Vélez, por su interés y eficaz labor de delineación, fotografía y encuadernación, respectivamente.

Finalmente a la Caja de Ahorros de Madrid por su ayuda económica.

1.- INTRODUCCION

1.1.- PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Los avances de las ciencias geológicas aplicadas a la investigación del comportamiento mecánico de los suelos (*), han revelado la interrelación existente entre sus propiedades geotécnicas y los factores que intervienen en su formación y composición geológica.

Se considera un logro científico de gran importancia, la formulación de las citadas relaciones, que explican la incidencia de las condiciones geológicas, ambientales y climáticas en la formación y transformación de los suelos, aportando datos para la interpretación de sus propiedades y comportamiento geotécnico. Así, por ejemplo, se conoce con detalle cómo la permeabilidad, resistencia y deformabilidad pueden variar en función del tipo de mineral de arcilla presente en el suelo, o bien en función de la historia geológica del sedimento, o cómo ciertas estructuras dan lugar a fenómenos de colapso o deslizamiento.

La formulación de estas relaciones se ha logrado mediante sistemáticos estudios, tanto en su vertiente teórica como en

(*) En esta Tesis se empleará el término de suelo con la misma acepción que en Mecánica del Suelo, es decir aquel material geológico que puede ser disgregado o dispersado sin necesidad de utilizar medios mecánicos enérgicos.

la empírica, tomando como campos experimentales formaciones sedimentarias en áreas geográficas de climas templados, donde se originan prototipos característicos, tales como las arcillas de Londres, las arcillas azules de Boston, las Leda Clay de Canadá, etc.

Como resultado de estas investigaciones se han formulado una serie de principios y relaciones constantes de exclusiva aplicación a los citados prototipos y que por extrapolación, se han confirmado en otros suelos de características semejantes.

Al comienzo de la década de los sesenta se publican los primeros trabajos sobre la no verificación de tales relaciones, consideradas hasta entonces de general aplicación, en los suelos tropicales de origen volcánico y cuyo estudio había sido relegado, entre otras razones, por estar situados en países en desarrollo.

Fruto de tales investigaciones fueron las hipótesis que desencadenaron controvertidas opiniones y posturas geológicas que, en cualquier caso, coincidieron en una común denominación, a tales suelos volcánicos: complejos.

El análisis de las complejidades connotadas pueden resumirse en:

- Composición mineralógica mal definida y de difícil asignación pudiendo estar constituidos por minerales haloisíticos, alofánicos o montmorilloníticos, todos ellos considerados bajo el punto de vista geotécnico como "activos".
- Estructura del suelo prácticamente desconocida aunque intuída a través de medios indirectos.
- Propiedades geotécnicas anómalas, con valores de resistencia demasiado altos y de deformación excesivamente bajos para su alta plasticidad y fina granulometría, entre otras.

Se hacía necesario abordar un estudio sistemático y profundo para llegar a elaborar un cuadro científico donde quedasen enmarcados los problemas peculiares de tales suelos.

Las Islas Canarias por razones geológicas y climáticas, cumplen idóneamente la función de campo-tipo en la investigación de los suelos a estudiar, como lo demuestra los diversos trabajos que ponen de manifiesto una problemática semejante, sin que, hasta el presente, se haya realizado una investigación adecuada que pueda clarificar el debatido problema.

El autor ha considerado que investigando en profundidad esta región-tipo podría contribuir a la elucidación de un problema geológico y geotécnico de amplia repercusión científica y de interesante aplicación técnica. Esta es la razón de haber elegido como tema de la presente Tesis, el estudio de unos suelos que arquetípicamente representan los debatidos de origen volcánico, confiando que su trabajo pueda estimular a futuras investigaciones y aportar datos que considera de relevancia.

1.2.- ANTECEDENTES HISTORICOS

El comienzo de los estudios sobre propiedades geotécnicas de los suelos tropicales de origen volcánico se inicia prácticamente con la publicación de Terzaghi en 1958 sobre la presa de Sasumua en Kenia, en donde el genial investigador reconoce estar frente a unos materiales de peculiares características que el calificó de anómalas, ya que su comportamiento geotécnico no era el que cabría esperar para su composición mineralógica y propiedades, lo cual condujo a dicho autor a formular una hipótesis basada en la estructura del suelo, hipótesis que no pudo demostrar, entre otras razones, por no disponer entonces de medios adecuados de investigación.

Posteriormente, y hasta la década de los 70 se publican algunos trabajos, no muchos y muy dispersos en su distribución

geográfica, en los que se tratan aspectos parciales del problema aceptando en su mayoría la hipótesis de Terzaghi; hasta 1973 en que Wesley comienza a publicar varios trabajos sobre los suelos volcánicos de Java discutiendo y rebatiendo las ideas de Terzaghi, para lo cual aduce razones basadas fundamentalmente - en la naturaleza de las partículas minerales, es decir, en su mineralogía y tamaño. Sin embargo, tanto en los estudios de Terzaghi, por las razones expuestas, como en los de Wesley no se acomete de forma sistemática una investigación que incluya con el suficiente detalle y profundidad estudios geológicos, de mineralogía y de fábrica.

Simultáneamente pero sin relación con los citados estudios se desarrollan trabajos sobre las propiedades geotécnicas de las arcillas volcánicas de la Ciudad de México, trabajos que cristalizan en la publicación de Marsal y Mazari de 1959 en donde se compendia un gran número de investigaciones y se trata de la composición mineralógica de dichas arcillas, entonces atribuidas a ilitas. Sin embargo, ni en este ni en posteriores estudios se ha podido detallar las causas de su comportamiento explicado por un conjunto de factores mineralógicos, de fábrica y del agua intersticial. Así, la citada composición ilitica ha sido cambiada en el transcurso de los últimos 15 años por la de montmorillonita y alofana, lo cual indica las dificultades encontradas en su determinación.

1.3.- OBJETIVOS

Los antecedentes históricos expuestos ponen de manifiesto una serie de cuestiones básicas hasta el presente sin resolver y que constituyen por sí mismas el principal objetivo de esta Tesis: El llegar a establecer las causas que controlen o determinan las propiedades geotécnicas de los suelos volcánicos.

Para la consecución de tal fin se plantean solidariamente otra serie de objetivos que pueden agruparse bajo los siguientes temas:

- Geológicos: en particular las influencias de los fenómenos volcánicos, geomorfológicos, climáticos y ambientales en el origen y evolución de los suelos volcánicos, incluyendo los procesos de meteorización, transporte y sedimentación, así como las posibles transformaciones postsedimentarias.
- Mineralógicas: especialmente en lo que refiere a la fracción arcilla y a su identificación, labor de reconocida complejidad, ya que los suelos volcánicos dan lugar a especies mineralógicas de pobre cristalinidad y pequeño tamaño lo cual dificulta enormemente su caracterización. Así mismo se plantean problemas sobre la evolución mineralógica y las influencias ambientales y geoquímicas.
- Fábrica o disposición de las partículas del suelo a escala microscópica a cuya causa han atribuido algunos autores el peculiar comportamiento de los suelos volcánicos. Sin embargo, hasta el presente, permanece aún poco explorada por lo cual esta cuestión merece atención prioritaria, así como los aspectos derivados de las relaciones entre fábrica y mineralogía y los procesos sedimentarios.
- Geotécnicos: al reconocerse desde los primeros trabajos serias dificultades en la interpretación de sus propiedades, a la vez de las relaciones generalmente válidas para otros tipos de suelos de origen no volcánico, en particular las propiedades de resistencia y deformación que no están en concordancia con los resultados de los ensayos de identificación y clasificación, ni tampoco con su composición mineralógica, por lo cual es preciso analizar no sólo las mencionadas propiedades sino estudiarlas a la luz de los datos mineralógicos y de fábrica, así como considerar las influencias debidas a causas independientes a su origen geológico como los méto

dos de ensayo, tratamiento y perturbación de muestras, etc.

1.4.- METODOLOGIA

Para estudiar los temas citados se antepone la aplicación de una metodología y unos medios apropiados, siendo preciso comenzar por una revisión crítica y exhaustiva del estado actual del conocimiento que, en suma, constituye el punto de partida de cualquier investigación. Seguidamente surge el problema de la elección y representatividad del caso seleccionado como modelo y objeto específico de esta Tesis.

Según se mencionó anteriormente en las Islas Canarias - existen buenos ejemplos de suelos desarrollados a favor de los materiales volcánicos constituyentes de la totalidad de dichas islas. Sin embargo, en la zona del valle de La Laguna, en Tenerife, se han dado unas condiciones geológicas y climáticas que han favorecido extraordinariamente la acumulación de grandes depósitos sedimentarios. Estas condiciones climáticas y de situación geográfica, así como las particulares del fenómeno geológico que cerró el primitivo valle con coladas basálticas, son muy similares a las encontradas en numerosas regiones volcánicas repartidas por todo el mundo, por lo cual el caso elegido no sólo puede ser de gran interés para la región sino que puede servir de comparación y referencia para muchos otros.

Entrando en la problemática concreta de los suelos de La Laguna, la metodología seguida y los medios empleados para su resolución pueden resumirse en los siguientes, si bien su detallada descripción corresponde a los capítulos específicos:

- Investigación geológica regional, analizando el medio geológico circundante, los procesos volcánicos, geomorfológicos y su evolución histórica, ya que su conocimiento es primordial y condicionante de todo el proceso sedimentario.

CUADRO METODOLÓGICO

TIPO DE ESTUDIOS	TRABAJOS REALIZADOS	OBJETIVOS
ANTECEDENTES		<ul style="list-style-type: none"> - Actualización del estado del conocimiento de los suelos volcánicos en el mundo. - Características geológicas y geotécnicas comunes al grupo - Hipótesis planteadas
ESTUDIOS GEOLOGICOS Geología regional y local	<ul style="list-style-type: none"> - Síntesis cartográfica (1/25.000) - Antecedentes bibliográficos - Cartografía geológica (1/10.000) - Cartografía geomorfológica (1/25.000) - Prospección geofísica (S.E.V.) - Sondeos mecánicos (31) - Análisis petrológicos 	<ul style="list-style-type: none"> - Naturaleza geológica de las áreas fuentes - Procesos geológicos regionales - Factores ambientales, climáticos y ecológicos - Composición litológica y estructura geológica de la cuenca - Historia geológica del valle de La Laguna
Hidrogeología de los depósitos sedimentarios	<ul style="list-style-type: none"> - Inventario de pozos y galerías - Mediciones del nivel freático - Datos hidrológicos, meteorológicos e hidroquímicos - Ensayo de bombeo + simulación 	<ul style="list-style-type: none"> - Propiedades hidrogeológicas de los materiales - Régimen del acuífero - Red de flujo - Relaciones ambientales
Litoestratigrafía de los depósitos sedimentarios	<ul style="list-style-type: none"> - Descripción litológica de testigos continuos de sondeos y muestras de calicatas - Análisis granulométricos (104) 	<ul style="list-style-type: none"> - Naturaleza, distribución y espesor de los sedimentos - Características de los procesos sedimentarios
ESTUDIOS MINERALÓGICOS Y DE TEXTURA	<ul style="list-style-type: none"> - Difracción de Rayos X - Absorción infrarroja - M. Electrónica de transmisión - M. Electrónica de barrido - M. óptica - EDAX 	<ul style="list-style-type: none"> - Composición mineralógica de la fracción arcilla y arena - Origen y evolución mineralógica - Distribución de facies mineralógicas - Relaciones granulométricas y ambientales
	<ul style="list-style-type: none"> - M. óptica - M. Electrónica de barrido 	<ul style="list-style-type: none"> - Composición y distribución de las partículas del suelo - Caracterización geométrica y genética de la fábrica - Transformaciones en la fábrica - Relaciones mineralógicas y ambientales
ESTUDIOS DE LABORATORIO	<ul style="list-style-type: none"> - Sondeos mecánicos (31) - Ensayos SPT (100) - Calicatas (24) - Extracción de muestras alteradas (130) e inalteradas (66) 	<ul style="list-style-type: none"> - Descripción geotécnica de los suelos - Variación de la resistencia "in situ" con la profundidad - Toma de muestras representativas
Investigaciones de laboratorio	<ul style="list-style-type: none"> - Límites de Atterberg (146) - Granulometría - Humedad natural, peso específico y materia orgánica - E. de compresión simple (17) - E. triaxiales rápidos (25 inal. 10 rem) - E. edométricos (30 inal., 30 remol) - E. expansividad de Lambe (16) - E. de compactación: Proctor (13) 	<ul style="list-style-type: none"> - Identificación y clasificación geotécnica - Resistencia y deformación a corto plazo - Compresibilidad - Expansividad y compactación

- Investigación geológica del valle de La Laguna a través de cartografía geológica apoyada por prospecciones geofísicas y sondeos, acometiéndose los problemas básicos de su litología, geomorfología y paleogeografía.
- Investigación geológica de los depósitos sedimentarios del citado valle, en particular la litoestratigrafía, sedimentología e hidrogeología, contando con sondeos, pozos, ensayos y análisis sedimentológicos e hidrogeológicos.
- Investigación mineralógica y de fábrica de los suelos estudiados a través de técnicas apropiadas de identificación mineralógica y de observación de la citada fábrica.
- Determinación de las propiedades geotécnicas más representativas por medio de ensayos in situ y en el laboratorio.

El enfrentamiento de los problemas conceptuales y experimentales dentro de un estudio sistemático en el que se reúnan bajo una amplia y detallada visión geológica los problemas geotécnicos, podrá contribuir a la pretendida interpretación de las propiedades geotécnicas de los suelos volcánicos, proyectándose sus resultados bajo una doble dimensión tanto científica como aplicada, de forma, que los problemas decisivos de elección de parámetros geotécnicos, para el correcto diseño de las obras de ingeniería en las que estos suelos tengan lugar, ya sea como soporte o material de construcción, sean abordados con criterios sólidos y científicamente fundamentados. Así mismo, la experiencia reunida a través de esta investigación podrá aportar no sólo una metodología y sistemática aplicable al estudio de los suelos volcánicos situados en otras regiones, sino abrir cauces a futuras investigaciones.

2.- ESTADO DEL CONOCIMIENTO DE LOS SUELOS DE ORIGEN VOLCANICO

2.1.- INTRODUCCION

No existe una clasificación que describa o defina exclusivamente al grupo de las arcillas tropicales procedentes de materiales volcánicos encontrándose estos suelos generalmente incluidos bajo una de las siguientes denominaciones o clasificaciones:

- Arcillas o suelos tropicales
- Arcillas rojas y arcillas negras tropicales
- Latosoles y andosoles.

Interesa en primer lugar examinar el grupo de los latosoles por ser quizás el más divulgado. Este grupo está muy ligado al de las lateritas y conviene aunque sea de forma muy concisa diferenciar a ambos grupos, si bien para un estudio e introducción al conocimiento de las propiedades geotécnicas de las lateritas se remite a la obra de Gidigasú, 1975. En síntesis, la formación de una laterita y de un latosol es prácticamente la misma excepto en el estadio final o "proceso de laterización" por el cual se pasa de un latosol a un material laterítico de forma que se suceden varios tipos litológicos, a saber:

- Roca originaria → productos de meteorización → latosol → laterita.

Estos tipos litológicos son el resultado de 3 etapas cuyas principales características de acuerdo con Gidigasú son:

- a) Descomposición: Formación de componentes primarios.
- b) Laterización: Formación de hidróxidos y sesquióxidos.
- c) Deshidratación y desecación: Deshidratación parcial y enriquecimiento en sesquióxidos y minerales secundarios.

Para que estas transformaciones tengan lugar es preciso la presencia de óxidos en la roca originaria, alteración química, cambio de bases y sílice en suspensión o solución, y la acumulación de hidróxidos y óxidos de Fe, Al y Ti, principalmente. Este proceso se ve favorecido cuando se encuentran rocas de tipo ígneo bajo clima tropical, si bien en el proceso también influye el grado de meteorización de la roca originaria, la permeabilidad del suelo, la topografía, el drenaje, la vegetación y el pH que, en conjunto, conformarán distintos grados de laterización función también de la intensidad e incidencia de los factores anteriormente citados.

Por consiguiente existe una fase o etapa intermedia entre la transición de un latosol a una laterita que, en términos litológicos, significa pasar de un material sin consolidar a uno consolidado y duro que es la laterita o, en términos geotécnicos, pasar de un material cuyo comportamiento es similar al de una arcilla -latosol- a un comportamiento mecánico tipo "roca" -laterita-. De acuerdo con Nixon y Skipp 1957, los latosoles son materiales de colores rojizos sin consolidar y con una relación sílice-sesquióxido baja, además de presentar una escasa proporción de minerales primarios.

Los latosoles suelen formarse preferentemente a partir de rocas ígneas entre las cuales están las volcánicas, aunque el clima requerido es de tipo tropical y ecuatorial. El término

no andosol, cuya clasificación es de origen edafológico, también comprende a los suelos tropicales de origen volcánico. En esta clasificación se incluye exclusivamente a los suelos formados a partir de materiales volcánicos pero cuyo proceso genético puede desarrollarse bajo cualquier tipo de clima. La etimología japonesa de la palabra andosol significa color negro. No obstante, los andosoles aquí tratados son los formados en las regiones preferentemente tropicales, en cuyo caso las tonalidades varían desde las amarillentas hasta las rojizas oscuras.

De forma menos sistematizada es también frecuente encontrar clasificados, sobre todo en la bibliografía de tipo más ingenieril, a los suelos tropicales de origen volcánico bajo los términos de "suelos o arcillas rojas", "tierras rojas", "suelos amarillos", "suelos negros tropicales" etc., cuya base de clasificación suele ser la coloración que, en definitiva, indica un desarrollo bajo condiciones de oxidación más favorables en los de tonos rojizos, o de mayor reducción y peor drenaje para los amarillentos. En los países africanos se emplea frecuentemente la clasificación de las arcillas rojas y las negras, subdividiendo a las rojas en residuales y aluviales, Clare (1957).

Terzaghi con su publicación de 1959 sobre la presa de Sasumua en Kenia, puede decirse que marca el comienzo y planteamiento de los estudios geotécnicos de los suelos tropicales de origen volcánico. Sin embargo, y a pesar de haber ya transcurrido más de 20 años el camino avanzado en el conocimiento geotécnico de estos suelos es aún insuficiente y con grandes lagunas de formación.

Los casos que a continuación se estudian son ejemplos de arcillas tropicales de origen volcánico de Africa, Indonesia y América. Dada la importancia de algunos estudios realizados sobre suelos volcánicos de Nueva Zelanda y México, aún no siendo de climas tropicales, por su interés han sido incluidos como casos tipo.

2.2.- CARACTERISTICAS GEOLOGICAS

2.2.1.- Ambientes de formación

En general, los trabajos sobre arcillas volcánicas de Africa incluyen escasos datos sobre el material volcánico originario, si bien en la mayoría de ellos este material ha sido de tipo básico, lavas y piroclastos. En Africa ecuatorial y tropical las arcillas volcánicas han sido incluidas dentro de la denominación de arcillas rojas y negras. Las arcillas rojas son el resultado de la meteorización de rocas volcánicas bajo temperaturas relativamente altas, con moderadas a altas precipitaciones y buen drenaje. Son generalmente suelos residuales que ocupan planicies y laderas en donde el lavado es alto a moderado y las lluvias exceden los 1000 mm/año. El principal mineral de arcilla suele ser la halloisita cuando las condiciones son húmedas y la metahalloisita si las condiciones son más secas (Dumbleton 1967). Las tonalidades rojas provienen de los óxidos de hierro que se presentan en forma deshidratada: hematites o, en forma hidratada: goetita. Bajo este tipo de ambiente las bases y la sílice son lixiviadas dejando un suelo enriquecido en hierro y aluminio.

12.

Las arcillas negras suelen presentarse sobre terrenos bajos, valles y depresiones, en donde es fácil la acumulación de elementos lavables. Las principales características ambientales de estas arcillas negras son el pobre drenaje y el régimen más escaso de precipitaciones con respecto a las requeridas para la formación de arcillas rojas. El principal mineral de arcilla es la montmorillonita, siendo ricas en bases y sílica, con una relación sílica/aluminio que se aproxima a 3:1. También está presente el calcio de forma de nódulos de carbonato.

Uno de los ejemplos más característicos lo presentan Sieffermann y Millo^t (1969) quienes establecen una diferenciación climática para arcillas rojas residuales del Camerún procedentes de la meteorización de basaltos. Estos autores distinguen las siguientes zonas climáticas:

- Zona I - Lluvias anuales medias alrededor de 10 m sin estación seca.
- Zona II - Lluvias anuales medias de 3 a 6 m con estación seca.
- Zona III - Lluvias anuales medias de 1,5 m con estación seca larga.

En las zonas I y II -de fuertes precipitaciones- se originan arcillas con alofanas y diatomeas cuya sílice juega un papel en la neoformación de minerales arcillosos. En la zona III -donde la estación seca es muy

acusada- las alofanas son escasas y, en la parte superior del perfil del suelo la metahaloisita reemplaza a la haloisita, formándose gibsita en la parte alta de los perfiles por degradación de la metahaloisita cuando los suelos son muy antiguos. Los citados autores sintetizan la evolución mineralógica de la forma siguiente:

Zona I - Ambiente ecuatorial húmedo:

Roca madre → alofana + caolinita + gibsita

Zona II y III:

Roca madre + alofana + haloisita + metahaloisita
+ gibsita.

Jiménez Salas (1963) al estudiar arcillas tropicales en Fernando Póo señala que las haloisitas pueden proceder de la alteración de cenizas volcánicas, pasando por la montmorillonita como producto intermedio. La haloisita puede existir con la caolinita o con la alofana, siendo la haloisita la primera en formarse.

En resumen, en Africa las arcillas rojas se caracterizan por presentar un sustrato volcánico básico, buen drenaje y bajo un régimen de altas a moderadas precipitaciones en climas ecuatoriales y tropicales, generando minerales de arcilla de tipo haloisítico y alofánico. En estas mismas circunstancias pero con menores precipitaciones se originaría metahaloisita. Las arcillas

negras se encuentran en zonas mal drenadas con bajas precipitaciones y topografía deprimida originándose montmorillonita como principal mineral de arcilla, sintetizándose en el Cuadro 2.1 los principales aspectos anteriormente discutidos.

Las arcillas de Java han sido especialmente estudiadas por Wesley (1973 y 1974) quien las divide en latosoles y andosoles. Los latosoles incluirían a las arcillas rojas y los andosoles a las arcillas amarillentas, con un primer horizonte oscuro debido a la presencia de materia orgánica. Ambas arcillas están formadas, generalmente por la meteorización bajo condiciones húmedas y tropicales de un material volcánico que, en Java, es básico -cenizas, lavas y coladas-.

Los latosoles se formarían cerca del mar y los andosoles a cotas más altas. Antes de los 1000 m de altitud el color rojizo de los latosoles comienza a desvanecerse y pasa a un color amarillento existiendo una zona de transición, hasta llegar a los 1100 ó 1200 m, en donde solamente se encuentra un suelo amarillento típicamente andosol. El proceso de meteorización que da lugar la formación de un latosol o andosol es esencialmente el mismo e involucra el lavado de la sílice y bases, con el resultado de un aumento de la concentración en hierro u óxido de aluminio en formas hidratadas.

La meteorización tropical de una ceniza volcánica si que la secuencia de un suelo marrón amarillento a un suelo rojo y, últimamente, a una concentración de hidróxido de hierro y de bauxita. Por tanto, los suelos rojos representan un estado más avanzado de meteorización que los amarillentos y marrones, siendo uno de los requisitos básicos para la formación de estos suelos la presencia de un nivel freático bajo, predominando en los latosoles la haloisita y en los andosoles la alofana.

DENOMINACION	REFERENCIA	AMBIENTE DE FORMACION	COMPOSICION
Arcillas rojas tropicales de Africa	Sasumua, Kenia Terzaghi 1958 Newill 1961	Arcilla roja residual formada sobre piroclastos basálticos. Buen drenaje y clima tropical.	Haloisita 58.90/o Goetita 15.9 0/o Gibbsite 9.1 0/o Cuarzo. 6.4 0/o Caolinit 3.9 0/o Calcita 1.9 0/o Anatasa 1.4 0/o Total Fe ₂ O ₃ 16.6 0/o Fa libre 14.-0 0/o Materia orgánica 0.4 0/o SiO ₂ 35.6 0/o Al ₂ O ₃ 30.7 0/o Fe ₂ O ₃ 16.6 0/o TiO ₂ 1.4 0/o Pérdidas en ignición. 15.-0 0/o
	Kabete, Kenia Nawill 1961	Arcilla roja residual formada sobre rocas volcánicas. Buen drenaje en clima ecuatorial.	Predominio de metahaloisita y alta proporción de Fe ₂ O ₃ 12.5 0/o Materia orgánica 0.4 0/o
	Nyeri, Kenia Coleman et al. 1964	Arcilla residual procedente de la meteorización de basaltos. Buen drenaje en clima ecuatorial.	Predominio de metahaloisita, algo de hematites
	Fernando Poo Jiménez Salas 1963	Arcilla roja procedente de la meteorización de basaltos en clima tropical.	Predominio de haloisita y caolinita
	Kiamba, Kenia Dumbleton 1967	Arcilla roja residual procedente de meteorización de cenizas volcánicas en zona llana.	Predominio de haloisita, trazas de caolinita, hematites y goetita.
	Barlovento, La Palma S. Uriel	Arcilla roja procedente de meteorización de cenizas y piroclastos básicos en clima oceánico subtropical	Predominio de haloisita.
	Etiopía	Arcilla roja residual procedente de meteorización de basaltos.	Predominio de haloisita y caolinita
Arcillas negras tropicales de Africa	Camerún Sieffermann y Millot 1969	Arcilla roja residual procedente de meteorización de basaltos.	Alofana, caolinita y gibbsite. Zona 10 m/año de precipitación. Horizonte inferior = haloisitas
	Nairobi, Kenia Dumbleton 1967	Arcilla negra procedente de la meteorización de fonolitas. Zona llana con mal drenaje.	Predominio de montmorillonita.
	Ngong, Kenia Dumbleton 1967	Arcilla negra procedente de la meteorización de basaltos. Zonas poco drenadas y bajas precipitaciones	Predominio de montmorillonita.
Arcillas tropicales de Java	Java, Indonesia Wesley, 1973 y 1974	Arcilla residual procedente de la meteorización de roca volcánica en clima tropical. Distingue 2 tipos: - Latosoles: arcillas rojas formadas cerca del nivel del mar de origen basáltico. - Andosoles: arcillas amarillentas formadas a cotas más altas de origen andesítico	Latosoles: haloisita 70-80/o alofana < 25 0/o caolinita 5 0/o gibbsite - rara Andosoles: alofana 15-60/o haloista < 70/o gibbsite - 5 0/o
Arcillas de Montúfar. - Ecuador	Montúfar, Ecuador Polimon et al. 1976	Arcillas residuales procedentes de la meteorización de cenizas basálticas en clima ecuatorial	Horizonte superior = metahaloisitas Horizonte inferior = haloisitas
Arcillas de Mariposa Zelanda	N. Zelanda Kirkman, 1975	Arcillas residuales procedentes de la meteorización de lapilli y ceniza riolíticas y andesíticas en clima templado	Predominio de metahaloisita en horizonte superior y haloisitas en inferior
Arcillas de México	Ciudad de México Girault 1960 Marsal 1975	Arcillas procedentes de la meteorización de cenizas volcánicas de composición basáltica y andesítica en condiciones lacustres y bajo clima templado	Predominio alofánico

En el Cuadro 2.1 se presenta un resumen de las características de las arcillas volcánicas a partir de los distintos casos elegidos como más representativos, habiéndose añadido algunos procedentes de climas templados, cuyo interés ha justificado su inclusión.

2.2.2.- Características mineralógicas

En el apartado anterior se reconocieron tres grupos principales de minerales de arcilla como los constituyentes más frecuentes de las arcillas tropicales de origen volcánico: haloisitas, alofanas y montmorillonitas. En el Cuadro 2.1. se señalan las composiciones mineralógicas de los distintos ejemplos estudiados agrupados por zonas geográficas:

- Arcillas rojas tropicales de África: Haloisita, metahaloisita, caolinita y alofana como principales, goetita, gibsitita y hematitas como secundarios, y trazas o pequeñas cantidades de calcita, cuarzo y feldespatos.
- Arcillas negras tropicales de África: Montmorillonita como principal mineral.
- Falcosofes y androsiles tropicales de Java: Haloisita y alofanas como principales, caolinita y gibsitita como secundarios.
- Arcillas de Montúfar Ecuador: Haloisita y amorfos como principales.
- Arcillas de Nueva Zelanda: Haloisita y alofana como principales, imoglita, vidrios, feldespatos, goetita y micafilita como secundarios.
- Arcillas de México: Predominio de alofana.

Dada la importancia de los factores mineralógicos sobre las propiedades geotécnicas se discutirán aunque sea muy brevemente alguno de los aspectos principales de los tipos de arcillas considerados, de acuerdo con la distribución geográfica mencionada.

2.2.2.1.- Arcillas rojas tropicales de África

Terzaghi (1958) describe la composición mineralógica y química de las arcillas de Sasumua (Kenia) con detalle y reconoce a la haloisita como principal mineral de arcilla. Dicha haloisita se presentó en cristales tabulares de 0.5 micras de longitud y 0.08 micras de diámetro exterior. Para explicar la estructura o fábrica de estos componentes Terzaghi emite el concepto de "cluster", agregación o enracimamiento de minerales. Este autor identifica bajo el microscopio electrónico un agregado esponjoso, siendo el cuarzo el único mineral fácilmente visible. Dicho agregado varió entre 10 a 1 micra en diámetro, observando que las partículas del agregado podían ser dispersadas en función del tratamiento mecánico empleado. La arcilla no floculaba como las restantes arcillas que contienen caolinita, illita o montmorillonita, incluso con un eficaz agente dispersante como el pirofosfato tetrasódico. Terzaghi afirmó que la arcilla se encontraba fuertemente agregada en estado natural.

Newill (1961) también reconoció en las arcillas de Kenia dos constituyentes principales: la relativamente alta proporción de óxidos de hierro y la presencia de haloisita como mineral de arcilla predominante. La haloisita fue vista al microscopio electrónico en forma de cristales tabulares. También reconoció la presencia de metahaloisita en la cual los tubos pueden estar partidos o estar parcialmente sin enrollar.

Newill calculó el contenido de óxidos de hierro en las arcillas de Kenia (cuadro 2.1) demostrando que la mayor parte de óxidos de hierro es el libre o de impregnación y no el presente en la estructura cristalina de los componentes minerales.

También se llevaron a cabo estudios petrológicos de las minas delgadas sobre este tipo de arcillas (Coleman et al 1964). La mayor parte del suelo consistió en material amorfo, parte del cual aparecía como agregaciones redondeadas. Cerca del 2 al 3% de las partículas del suelo eran fragmentos sin meteorizar de minerales de tamaño arena. Los minerales transparentes eran cuarzo, ortoclasa, plagioclasa, labradorita y microclina, moscovita y hornblenda, siendo los más frecuentes el cuarzo y el feldespato. Los minerales de arcilla procedían de minerales feldespáticos y eran caolinita o haloisita. Los opacos eran magnetita o ilmenita, hematites o leucoxeno.

Estos autores emplearon las técnicas de los estudios de color para la identificación del tipo y distribución de los óxidos de hierro en el suelo. Los resultados fueron los siguientes:

- La materia orgánica puede impartir tintes marrones o negros debido a los pigmentos lacustres inorgánicos.
- El color negro puede ser también producido por la reducción del óxido de Ti, y esta posibilidad puede explicar el color de algunas arcillas negras tropicales. Las pequeñas cantidades de materia orgánica encontradas en los suelos de Kenia, en general, hace suponer que los colores negros proceden de la presencia del Ti proveniente de la alteración de los basaltos.

- Los colores rojizos son producidos generalmente por hematites y más raramente por goetita, quedando claro que son principalmente los hematites los productores de los colores rojos de estos suelos.

2.2.2.2.- Arcillas de Nueva Zelanda e Indonesia

Las arcillas volcánicas de Nueva Zelanda y de Indonesia han sido estudiadas por varios autores entre los que destaca Fieldes.

Fieldes (1966) distingue en los suelos de Nueva Zelanda la presencia de varias formas de alofana e indica que al aumentar la edad la secuencia de una arcilla derivada de cenizas volcánicas es la siguiente:

- Alofana A → Alofana AB → Alofana A → Metahaloisita → Caolinita.

Estos mismos autores (Fieldes, and Weatherhead, 1966) analizan la presencia de determinados componentes como el cuarzo. Cuando existen basaltos y el cuarzo aparece en baja proporción su presencia es normal y puede dar un índice comparativo del estado de meteorización del sedimento. Pero si aparece en alta proporción su origen será posiblemente de tipo eólico o secundario. En cuanto a la presencia de feldespatos con un sustrato basáltico, afirman que es normal que el contenido en feldespatos cálcicos sea alto y su proporción disminuya -

al aumentar la meteorización. Los vidrios son típicos de un origen volcánico. Las micas estarían en pequeña cantidad y las cloritas ausentes de rocas volcánicas básicas, mientras que los piroxenos como las augitas y diópsidos, serían normales en rocas básicas. Igualmente interpretan la presencia de minerales en función del medio sedimentario, que en el caso analizado, es de tipo fluvial. Las cenizas volcánicas pueden originar en dicho medio concentraciones de depósitos de minerales pesados tales como magnetita, ilmenita y augita dentro de un área, y minerales de menor densidad tales como feldespatos y vidrios, en otra. Donde las cenizas han sido meteorizadas químicamente antes de la clasificación, se pueden depositar productos finos de meteorización como la alofana, y materiales vítreos más resistentes en cualquier otra parte.

En Parahaki (Nueva Zelanda), Bowen (1974) cita arcillas volcánicas de origen basáltico y dacítico cuya composición es la siguiente: un primer tramo cuyo mineral de arcilla predominante es la metahalosita y un segundo tramo más inferior cuyo mineral es la halosita. Este autor señala que la metahalosita se origina por deshidratación de la halosita debido a la meteorización de la parte superior del suelo. Mientras que la halosita se deriva de productos de un período de alteración más inicial.

Kirkman (1975), también en Nueva Zelanda, describe unas arcillas volcánicas procedentes de lapillis y cenizas de composición riolítica y andesítica del Cuaternario reciente. Las arcillas resultantes tienen una composición alofánica y halosítica. Este autor propone la siguiente secuencia de

meteorización para los suelos volcánicos de Nueva Zelanda:

- Alofana B + Alofana AB + Alofana A + Metahalosita.

La alofana B es una mezcla de hidróxidos de Si y Al. La alofana A es el resultado de la precipitación del Al y geles, siendo la alofana AB una fase intermedia. Las cantidades de alofana disminuyeron cuando la edad aumentaba, siendo la alofana el principal componente de las arcillas holocenas, y la halosita la de las pleistocenas. Finalmente Kirkman sugiere la siguiente secuencia de meteorización, que coincide para la dada en suelos volcánicos del Japón:

- Feldespato + Vidrio + Alofana + Halosita pobremente cristalizada + Halosita bien cristalizada + Metahalosita.

En Java, (Indonesia) Wesley 1973 (b) encuentra metahalosita en arcillas volcánicas con picos en difracción de rayos-x correspondientes a un espaciado basal de 7.2-7.5 Å. Alguna de las muestras fueron tomadas entre los 5 y 10 m de profundidad, en cuyo caso la halosita era la hidratada con pobre definición de espaciado basal muy cercano a 10 Å. Esta diferencia indicaría posiblemente un aumento en el grado de alteración o paso de metahalosita a halosita.

La conversión de alofana en halosita con la profundidad la explicó Wesley por el aumento de la alteración con la edad de las sucesivas capas de cenizas volcánicas. La presencia de caolinita sugeriría una culminación local en la secuencia, conduciendo a la formación de caolinita a partir de la halosita. En los denominados latosoles predominaría la halosita, mientras que en los andosoles predominaría la alofana (véase apartado 2.1).

Otro de los aspectos importantes citados es que en la haloisita al secarse al aire, o en la estufa, se producen pequeños pero significativos cambios de propiedades, mientras que en la alofana, al secarse al aire o en la estufa se producen grandes y significativos cambios de propiedades. El cambio de propiedades en la alofana está de acuerdo con la explicación dada por Fieldes: En la haloisita parecen existir dos factores. Uno es la posible meteorización de haloisita en metahaloisita, y otro es la influencia de pequeñas cantidades de alofana en la muestra.

De acuerdo con Fieldes, Wesley (1973) afirma que en el caso de no ocurrir el secado, la alofana consiste en fragmentos de gel de aluminosilicatos ordenados al azar y unidos por enlaces dispuestos también al azar en relativamente escaso número de contactos o puntos de unión. Esto daría lugar a una estructura muy abierta en donde una apreciable, o gran cantidad de agua, podría quedar encerrada en esta estructura. Cuando ocurre el secado, la extracción de agua produce la contracción o retracción de la estructura y el número de puntos de contacto o enlace entre los fragmentos aumentaría conduciendo eventualmente a la formación de granos duros. El proceso sería irreversible.

Wesley (1974) relaciona el contenido de humedad natural con la composición mineralógica afirmando que cuando el contenido de humedad está por debajo del 90% es señal de que existe una proporción más alta de haloisita que de alofana en la muestra, mientras que si el contenido de humedad está por encima de 120% indica una proporción más alta de alofana que de haloisita. Para contenidos intermedios de humedad natural las proporciones de haloisita y de alofana serían similares.

2.2.2.3.- Arcillas de Montúfar, Ecuador

La estructura de los suelos volcánicos de Montúfar (Ecuador) fue observada por Polimón et al (1976) al microscopio electrónico quienes llegaron a la conclusión de que ésta era de forma muy irregular y esponjosa, con superficies extremadamente rugosas y correspondientes a granos porosos agrupados en racimos. El número de poros interconectado era muy pequeño, aun que los granos que constituían los racimos estuvieran muy unidos, con lo cual dichos autores confirmaban la explicación de Terzaghi (1958) sobre la estructura de las arcillas tropicales. La composición de estas arcillas correspondía a alofanas y haloisitas, distribuidas en el horizonte superior e inferior, respectivamente, procedentes de la meteorización de cenizas volcánicas.

2.2.2.4.- Arcillas de México

Las arcillas de la Ciudad de México constituyen uno de los ejemplos más y mejor investigados del grupo de las arcillas volcánicas, razón por la que son incluidas en esta breve recopilación sobre el estado del conocimiento, si bien por su origen no pertenecen a un clima tropical. Las condiciones climáticas de México D. F. están controladas principalmente por la altitud (2,250 m) dando lugar a un clima continental templado, a pesar de que por su latitud pertenezca al trópico.

Estas arcillas proceden de la alteración de cenizas volcánicas depositadas en un lago, y de aportes volcánicos de tipo aluvial transportados a la cuenca. El valle de México está formado por rocas volcánicas ácidas e intermedias emitidas principalmente en el Eoceno y Plioceno, y por rocas volcánicas básicas emitidas en el Pleistoceno, cuyas erupciones ocasionaron el cierre de dicho valle.

Los depósitos superficiales están constituidos por arenas aluviales y por arcillas lacustres de edad inferior a 1 millón de años, las cuales alcanzan espesores medios comprendidos entre 20 y 60 m. Estas arcillas se caracterizan por su alto contenido en humedad, en sales y en materia orgánica, y presencia de restos fósiles de diatomeas y de ostrácodos; Marsal y Graue (1969), Reséndiz et al. (1970), y Marsal (1975).

La composición mineralógica de las arcillas de México ha sido objeto de numerosas y controvertidas interpretaciones. Así, Grim concluyó que el mineral predominante era la montmorillonita pobremente cristalizada, Zeevaert (1960). Marsal y Mazari (1959) dedujeron que el mineral más abundante era la illita mezclada con montmorillonita, calcita y otros componentes atípicos. Girault (1960) y Lo (1962) identificaron a la alofana como el principal mineral, opinión que prevalece hasta el presente; Girault (1964) y Marsal (1975).

2.3.- PROPIEDADES GEOTECNICAS

2.3.1.- Introducción

En este apartado se estudiarán las principales propiedades geotécnicas de las arcillas tropicales de origen volcánico, propiedades que serán discutidas en función de los datos disponibles sobre los distintos casos considerados. Se tratará de establecer criterios de carácter general y señalar aquellas características más sobresalientes de las arcillas en estudio.

A lo largo de este apartado se empleará terminología de carácter básico en Mecánica de Suelos cuya consulta, en su caso, puede realizarse en el texto de Jimenez Salas y Justo Alpañes (1971).

2.3.2.- Propiedades índice

En este apartado se incluirán los límites de Atterberg, la granulometría, el contenido natural de humedad, la densidad, el peso específico y la actividad. Para la determinación de las referidas propiedades se suelen llevar a cabo ensayos denominados de clasificación, siendo probablemente dichos ensayos los

mejores procedimientos para obtener una rápida evaluación de las propiedades geotécnicas de los suelos.

Uno de los problemas más significativos de los suelos tropicales de origen volcánico de composición haloisítica y/o alofánica es que los resultados de los ensayos de laboratorio y, más concretamente, las citadas propiedades índice, pueden estar sujetos a importantes alteraciones. Dixon y Robertson (1970) señalan que en los suelos haloisíticos los ensayos de clasificación pueden dar resultados irreconciliables al ser comparados con otras propiedades de los suelos, por lo que es fundamental reconocer estas alteraciones y referir los ensayos a las condiciones naturales del terreno, o a las condiciones bajo las que el suelo ha de trabajar o comportarse en un proyecto determinado. Por otro lado, Yon y Warkentin (1975) reconoce que los suelos alofánicos tienen unas propiedades plásticas que los sitúan aparte del resto de las arcillas, tales como un alto límite líquido y bajo índice de plasticidad, aspectos que a continuación se describirán y discutirán.

2.3.2.1.- Límites de Atterberg

Los suelos tropicales de origen volcánico fueron clasificados por primera vez por Nixon y Skipp (1957) bajo el punto de vista de sus límites de Atterberg. Estos autores trazaron una envolvente en el gráfico de plasticidad de Casagrande (Fig.2.1.) dicha envolvente está casi dividida por la línea A con un límite líquido que varía entre 65 y 110%, estipulándose que los suelos situados por encima de la línea A son de origen aluvial, mientras que los situados por debajo de dicha línea son de origen residual.

En la Fig.2.1. se han representado las diferentes posiciones de algunos suelos volcánicos pudiendo observarse que, en general, estos suelos se distribuyen en tres zonas. En la más extensa el límite líquido varía entre 60 y 115% y en la segunda varía entre 40 y 60%, perteneciendo estas dos, generalmente, a una composición haloisítica o alofánica. La tercera zona pertenecería a una composición montmorillonítica con límites líquidos muy elevados. Con respecto a la línea A la mayoría de estos suelos se encuentran por debajo de esta línea, si

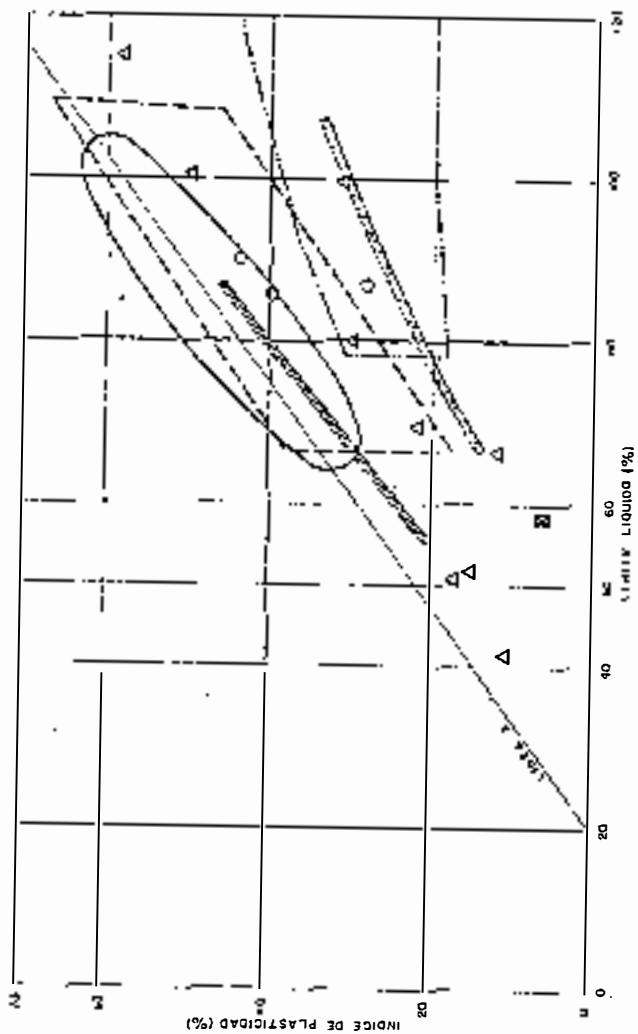


Fig. 2.1.- Gráfico de plasticidad de Casagrande mostrando la posición de diferentes suelos tropicales de origen volcánico

bien en algunos casos se sitúan por encima de la misma. Según la clasificación USCS pertenecerían al tipo MH.

Wesley (1973) discute la posición de los suelos volcánicos de Java con respecto al gráfico de plasticidad de Casagrande y considera que cuando están por debajo de la línea A corresponderían a suelos formados bajo condiciones de buen drenaje y buenas propiedades ingenieriles, mientras que aquellos que estuvieran situados por encima de la línea A corresponderían a ambientes pobremente drenados con tendencia a mostrar malas propiedades ingenieriles.

Es interesante reseñar, aunque sea muy brevemente, las propiedades de plasticidad de las haloisitas y montmorillonitas, así como la influencia sobre las mismas del ión de cambio, ya que estos minerales son a los que pertenecen principalmente los suelos volcánicos, como ya se ha visto anteriormente. En el Cuadro 2.2 se muestran alguno de estos valores pudiendo observarse la gran influencia que ejerce el tipo de ión de cambio en la plasticidad de la montmorillonita.

Según se ha mencionado existe una amplia gama de valores de límites de Atterberg especialmente en las arcillas de composición haloisítica y/o alofánica, sin embargo esta dispersión acusa lo que en principio ya se citó y que a continuación se pasa a discutir: la gran influencia del tratamiento al que ha sido sometido la muestra antes del ensayo y a la propia forma de realización del ensayo.

Las arcillas rojas de Sasumua (Kenia) constituyen uno de los primeros ejemplos en que estos fenómenos fueron estudiados con detalle. Terzaghi (1958) ya señaló que los límites líquidos dependían de la forma del tratamiento a que se sometían las muestras antes del ensayo. Robertson (1958) trató especialmente este problema tomando muestras de arcilla de Sasumua

Cuadro 2.3.- ALGUNOS VALORES DE LOS LIMITES DE ATTERBERG PARA HALOISITAS Y MONTMORILLONITAS SEGUN JIMENEZ SFLAS Y JUSTO (1971) Y GRIM (1962)

MINERAL	LL	IP
Halosisitas	36 - 56	4 - 17
Halosisita Ca ⁺⁺	54	38
Halosisita Mg ⁺⁺	54	47
Halosisita Na ⁺	75	34
Metahalosisitas	47 - 70	2 - 11
Metahalosisita Ca ⁺⁺	65	58
Metahalosisita Mg ⁺⁺	65	60
Metahalosisita Na ⁺	56	74
Montmorillonita Ca ⁺⁺	123 - 177	63 - 79
Montmorillonita Na ⁺	280 - 700	86 - 97
Montmorillonita Mg ⁺⁺	138 - 199	51 - 73

Cuadro 2.3.- INFLUENCIA DE TRATAMIENTO SOMETIDO A LA MUESTRA ANTES DEL ENSAYO EN LOS LIMITES DE ATTERBERG PARA ARCILLAS DE SASUMUA (KENIA)

	LL	LP	IP
Humedad natural	87	54	33
Secada al 0,5° C y pulverizada en mortero	58	39	19
Igual al anterior pero tratada con 0.4% de fosfato tetrasódico	47	37	10
Secada, pulverizada y rehidratada durante un mes	63	39	24

Cuadro 2.4.- INFLUENCIA DEL TRATAMIENTO SOMETIDO A LA MUESTRA ANTES DEL ENSAYO EN LOS LIMITES DE ATTERBERG PARA ARCILLAS DE KENIA (NEWILL 1961)

ENSAYO N°	SASUMUA			KABETE			OBSERVACIONES
	LL	LP	IP	LL	LP	IP	
1	101	70	31	74	38	18	Se conservó la apariencia del suelo granular.
2	104	70	34	74	39	37	Se conservó la apariencia del suelo granular.
3	107	73	34	84	39	45	Aumento del LL. Idem anterior.
4	77	61	16	74	38	36	Secado antes ensayo a temperatura ambiente. Disminución del LL
5	91	59	32	84	39	45	Idem pero 3 h, aumento del LL
6	65	47	18	65	35	30	Secado estufa 105°, disminución LL

y realizando ensayos con diversos tratamientos de los que obtuvo los resultados que se indican en el Cuadro 2.5. Tanto Terzaghi como Robertson atribuyeron estos cambios a la rotura de las agregaciones de las partículas de arcilla, opinión que confirmó Newill (1961) quien para determinar este fenómeno llevó a cabo, también en arcillas de Kenia, ensayos sobre la variación de los límites con la manipulación o grado de remoldeo a que se sometió la muestra y en función del tiempo, así como la variación de los límites con el secado, resultados todos que se indican en el Cuadro 2.4 y que, en resumen, fueron los siguientes:

- El secado con poco mezclado y corto tiempo de humidificación da lugar a una escasa dispersión o rotura de agregaciones disminuyendo el límite líquido.
- La humidificación y dispersión de partículas aumenta el límite líquido.

De la misma forma, Newill (1961), llevó a cabo sobre muestras de Sasumua ensayos de plasticidad después de haber sido extraído el óxido de hierro libre en la muestra, observando un considerable aumento de la plasticidad, lo cual puso de manifiesto que las agregaciones pueden estar asociadas a la presencia de óxidos de hierro puesto que su extracción determina una separación de las agregaciones de partículas existentes en los minerales de arcilla. Inclusive, las agregaciones no volvieron a formarse de la misma forma con que lo hacían después de que los grupos eran dispersados con medios mecánicos.

Dixon (1958) aportó otra posible explicación basada en la cantidad de agua que puede quedar retenida en el suelo, la cual se dispone de 4 formas:

- 5% hidratación de la haloisita.
- 3% entre los huecos de los rollos y tubos de haloisita.
- 5,5% en los óxidos de hierro.
- 7,25% en los agregados cementados de minerales de arcilla.

La suma de estos valores resultaría aproximadamente un 20%. Si esta cifra se deduce del contenido de humedad medio en el suelo, el valor resultante se correlacionaría más razonablemente con las propiedades que cabe esperar de los suelos "normales" (Fig. 2.2)

En la Fig. 2.3 se muestra gráficamente la influencia del mezclado en el límite líquido de acuerdo con Sherwood (1967). En dicha figura se observan las variaciones del límite líquido con los tiempos de mezclado; alcanzándose un valor en el que la mayoría de las agregaciones son rotas y, entonces, el límite líquido se mantiene constante o con ligeras variaciones.

Más recientemente, Wesley (1973) investigando estos fenómenos en arcillas de Java observó el comportamiento de tres muestras secadas y mezcladas con una espátula durante una hora antes del ensayo previa total dispersión, obteniendo los resultados que se indican en el Cuadro 2.5.

Cuadro 2.5.- Influencia del tratamiento sometido a la muestra antes del ensayo sobre los límites de Atterberg para arcillas de Java según Wesley (1973 b).

TRATAMIENTO ANTES DEL ENSAYO	LATOSOL		ANDOSOL		ANDOSOL	
	LL	LP	LL	LP	LL	LP
Sin secar mezclando con espátula hasta obtener una pasta uniforme	76	36	165	119	95	65
Sin secar dispersando totalmente, evaporando el exceso de agua y mezclando con espátula durante 1 hora.	79	35	151	111	96	68

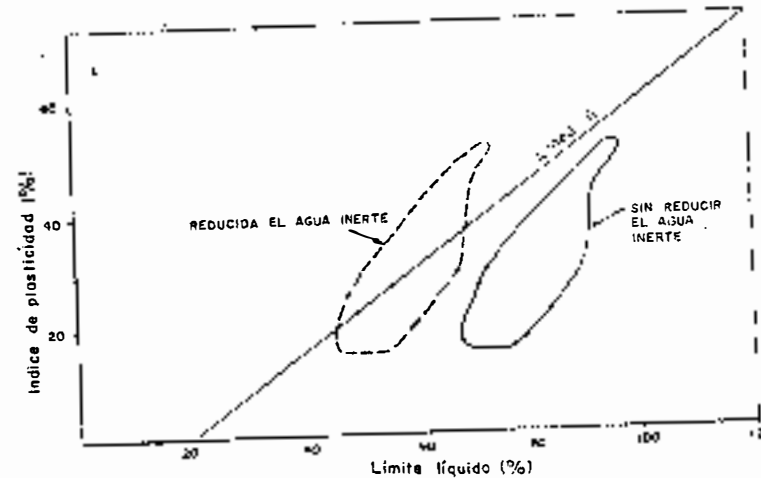


Fig. 2.2.- Gráfico de Casagrande para arcillas de Sasumua y su corrección por el agua inerte (Dixon 1.958)

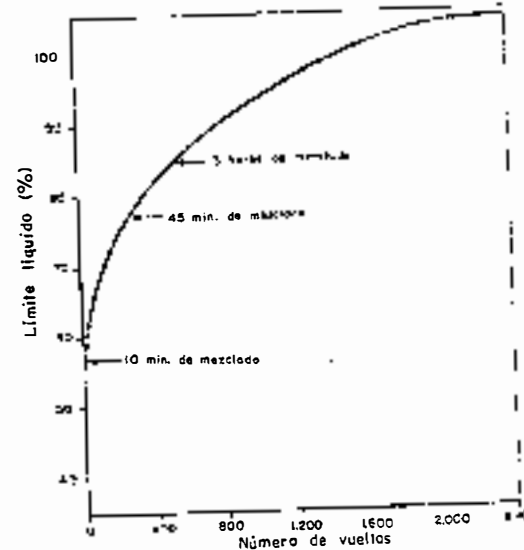


Fig. 2.3.- Influencia del mezclado en el límite líquido para arcillas de Kabete (Sherwood 1967)

Los resultados de Wesley señalan que, generalmente, el tiempo de mezclado influye en los límites al menos cuando las muestras se ensayan sin presecado, dando valores bastante repetibles. Sin embargo se observó una tendencia en los límites de los suelos alofánicos a descender ligeramente con el aumento de mezclado.

Como síntesis de los resultados obtenidos por los distintos autores aquí considerados se puede decir que, en general, el secado hace disminuir el límite líquido, y la humidificación y dispersión lo aumenta. También el límite líquido es función del tiempo de mezclado, aumentando directamente con el mismo. No obstante Wesley presenta casos de arcillas alofánicas en que el límite líquido disminuyó con el aumento de mezclado.

La explicación para estos fenómenos parece residir en la dispersión o rotura de las agregaciones de partículas, agregaciones, que para Newill, están asociadas a la presencia de óxidos de hierro, aspecto que será discutido en el Apartado 2.4.

2.3.2.2.- Granulometría

En este apartado se considerará solamente la fracción cuyo tamaño sea inferior a dos micras. En primer lugar los suelos tropicales de origen volcánico destacan por presentar un amplio rango de porcentajes correspondientes a la fracción arcilla, según puede observarse en el Cuadro 2.6. La dispersión de valores se debe principalmente al tratamiento al que se ha sometido a la muestra antes del ensayo, y a la propia forma de realizar el ensayo, aspectos que seguidamente se discuten.

Los ensayos granulométricos efectuados en los distintos

Cuadro 2.6.- ALGUNAS PROPIEDADES GEOTÉCNICAS DE SUELOS TROPICALES DE ORIGEN VOLCANICO

Propiedad	Localización	W	LL	LP	< 2 μ (a)	γ_{max}	Wop.	S _G	C'	ϕ'
Sasumua Terzaghi, 1958	(Kenia)	63	87	58	(b) 40-50 (c) 40-50	1.12	49	2.86	(f) 0.2-0.3	(f) 30-36
Sasumua Newill, 1961		-	65-101	49-70	(d) 79 (e) 47	-	-	2.79- -2.94	-	-
Sasumua Dixon 1968		66-79	71-78	48-52	-	-	-	-	-	-
Kabete Newill, 1961	(Kenia)	82	56-74	38	(d) 82 (e) 68	1.32	34	2.55- -2.79	-	-
Nyeri Coleman et al, 1964	(Kenia)	-	-	-	63	1.31	36	2.75	-	-
Fernando Póo J. Salas, 1971		40-76	70-90	-	70-80	-	-	3.02	-	-
Etiopía arc.rojas Morin 1971		-	44-66	30-36	34-76	1.18- -1.69	29-38	2.61 -2.90	-	-
Etiopía arc.rojas Morin 1971		-	37-88	26-40	13-75	1.10- -1.73	19-40	2.26- -2.94	-	-
Java, latosol Wesley 1973 b		31-50	71-102	35-52	71-86	1.1- -1.4	30-50	2.73- -2.78	(f) 0.25	(f) 31
Java, andosol Wesley, 1973 b		70-180	74-213	57-167	11-76	0.5- -1.1	20-160	2.54- -2.88	0.15 g, 1.6- (h)	25-35
Montúfar Ecuador Polimón et al, 1976		30-100	80-100	50	5-10	-	-	-	0.2-0.4	25-35

- W - Contenido en humedad natural (%)
 LL - Límite líquido (%)
 LP - Límite Plástico (%)
 < 2 μ - Fracción menor de 2 micras (%)
 γ_{max} - Densidad máxima seca (gr/cm^3)
 Wop - Humedad óptima (%)
 S_G - Peso específico
 C' - Cohesión efectiva (kg/cm^2)
 ϕ' - Angulo de rozamiento interno efectivo (grados).

- (a) Según British Standards 1965(1377)
 (b) con oxalato Na
 (c) con hexametáfosfato
 (d) contenido natural de humedad
 (e) sacada al aire
 (f) muestra compactada
 (g) con consolidación y sin drenaje
 (h) con consolidación y drenaje

casos analizados fueron hechos todos de acuerdo con las British Standards/1377 (1967), en donde previamente al ensayo se trata químicamente al suelo para extraer o neutralizar la materia orgánica, ión calcio y óxidos, los cuales son la causa principal de la agregación de partículas. Sin embargo, y a fin de estudiar la influencia del tratamiento de la muestra y la distribución granulométrica se han realizado diversos ensayos consistentes en someter a la muestra el ataque de un agente químico dispersante además de variar las condiciones de humedad.

Terzaghi (1958) demostró que los resultados del ensayo granulométrico dependían del método de ensayo y, en particular, de la energía del agente químico dispersante empleado (véase Cuadro 2.6). Newill (1961) puntualizó que también dependían del contenido de humedad, observando, que al secar las muestras en estufa a 105° C el contenido en fracción arcilla disminuía, por lo que sugirió que las partículas se disponían en agregaciones, las cuales sólo podrían ser rotas a través de un proceso de dispersión. Sherwood (1967) indicó que el fenómeno de las agregaciones sólo se daba en la fracción arcillosa y no para granulometrías mayores.

Wesley (1973) hace unas interesantes observaciones sobre los resultados de los ensayos granulométricos efectuados en suelos de Java. Para este autor la causa de la variación en resultados se debe a que las partículas refloculan durante el ensayo granulométrico de acuerdo con Yong y Wankertín (1975) quienes atribuyen a los suelos alofánicos la característica de flocular durante el ensayo granulométrico al contrario de otros suelos en que normalmente se dispersarían. En los latosoles la fracción arcillosa varió entre el 70 y el 90%, siendo estos resultados independientes del tratamiento al que se sometió la muestra no aportando, por consiguiente, evidencias sobre la hipótesis de las agregaciones de partículas. Por otro lado, los porcentajes antes citados están dentro de los

límites que cabría esperar para arcillas haloisíticas. No obstante Wesley reconoce que los resultados obtenidos en muestras de andosoles no fueron tan satisfactorios como los encontrados en muestras de latosoles.

2.3.2.3.- Actividad

De acuerdo con Skempton (1953) la actividad se define como la relación entre el índice de plasticidad y el porcentaje granulométrico menor de dos micras. La actividad es un buen indicador de las propiedades coloidales de las arcillas y este índice también acusa la historia geológica de la arcilla (Jiménez Salas y Justo Alpañes 1971). Terzaghi (1955) también señala que la actividad depende de la composición mineralógica de la arcilla y del complejo de absorción. Este autor divide a las arcillas en función de su actividad en dos clases: activas, con un índice de actividad mayor de 1.25, e inactivas con un índice de actividad comprendido entre 0.75 y 1.25. Según Grim (1962) las arcillas activas reflejan alta capacidad de intercambio iónico, alta tixotropía, baja permeabilidad y baja resistencia al corte.

De acuerdo con la información consultada los suelos alofánicos suelen tener alta actividad, así Gradwell y Birrell (1954) atribuyen a las alofanas de Nueva Zelanda una actividad superior a 3. Nixon y Skipp (1957) estiman la actividad de los suelos tropicales de origen volcánico entre 0.2 y 0.3. Knill (1975) cita que las arcillas rojas tropicales de África tienen una actividad comprendida entre 2 y 3, reflejando la influencia de la haloisita. La actividad que Wesley (1973) asigna para las arcillas de Java es del orden de 0.6.

Según puede observarse la actividad refleja la lógica influencia de los factores anteriormente discutidos relativa a los límites y granulometría, dando por tanto una amplia disper

sión de valcres. En el Cuadro 2.7 se señalan algunos índices de actividad para los principales minerales presentes en las arcillas volcánicas.

Cuadro 2.7.- INDICES DE ACTIVIDAD PARA LOS PRINCIPALES MINERALES PRESENTES EN LAS ARCILLAS VOLCANICAS SEGUN GRIM - (1962) y JIMENEZ SALAS Y JUSTO (1971)

MINERAL	ACTIVIDAD
Haloisita y Metahaloisita	0.02 - 0.16
Montmorillonita Ca, Mg, K (J. Salas)	0.32 - 3.09
Idem. según Grim	0.44 - 1.97
Montmorillonita Na (J. Salas)	1.12 - 11.5
Idem. según Grim	1.12 - 7.04

2.3.2.4.- Peso específico

En el Cuadro 2.6 se muestran algunos pesos específicos según los resultados obtenidos en los distintos casos considerados, observándose generalmente valores bastante elevados. Jiménez Salas (1963) encontró que el alto valor del peso específico obtenido en arcillas rojas de Fernando Póo, es debido a la presencia de un alto contenido en manganeso y hierro. Newill (1961) llevó a cabo una serie de determinaciones del peso específico en función del contenido de humedad. La finalidad de este ensayo fue la de investigar la relación entre el peso específico y el tipo de mineral de haloisita, es decir en sus formas con 4 ó 2 moléculas de agua. Para arcillas de Sasu

mua observó que si el contenido en humedad era inferior al 14% el peso específico disminuía debido a la pérdida de agua intercapa de la haloisita hidratada. Sin embargo en arcillas de Kabete-metahaloisita no se observaron variaciones en el peso específico con la variación de humedad. De esta forma Newill sugirió la posibilidad de identificar la haloisita de la metahaloisita.

Por el contrario Wesley (1973) opina que el peso específico está muy poco afectado por los cambios de humedad, encontrando en las determinaciones efectuadas en arcillas de Java una diferencia de solamente 0.03, en condiciones naturales y secadas en la estufa, frente a la caída determinada por Newill de 2.94 a 2.79 entre haloisitas y metahaloisitas, bajo las mismas condiciones de humedad (natural y en estufa).

2.3.3.- Resistencia

La resistencia al corte de una arcilla depende de muchos factores entre los que destacan: El tiempo al que ha estado sometido a carga la muestra así como a la magnitud de la carga e índice de huecos (Lambe, 1953). También depende de la composición mineralógica, granulometría, morfología de las partículas, fábrica e historia geológica del sedimento (Grim - 1967). Estos factores quedan reflejados en los límites de Atterberg existiendo relaciones entre la plasticidad, resistencia al corte y factores mineralógicos disminuyendo, generalmente, la resistencia al corte con el aumento del índice de plasticidad (Voight 1973 y Kanji 1974).

En el caso de los suelos volcánicos ocurre que dichas relaciones -aplicables para la mayoría de los suelos- no se verifican pues se encuentran unos valores de resistencia demasiado altos para sus propiedades índice. En el Cuadro 2.6 se presentan los parámetros de la resistencia al corte de los casos analizados, pasando a continuación a discutir algunas de sus -

principales características.

Terzaghi (1958) observó que el rozamiento interno de las arcillas de Sasumua era independiente del contenido de humedad y éste era anómalamente elevado para la alta plasticidad de la arcilla, atribuyendo estos altos valores del ángulo de rozamiento interno a que las partículas de arcilla estaban cementadas formando agregaciones esponjosas. Similares observaciones realizaron Newill (1961) y Dixon y Robertson (1970) quienes reconocieron que los suelos haloisíticos presentaban generalmente altos valores de resistencia.

Wesley (1974 y 1977) ha investigado detalladamente la resistencia al corte de suelos haloisíticos y alofánicos en Java encontrando unos valores de cohesión y rozamiento interno - excesivamente altos para suelos cuyo contenido en arcilla era elevado. A pesar de la hipótesis formulada por Terzaghi (1958) sobre las agregaciones de partículas, Wesley afirmó que los resultados por él alcanzados en Java, no apoyan esta teoría, explicando los altos valores de resistencia al corte como debidos a la naturaleza individual de las partículas y no a la existencia de agregaciones. En el Cuadro 2.6 se puede observar que el ángulo de rozamiento interno alcanzó los 40 grados para muestras cuyo contenido en humedad era muy elevado, con cretamente superior al 120% y cuya composición correspondía a alofanas. Para muestras haloisíticas los valores de resistencia fueron algo inferiores; no obstante el valor más bajo fue de 31 grados. Wesley reconoció que sus datos no son estadísticamente representativos para obtener conclusiones acerca de la tendencia observada hacia una menor resistencia al corte proporcional al descenso de humedad. Sin embargo el hecho de que los suelos haloisíticos muestren resistencia al corte más baja que los suelos alofánicos no es arbitrario, a la vista de que los suelos haloisíticos están considerados como representantes de un estado más avanzado en el proceso de meteorización que

los suelos alofánicos. Por otro lado, Wesley consideró que cualesquiera que pueda ser la estructura del suelo en su estado inalterado, la modificación de la estructura por remoldeo - no tiene más que un efecto marginal sobre la resistencia al corte. Asimismo Wesley destacó que la pequeñísima caída observada sobre el valor de pico y residual de la resistencia al corte de las muestras alofánicas no es sorprendente ya que la naturaleza esencialmente amorfa del material justificaría este comportamiento.

Semejantemente sucedió con las arcillas haloisíticas - que mostraron una caída de los valores de resistencia al corte de pico a residual algo mayores. Para arcillas sedimentarias normales la caída de la resistencia al corte de valores de pico a residuales ha sido atribuida a la reorientación de las partículas esencialmente planares y a lo largo de plano de corte (Bishop et al. 1971).

En las muestras alofánicas descritas por Wesley, el material fue definido como un gel, de forma que la reorientación de partículas hacia algún tipo de orientación preferente es muy poco probable, no produciéndose una reducción de la resistencia a lo largo del plano de corte. Con las muestras haloisíticas las partículas de arcilla son cristalinas pero pocas tienen una estructura regular por lo que el desarrollo de una orientación determinada no se efectuaría de forma muy marcada y, por consiguiente, la reducción de la resistencia al corte sería consecuentemente baja.

Por otro lado, Wesley comparó las relaciones existentes entre la plasticidad y la resistencia al corte entre arcillas de Inglaterra y Java, observando que para estas últimas los valores de la cohesión y del ángulo de rozamiento interno son mucho más altos que aquellos comunmente asociados a arcillas sedimentarias "normales" como las de Inglaterra.

En el Cuadro 2.6 se indican algunos valores de la resistencia observándose que la cohesión varió entre 0.15 y 0.30 kg/cm^2 en muestras compactadas, y entre 0.2 y 0.4 kg/cm^2 en muestras inalteradas. El ángulo de rozamiento interno, en términos de tensiones efectivas, osciló entre 31 y 40 grados para muestras compactadas, y entre 25 y 35 grados para muestras inalteradas.

Skempton y Northey (1952) propusieron el concepto de susceptibilidad como la relación entre la resistencia al corte sin drenaje de una arcilla inalterada y correspondiente a la misma muestra remoldeada a contenido de humedad constante. Según estos autores las arcillas hasta una susceptibilidad de 2 son de baja susceptibilidad, de 4 a 8 susceptibles y, a partir de 8 muy susceptibles.

Yong y Wankertín (1975) consideran que generalmente los suelos alofánicos presentan una alta susceptibilidad. Sin embargo Wesley (1973) encontró que en los suelos de Java la susceptibilidad no pasaba de 1.6. Este bajo valor parece no estar de acuerdo con las propiedades mineralógicas de los suelos volcánicos. No obstante Wesley afirmó que no es raro medir en Java susceptibilidades que alcancen el valor de 20.

2.3.4.- Permeabilidad

La permeabilidad es un factor condicionante del proceso genético del suelo según se ha comentado ya en el apartado 2.1 en donde se resaltó la importancia de las condiciones de confinamiento, drenaje y permeabilidad en la génesis de los minerales de arcilla.

La permeabilidad de las arcillas depende de varios factores entre los que destaca las diferencias de espesor entre

las capas de agua orientadas como resultado de la naturaleza del ión de cambio, de las propiedades del mineral, de la fábrica y de los cambios operados dentro de la misma, además del estado de floculación o dispersión en que se encuentre la arcilla (Mitchell, 1956).

La permeabilidad de las arcillas tropicales de origen volcánico presenta, en general, unos valores excesivamente altos en comparación con lo que cabría esperar para sus límites de Atterberg y granulometría. Terzaghi (1958) midió coeficientes de permeabilidad comprendidos entre 0.8 y 10×10^{-7} cm/seg en arcillas de Sasumua. Dixon (1958) considera que dadas las características de estas arcillas su permeabilidad debería ser del orden de 10^{-9} cm/seg. Newill (1961) también hace hincapié en esta aparente anomalía. Todos estos autores coinciden en explicar la alta permeabilidad de estas arcillas como debida a las agregaciones de partículas, las cuales constituyen granos porosos de mayor tamaño formados por gran número de partículas de arcilla fuertemente interconectadas y con un aspecto similar al de un suelo granular.

Wesley (1977) observó que la permeabilidad de los suelos de Java es del orden de 10 a 1000 veces superior a la de otros suelos de semejante plasticidad y granulometría. Para este autor la explicación no es cuestión aún del todo conocida. Parece ser que la composición mineralógica y el modo de formación de estos suelos conducen a una estructura particular que permite un fácil paso al agua. Por otro lado, Wesley reconoce que el concepto de las agregaciones, en el caso de la permeabilidad, podría tener cierta validez.

2.3.5.- Compresibilidad

La compresibilidad se refiere a la relación entre el incremento de carga unitaria de una muestra lateralmente confi

nada y el descenso correspondiente del índice de huecos (Terzaghi 1955). Dentro del medio geológico el fenómeno de la consolidación de un sedimento tiene lugar al aumentar el espesor del depósito sedimentario incrementándose por tanto la presión del recubrimiento en función de la profundidad. Los aumentos de presión así resultantes son transferidos al suelo que responde expulsando el agua intersticial. Como resultado de este proceso se efectúa la consolidación del sedimento con un volumen proporcional al agua intersticial drenada (Lambe, 1958).

Los valores de consolidación encontrados por Terzaghi (1958) en las arcillas de Sasumua mostraron una compresibilidad anormalmente baja para sus características de plasticidad, y granulometría. Este autor estimó que para un límite líquido del 75%, el coeficiente de consolidación sería aproximadamente igual a 0.5 en caso de tratarse de una arcilla "normal", mientras que en el caso de Sasumua fue igual a 0.32 también para un límite líquido del 75%. La explicación dada para estos bajos valores de la compresibilidad se basó en la hipótesis de las agregaciones propuestas por Terzaghi.

2.3.6.- Compactación

El proceso mecánico de presionar las partículas de un suelo para incrementar su densidad se conoce como compactación. Este proceso se emplea comunmente en la construcción de terraplenes, presas y carreteras. En el laboratorio se lleva a cabo de acuerdo con el denominado ensayo de compactación (British Standard 1377) introducido por Proctor (1933), consistente en determinar el contenido óptimo de humedad para el cual el suelo alcanza su máxima densidad seca.

En el Cuadro 2.6 se indican algunos valores típicos de la densidad máxima al contenido óptimo de humedad, mostrándose que los valores de dicha densidad oscilan entre 1.1 a 1.3 gr/cm³ correspondientes a humedades óptimas comprendidas entre 30 y 50%. Estas cifras ponen de manifiesto la baja densidad frente a la compactación que presentan los suelos tropicales, lo cual ha sido interpretado mediante la teoría de las agregaciones.

Polimón et al. (1976) encontraron que en los suelos volcánicos de Montúfar (Ecuador) no existía una correspondencia entre la densidad seca y la resistencia al corte. En efecto, compactando resultó un material de muy baja resistencia al corte a pesar del buen ángulo de rozamiento interno. Estos autores dieron la siguiente explicación: Como resultado de la compactación con excesiva energía se rompe la estructura original del material y, en consecuencia, el agua incluida en los poros internos pasa a encontrarse libre aumentando así el contenido de agua en libertad y convirtiendo al suelo en una masa viscosa. Como consecuencia, la energía de compactación óptima sería aquella que permitiera la puesta en obra del material sin romper su estructura inicial.

2.3.7.- Propiedades geotécnicas de las arcillas de México

El caso de las arcillas volcánicas de México, cuyas características geológicas fueron comentadas en el apartado 2.2.2.4., es un ejemplo que aún no pertenecen

Este grupo de las arcillas tropicales de origen volcánico, esta lleno de interés por sus analogías en ciertos aspectos a los aquí tratados y por las experiencias adquiridas sobre este caso excepcionalmente estudiado y documentado.

Entre los trabajos publicados sobresalen los de Marsal y Mazari (1959) y los de Reséndiz et al. (1970) de quienes se ha tomado la información que sigue. Entre las características más destacadas de las arcillas de México sobresale su elevado contenido en humedad natural, sus altos límites de Atterberg, su baja resistencia y su excepcionalmente alta compresibilidad. Sin embargo, la característica más conspicua es su extraordinaria variación de propiedades, no sólo a lo largo de la vertical de un lugar, sino entre los elementos de una misma muestra cúbica.

Estas variaciones son erráticas y se atribuyen tanto a la cambiante composición mineralógica y textura del esqueleto sólido, como a la salinidad del agua en que aquellos se depositaron.

En el Cuadro 2.8 se incluyen algunas de las propiedades geotécnicas de estas arcillas, siempre referidas a los niveles denominados formación arcillosa superior y formación arcillosa inferior, y en función de sus valores medios.

Cuadro 2.8.- VALORES MEDIOS DE ALGUNAS PROPIEDADES GEOTECNICAS DE LAS ARCILLAS DE MEXICO

Propiedad	Form.arc.sup.	Form.arc.inf.
Humedad natural %	281	191
Lím. Líquido %	289	213
Lím. plástico %	85	69
Peso específico gr/cm ³	2.41	2.40
Ind. huecos	6.90	4.74
Resis. compresión simple (kg/cm ²)	0.73	1.56
Mód. deformación kg/cm ²	30.7	67.7
Coef. compresibilidad en recompresión cm ² /seg.	0.74	0.22
Coef. compresibilidad en preconsol. cm ² /seg.	1.62	0.46
Ind. compresibilidad en rama carga cm ² /seg	0.47	0.51
Ind. compresibilidad en rama descarga cm ² /seg.	0.053	0.044
Coef. consolidación recompresión x 10 ⁻³ cm ² /seg.	6.62	11.11
Coef. consolidación rama virgen x 10 ⁻³ cm ² /seg.	0.52	0.69
Carga preconsolidación cm ² /seg.	1.37	2.61

Otros valores característicos son el contenido en materia orgánica, variable entre 2 a 5%, la fracción granulométrica inferior a 2 micras entre el 30 y el 60%, la actividad entre 1 y 7 y el ángulo de rozamiento interno sobre 17 grados, - todos ellos referidos a los resultados estadísticamente más frecuentes. Como posible explicación a estas propiedades está la asociación de la fase sólida integrada por partículas coloidales con agua conteniendo una alta proporción de alcalis en solución. Las variaciones de estos componentes son responsables de las diferentes disposiciones de la estructura granular y de los cambios en el contenido de humedad natural.

Finalmente otra característica a señalar es la influencia del secado en los límites de Atterberg, habiéndose observado que con el secado disminuyen dichos límites, con mayor incidencia sobre el límite líquido que sobre el plástico, no alterándose el límite líquido para contenidos de agua superiores al límite plástico y si se somete la muestra a una lenta y gradual desecación.

2.4.- DISCUSION

En la formación de las arcillas tropicales de origen volcánico destacan dos factores como principales: Las condiciones ambientales y la naturaleza de la roca originaria. El clima tropical condiciona una elevada alteración química con enriquecimiento de Fe y Al. Las condiciones de drenaje y humedad favorecen selectivamente la formación de distintos minerales de arcilla. Estas influencias ambientales parecen ser las más importantes. No obstante, la naturaleza de la roca originaria es otro factor altamente condicionante. La mayor parte de las arcillas tropicales volcánicas proceden de rocas básicas - preferentemente cenizas y lapillis. Sin embargo a través de los casos estudiados también se han encontrado rocas intermedias y ácidas, e incluso ígneas no volcánicas, que dieron lu

gar a tipos de suelos arcillosos similares al estudiado. En el Cuadro 2.9. se incluye una síntesis de los tipos carac terísticos y sus minerales originados.

El proceso de formación de una arcilla tropical volcánica viene precedido de una secuencia de meteorización que, partiendo del producto, generalmente vítreo, conduce a alguno de los siguientes tipos de minerales de arcilla: Alofana, haloisita y montmorillonita.

Estos tres minerales han sido reconocidos unánimemente como los más frecuentes.

Se han sugerido diversas secuencias para la evolución del material originario hasta el mineral de arcilla. La mayoría de las opiniones coinciden en señalar que el primer mineral en formarse es la alofana y, a continuación, la haloisita. No obstante este "orden" no se reconoce en todos los casos. La montmorillonita correspondería a un estadio más avanzado de meteorización o, incluso, como producto intermedio junto con la caolinita. Las condiciones que se precisan para la formación de montmorillonitas parecen estar mejor controladas que para las alofanas y haloisitas. En el Cuadro 2.10 se incluyen algunas de las secuencias propuestas.

Cuadro 2.9. - EJEMPLO TEORICO DE CONDICIONES AMBIENTALES QUE CONDUCE A LA FORMACION DE MINERALES DE ARCILLA DE ORIGEN VOLCANICO

AMBIENTE	MINERALES DE ARCILLA PREDOMINANTES
Buen drenaje, moderadas a altas precipitaciones en climas tropicales y con substrato volcánico.	Haloisitas y alofanas
Mal o deficiente drenaje en climas tropicales con substrato volcánico	Montmorillonitas

Cuadro 2.10.- EJEMPLOS DE SECUENCIAS DE FORMACION DE MINERALES DE ARCILLA DE ORIGEN VOLCANICO

OCEANIA	CAMERUN		KENIA
Cenizas o vidrios volcánicos	Rocas volcánicas	Rocas volcánicas	Cenizas volcánicas
+	+	+	+
Alofanas	Alofanas	Alofana	Montmorill.
+	+	+	+
Haloisitas	Haloisitas	Caolinita	Haloisita
+	+	+	+
Metahaloisitas	Metahaloisitas	Gibsita	Hal/Caol/Alof
+	+		
Caolinitas	Gibsitas		

El proceso de meteorización en que tiene lugar la formación de los minerales de arcilla es muy rápido, pues a través de los casos estudiados la edad de los productos volcánicos era inferior a 1 millón de años y muchas de estas arcillas tenían edades holocenas. También se señala que los procesos genéticos de formación de las arcillas volcánicas tropicales no están del todo clarificados como lo demuestra el hecho de las distintas secuencias propuestas y los numerosos casos en que la identificación mineralógica ha sido objeto de opiniones controversias. Estas dificultades pueden partir de varios factores entre los que pudiera destacarse la pobre o ausente cristalinidad de las arcillas estudiadas, factor que dificulta su identificación, y las técnicas empleadas que sin duda han sufrido una rápida evolución en los últimos años.

Desde el punto de vista de las propiedades geotécnicas se destacan las siguientes:

- Los resultados de los ensayos de identificación dependen del tratamiento al que haya sido sometido la muestra antes del ensayo y de las propias condiciones de realización del ensayo.

- En principio, parece que los métodos de ensayo que son satisfactorios para las arcillas normales y que involucren presado de las muestras no lo son para las arcillas tropicales de origen volcánico.
- Los valores de la plasticidad y granulometría no están en consonancia con los parámetros correspondientes a la resistencia, permeabilidad y compresibilidad.
- Los resultados de los límites de Atterberg y granulométricos muestran una amplia gama de variación.
- Las relaciones que generalmente se verifican para arcillas sedimentarias "normales" entre las propiedades índice y su comportamiento mecánico no son comparables ni claramente aplicables a las encontradas en las arcillas tropicales de origen volcánico.
- En los casos en que se ha dispuesto de un elemento y representativo número de datos se ha observado una gran variación en propiedades, tanto en profundidad como lateralmente, que conducen a un comportamiento altamente variable.
- Límites de Atterberg: En general altos límites líquidos con un índice de plasticidad mucho menor que el de una arcilla "normal" con igual límite líquido. Se suelen situar por debajo de la línea A en la Carta de Plasticidad de Casagrande. Los resultados de los ensayos de plasticidad dependen del tratamiento sometido a la muestra. En general el límite líquido aumenta con la humidificación, dispersión y tiempo de mezclado, mientras que suele disminuir con el secado.
- Granulometría (fracción menor de dos micras): grandes variaciones en resultados, desde menos del 10% hasta más del 80% en función del tratamiento al que haya sido sometida la muestra antes del ensayo y a la propia forma de realizar el ensayo.

granulométrico, aumentando la fracción menor de dos micras en función de la energía del agente dispersante empleado.

- Contenido en humedad natural: en general alto contenido natural de humedad con gran capacidad para retener agua. Se ocasionan cambios irreversibles en las propiedades al modificarse las condiciones de humedad, particularmente con el secado. Este índice es uno de los más sensibles y que afecta mayormente a las restantes propiedades.
- Expansividad: Alta expansividad en las arcillas de composición montmorillonítica. Las haloisíticas y alofánicas no son expansivas según Wesley, aunque durante la estación seca se formen grandes grietas debido a que el agua se mantiene entre los huecos y no se pierde por evaporación o drenaje y, por tanto, no hay cambios de volumen.
- Resistencia: Alta resistencia al corte a pesar de los altos límites líquidos y del tamaño muy fino de sus partículas. Valores demasiado altos para el ángulo de rozamiento interno en relación con sus propiedades índice.
- Permeabilidad: Mucho más alta que la que cabría esperar para suelos con similares propiedades índice.
- Compresibilidad: Baja compresibilidad en relación con sus características de plasticidad y granulometría.
- Compactación: Densidad máxima anormalmente baja frente a la compactación.

La explicación dada a esta serie de comportamientos con respecto a cualquiera de las demás arcillas "normales" fue inicialmente propuesta por Terzaghi (1958) mediante la formulación de la hipótesis de las agregaciones (clusters). Esta hipótesis

ha sido confirmada posteriormente por numerosos autores, quienes han aportado nuevos datos que apoyan la idea inicial de Terzaghi. Sin embargo recientemente Wesley (1973 a, - 1973 b, 1974 y 1977) en sus estudios sobre arcillas volcánicas tropicales de Java ha rebatido muchos de los fundamentos de la hipótesis de Terzaghi, exponiéndose seguidamente las principales líneas en que se basa la hipótesis de Terzaghi y la explicación de Wesley.

Hipótesis de Terzaghi

Todas las propiedades anteriormente denominadas como "anormales" se pueden explicar por el simple hecho de que la mayor parte de la arcilla del suelo aparece en forma de agregaciones o granos porosos duros con superficies rugosas, cuyas agregaciones consisten en un gran número de partículas de minerales de arcilla fuertemente cementadas. Por esta causa la arcilla tiene bajo índice de plasticidad y propiedades geotécnicas propias más bien de un suelo de grano más grueso.

La estructura de las arcillas volcánicas está compuesta de agregados de cristales esponjosos y no de cristales individuales y el concepto de las agrupaciones también está apoyado por las observaciones realizadas en el microscopio electrónico de transmisión.

Los resultados de los ensayos geotécnicos son explicados de la forma siguiente: Los altos límites líquidos se deben a la rotura o dispersión de las agregaciones durante el remoldeo. Los resultados de los análisis granulométricos dependen de la energía del agente químico empleado para separar las agregaciones. Los altos ángulos de rozamiento interno son debidos a que las partículas están cementadas en agregados esponjosos. La alta permeabilidad se debe a que las agregaciones de partículas están constituidas por granos porosos, interconectados entre sí y, la baja densidad frente a la compactación se explica por la rotura de la estructura original agregada.

Posteriores autores han ido incorporando más información que confirma esta hipótesis. Así, Newill (1961) considera que las agregaciones son debidas a la presencia de óxidos de hierro, y los resultados de los ensayos granulométricos también dependen del contenido de humedad. Las agregaciones pueden ser dispersas mediante el uso de agentes mecánicos y por la extracción de los óxidos de hierro. El secado determina que la haloisita pase irreversiblemente a metahaloisita debido a la extracción del agua intercapa.

Coleman et al. (1964) aplicando técnicas de color demostró que la metahaloisita y el cuarzo están impregnados y cementados con hematites considerando que este mineral actúa como agente cementante. Sherwood (1967) también observó que el agente cementante de las agregaciones de partículas de arcilla es el óxido de hierro libre y que estas agregaciones sólo se presentan en la fracción granulométrica menor de dos micras.

Polimón et al. (1976) basados en observaciones al microscopio electrónico consideraron que la mayor influencia ejercida sobre las propiedades geotécnicas de los suelos volcánicos se debe a la superficie de los granos y a su textura, más que a la propia composición mineralógica.

Explicación de Wesley

Wesley (1973a, 1973b, 1974 y 1977) ha llevado a cabo detalladas investigaciones en latosoles y andosoles de Java encontrando que el comportamiento anormal de estas arcillas volcánicas no se explica satisfactoriamente a partir de la hipótesis de Terzaghi. Wesley calificó de simplista a la mencionada hipótesis, la cual como se ha visto anteriormente se basa en la idea de que la arcilla se encuentra en su estado natural fuertemente agregada y, por tanto, su anormal comportamiento se debe a tal estado agregado. La explicación dada por Wesley se basa más en la naturaleza de las partículas individua-

les, en su caso haloisita y gel de alofana, que en la estructura del suelo. Wesley no descarta totalmente la idea de Terzaghi, pero matiza que tales agregaciones, o algunas formas de estructuras agregadas, pueden existir en el suelo sin estar fuertemente cementadas, ya que estas uniones pueden ser rotas por medio de agentes dispersivos.

Los ensayos realizados por Wesley no muestran la existencia de agrupaciones de arcilla pero muestran que de existir tales agregaciones estas no se encuentran en el estado natural sino, al menos para el caso de Java, cuando el suelo es sometido a secado.

Los ensayos triaxiales realizados por Wesley pusieron de manifiesto que la alta resistencia al corte no se debía a la presencia de agregaciones. Después de la dispersión y eliminación de todas las partículas mayores de dos micras no se observaron cambios significativos en la resistencia al corte por lo que la alta resistencia puede deberse a la naturaleza de las partículas individuales de la arcilla, más que a la existencia de agrupaciones. Los suelos haloisíticos alcanzaron unos valores más bajos de resistencia que los suelos alofánicos, resultados que concuerdan con la mayor meteorización que representan los suelos haloisíticos frente a los alofánicos. La pequeñísima caída observada entre los valores de pico y residual de la resistencia al corte de las arcillas alofánicas y haloisíticas se explica por la naturaleza amorfa de la alofana pobremente cristalizada de la haloisita, en vez de invocar una explicación basada en la reorientación de las partículas que, en este caso, parece muy poco probable.

Sin embargo, Wesley reconoce que existen algunas evidencias indirectas que apoyan la existencia de agrupaciones, en particular la permeabilidad relativamente alta de las arcillas inalteradas, lo cual implicaría admitir algún tipo de agrega-

ción, sugiriendo que la composición mineralógica y el modo de formación de estos suelos conducen a una estructura particular que permite un fácil paso para el agua. Igualmente Wesley reconoce que el reblandecimiento que se produce al aumentar la compactación también podría aportar cierta validez a la hipótesis de Terzaghi.

Wesley consideró que las buenas propiedades geotécnicas de las arcillas volcánicas pueden deberse a que las muestras se han secado antes de llevar a cabo los ensayos, práctica muy generalizada, ya que este autor encontró que cuando se realizaban los ensayos con las muestras en condiciones de humedad natural los parámetros geotécnicos eran los propios que cabría esperar para cualquier arcilla "normal" de similar plasticidad y granulometría. Por otro lado señaló que las propiedades geotécnicas no estaban afectadas significativamente por el cambio de la composición mineralógica -alofánica o haloisítica- lo cual implicaría una importante variación en los límites de Atterberg y en el contenido natural de humedad. Este mismo autor afirmó que la naturaleza individual de las partículas y las fuerzas interparticulares ejercen mayor influencia que la propia forma o granulometría. No obstante, la composición mineralógica también influye sobre el comportamiento del suelo cuando este es sometido a secado.

Finalmente, Wesley consideró que por el momento la hipótesis de Terzaghi no es un argumento del todo satisfactorio para explicar las buenas propiedades geotécnicas de los suelos de Java, y por extensión otros tropicales de origen volcánico, no existiendo evidencias conclusorias que indiquen la presencia de agrupaciones cementadas en el estado natural de estos suelos. No obstante se pudiera invocar la hipótesis de Terzaghi cuando sea aplicada a suelos previamente secados.

2.5. CONCLUSIONES

De la síntesis previamente discutida pueden obtenerse las siguientes conclusiones:

Las arcillas de origen volcánico parecen presentar una serie de propiedades geotécnicas que las diferencian de las restantes arcillas de tipo sedimentario. Los datos disponibles no son lo suficientemente resolutivos para apoyar definitivamente alguna de las hipótesis formuladas para tratar de explicar las propiedades consideradas como anómalas, cuyas causas se atribuyen a alguno de los siguientes factores:

- Fábrica
- Composición mineralógica
- Causas mixtas (fábrica, mineralógica y naturaleza del agua).

Las causas que abogan por una explicación basada en la fábrica del suelo (disposición agregada de las partículas) parecen basarse en datos que están condicionados al estado de humedad del suelo y consideran que las agregaciones se presentan en el estado natural del suelo, idea que no es compartida por Wesley quien afirma que dichas agregaciones son consecuencia del secado y, por tanto, no se las encuentra en el estado natural. Por otro lado, las agregaciones son estructuras metaestables que pueden ser dispersadas por medios mecánicos o químicos. Los seguidores de esta hipótesis atribuyen a la composición mineralógica una influencia muy secundaria.

La hipótesis que explica el comportamiento geotécnico de estas arcillas como debido a su composición mineralógica admite únicamente algún tipo de influencia de la fábrica. En el caso de las arcillas de México se ha invocado no sólo a la composición mineralógica y a la fábrica, sino a la naturaleza química del agua. Wesley considera que el estado de humedad y sus variaciones condicionan principalmente el anómalo

comportamiento de estas arcillas con respecto a las normales, toda vez que si se ensayara el suelo a su contenido natural de humedad el comportamiento sería el que cabría esperar para sus propiedades índice.

Con estos antecedentes se abre un amplio campo de investigación sobre este particular tipo de arcillas en el que, si bien se ha avanzado considerablemente en los últimos años, todavía existen por determinar cuestiones básicas y decisivas para el entendimiento de sus propiedades y comportamiento geotécnico.

3.- CARACTERÍSTICAS GEOLOGICAS DE LOS DEPOSITOS SEDIMENTARIOS DE LA LAGUNA

3.1.- ASPECTOS GEOLOGICOS REGIONALES

3.1.1.- Introducción

Las Islas Canarias constituyen la parte emergida de una importante formación volcánica emplazada en el límite oceánico continental de la placa afro-atlántica. Tenerife, situada en posición central con respecto a las restantes islas del archipiélago, debe su origen y formación a la actividad tectónica del área atlántica en la que se encuentra situada. Esta dependencia tectónica ha sido sucesivamente señalada por diversos autores, quienes han asociado su formación a una grieta submarina coincidente con la línea de cumbres actuales (FRISTSCH y REISS 1868, FUSTER, et al 1968), vulcanismo fisural a favor de fracturas transversales de la dorsal atlántica (COELLO 1973) o existencia de un rift (CENDRERO 1971, FUSTER et al 1975).

En la Isla de Tenerife sólo afloran materiales volcánicos de la serie alcalina cuya génesis debe atribuirse a una fase de la dinámica Alpina que tuvo su máxima actividad en esta zona durante el Mioceno. Esta dinámica implicaría una serie de fracturas y desplazamientos verticales de la corteza que favorecerían la generación de magmas y su erupción según directrices regionales definidas (IGME et al. 1977 a).

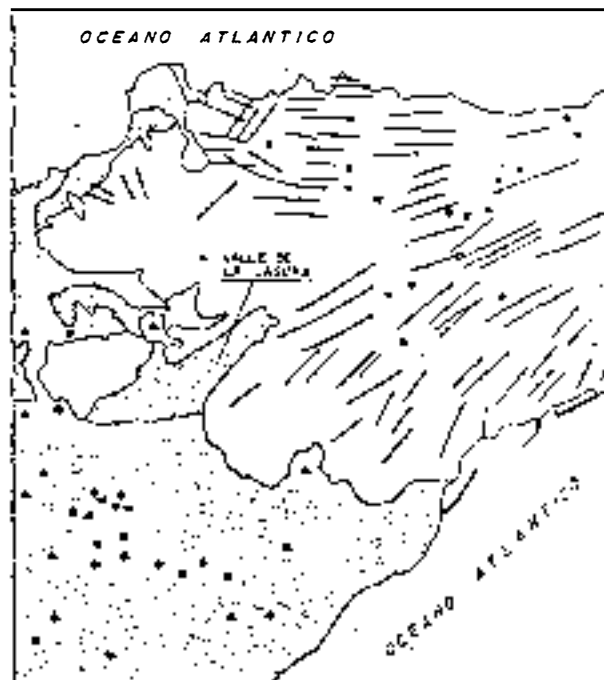
Las investigaciones geofísicas han puesto de manifiesto la existencia de 3 directrices principales de carácter estructural. Dos de ellas, la N-20-E y la N-75-E, serían de dependencia africana y la tercera, NW-SE, de origen atlántico (BOSSHARD

al. 1970). En Tenerife son claramente observables las alineaciones de tipo atlántico N-45-W y N-60-W, y las africanas 45-E y N-75-E. Además existen otras menos frecuentes: N-20-E y N-S. También se ha señalado que en Tenerife, debido a su posición central con respecto a las restantes islas del archipiélago, está afectada por la intersección de 2 alineaciones tectónicas principales, (HERNANDEZ - PACHECO e IBARROLA, 1973).

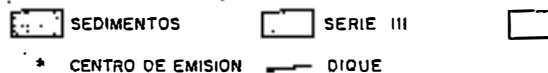
A favor de estas fracturas corticales durante el Mioceno se formó el basamento volcánico submarino de la isla que, en general, coincidiría con la máxima actividad eruptiva. A finales del Mioceno dicha actividad decreció concentrándose sólo en algunos sectores de dichas fracturas, por lo que las manifestaciones subaéreas constituyeron edificios aislados que, en parte, conservan estructuras lineales. A partir del mencionado período las erupciones decrecieron en volumen, predominando los edificios aislados de menor envergadura y aumentando la emisión de productos diferenciados (fonolitas y traquitas) de serie basáltica alcalina. La abundancia de estos productos de los diferenciados intermedios en los últimos tres millones de años constituye una de las principales características del volcanismo canario cuya actividad se prolonga hasta nuestros días (IGME et al. 1977 a y b).

El ámbito regional dentro del cual se encuentra la zona de estudio, está situado en la parte nor-oriental de la isla (Fig. 3.1) comprendiendo el borde Sur del Edificio Anaga, que va desde los edificios de Teno y Adeje y parte de la Cordillera Dorsal, constituyen los materiales más antiguos de la isla. El resto de la isla está ocupada por formaciones mucho más recientes emitidas desde el Plioceno Terminal y durante el Pleistoceno. Estas zonas presentan una clara diferenciación morfológica, pues mientras la parte septentrional es abrupta, con fuertes relieves, la meridional muestra una pendiente relativamente alta pero uniforme hacia el E y SE.

ESQUEMA TECTONICO



Escala, 1:150.000

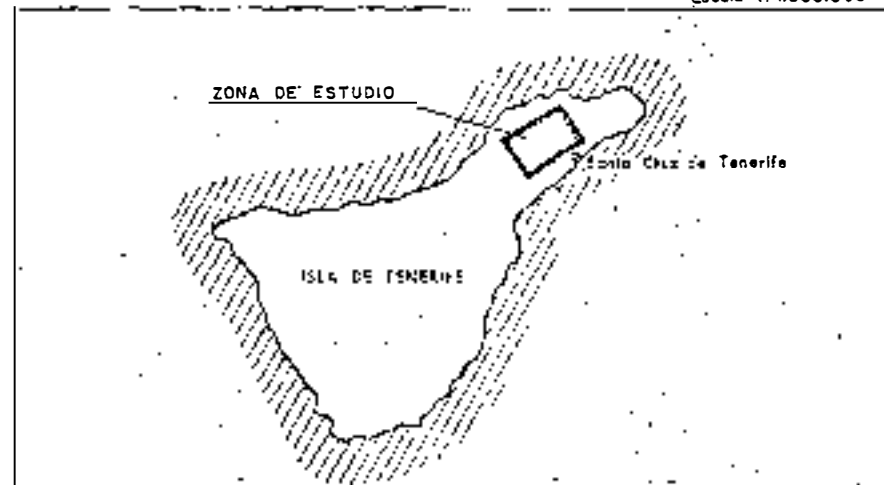


ESQUEMA DE SITUACION

Fig.3.1

ESQUEMA DE SITUACION

Escala 1:1.000.000



3.1.2.- Volcano - Estratigráfico

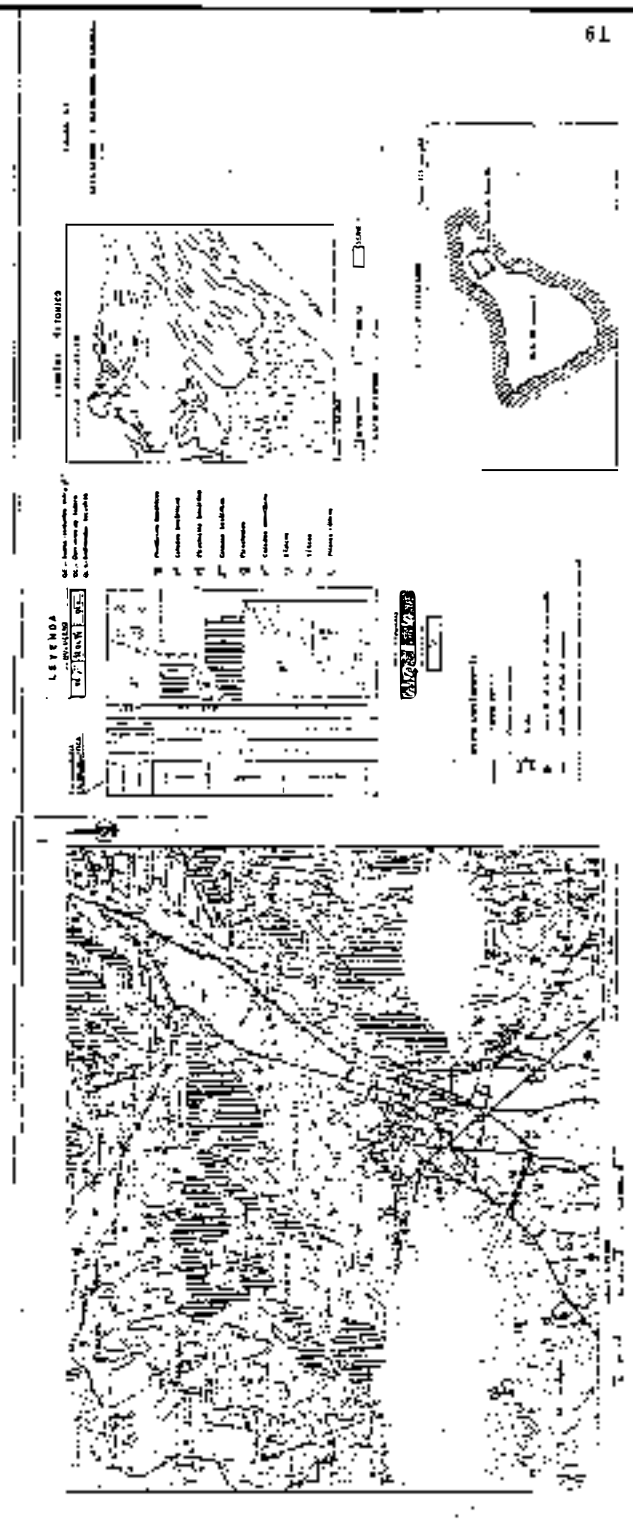
En este trabajo se han seguido las divisiones establecidas por Fúster et al 1968 e IGME et al. 1977 (a y b) quienes ante la carencia de discontinuidades erosivas regionales y los escasos controles geocronológicos precisos han establecido una serie de divisiones basadas en criterios empíricos apoyados en técnicas paleomagnéticas y dataciones absolutas.

En la Figura 3.2 se indican los contactos discordantes representados de límites entre series, subseries y formaciones, o simplemente entre materiales de distinta litología o diferente estructura. Genéticamente también indican una interrupción temporal apreciable o significativa entre emisiones de distintas series, así como las discordancias angulares importantes dentro de las mismas.

Las series establecidas en Tenerife, muy desiguales en el tiempo que abarcan y con las obligadas imprecisiones y solapamientos de sus límites, son las siguientes, dadas en orden de antigüedad decreciente:

- Serie I (6 Antigua)
- Serie II
- Serie III (6 Reciente)
- Serie IV (6 Histórica).

Dentro del ámbito regional considerado la Serie I está representada por el Edificio Anaga cuyos materiales fueron emitidos desde el Mioceno hasta hace unos 3 m.a. Este gran período de tiempo se ha subdividido en tres subseries: Inferior, Media y Superior, cuya delimitación se ha establecido en base a criterios paleomagnéticos, morfológicos y volcanológicos en general.



Los materiales más antiguos en la zona estudiada corresponden a la subserie Media, en la que predominan los basaltos, atravesados por una notable red filoniana. Sus coladas buzan suavemente hacia el mar desde la zona de cumbres, pero predominan los productos piroclásticos. Sobre la subserie Media se apoya la subserie Superior, en la que prevalecen las coladas basálticas tabulares, que conforman típicas mesas. También son muy abundantes los productos piroclásticos de naturaleza basáltica en esta subserie.

La Serie II no se encuentra representada en esta región ya que sus materiales fueron emitidos principalmente en la zona central de la isla en un periodo de reposo eruptivo en Anaga.

La Serie III ocupa las zonas centrales y meridionales formando una neta separación con las series anteriores, tanto por su morfología como por el estado de conservación de sus materiales. Está constituida por coladas basálticas y piroclastos basálticos y pumitas.

Los conos, bastante bien conservados, representan los restos de un auténtico campo de volcanes, en la actualidad parcialmente inhumado por las últimas coladas basálticas de la serie IV.

Los basaltos son muy homogéneos, con frecuencia porfídicos, con fenocristales de olivino y piroxeno. Las coladas se presentan con los techos escoriáceos aún sin meteorizar, o poco meteorizados, de modo que en corte se observa una auténtica alternancia de escorias y coladas compactas. Su disposición es horizontal o subhorizontal, con la pendiente hacia el mar y su espesor llega a alcanzar los 200 m.

Las coladas tienen potencia variable, pero en general no pasan de 1 m. Es frecuente la alternancia de coladas de 40 y

80 cm con niveles escoriáceos. Las escorias alteran rápidamente en superficie dando suelos de tipo arcilloso. Los conos están constituidos por lapilli y escorias, principalmente.

Además de las formaciones volcánicas anteriores existen una serie de materiales sedimentarios cuya edad se ha atribuido al Holoceno. Se han distinguido los depósitos de ladera, localizados en las faldas de los abruptos relieves del Macizo de Anaga, las arcillas lacustres de La Laguna y Valle de las Mercedes y los suelos arcillosos residuales de los Rodeos - La Esperanza.

Los depósitos de ladera son típicos de las formaciones pero con predominio de granulometrías finas.

Las arcillas lacustres, objeto de esta tesis, están situadas en la zona del Valle de La Laguna y Las Mercedes y serán tratadas a lo largo de los próximos capítulos.

Los suelos residuales son esencialmente arcillosos, con una proporción variable de limos, arenas y gravas. Su potencia media suele ser de 2 a 3 m y son el producto de la meteorización in situ de escorias y piroclastos.

3.1.3.- Litología, Petrografía y Estructura de los Materiales Volcánicos

Los basaltos predominan sin duda en Anaga y en la Serie III. Los piroclastos abundan en los núcleos del Macizo de Anaga, así como en los numerosos conos que salpican la comarca, asociados a los centros de emisión de las distintas series. Los piroclastos de las series antiguas están enrojecidos por fenómenos de oxidación y se encuentran frecuentemente muy soldados. En general son de tipo cinder y abundan niveles escoriáceos.

3.1.4.- Geomorfología y Tectónica

Geomorfológicamente se han distinguido las siguientes unidades morfogénéticas en la región considerada: Las estribaciones del Macizo de Anaga, los llanos de La Laguna y la vertiente Sur-Este. La primera unidad representa los espaldones y una cordillera que muestra sus viejas estructuras desmanteladas por un proceso erosivo muy prolongado e ininterrumpido, dando lugar a algunos cerros testigos como el de la Mesa Mota y el Púlpito. Los fuertes pendientes y profundos barrancos configuran un relieve muy abrupto que se eleva desde el mar, en la zona Sur-Este, hasta cotas superiores a los 870 m.

Los llanos de La Laguna, Las Mercedes y parte de los Rosales, corresponden a la acumulación de materiales arcillo-limosos en un valle cuya salida fue obstruida por coladas. Las escasas pendientes y ausencia de accidentes morfológicos determinan un relieve casi llano, situado en una altiplanicie a 550 m de altura aproximadamente. La vertiente Sur-Este arranca de la mencionada cota 550 y se prolonga en un perfil convexo, de pendientes variables, hasta el litoral. Dichas pendientes no suelen pasar de 10 grados, hasta llegar a la cota 110 en que las coladas caen en cascada al mar, dando pronunciados escarpes. Numerosos volcanes, destacan en este relieve erigiendo conos de cumbre en cúpula con alturas comprendidas entre los 100 y 300 m.

Muchos de estos conos conservan bien definido su cráter, bien, existen abundantes centros de emisión sin cráter y algunos escudos volcánicos situados al Sur de La Laguna.

Una red algo rectilínea y dendrítica de barrancos de escasa profundidad corta a las formaciones lávicas, con direcciones predominantes hacia el Sur-Este. Excepcionalmente el barranco de Santos se encaja profundamente y va bordeando el límite del macizo de Anaga, desembocando en Santa Cruz.

En cuanto a las características tectónicas, éstas se centran en la orientación de los diques que atraviesan la Serie I y las alineaciones de conos volcánicos de la Serie II.

En el Macizo de Anaga predomina la dirección NE-SW, y las coladas de la Serie I están dispuestas en "tejado" vertiendo hacia el mar con divisoria, o centros de emisión en la zona de Tejina, situada al Norte de la comarca. En la Serie III se definen las direcciones NE-SW y la WNW-ESE, según las alineaciones de conos registrados (véase esquema tectónico, Fig. 3.1).

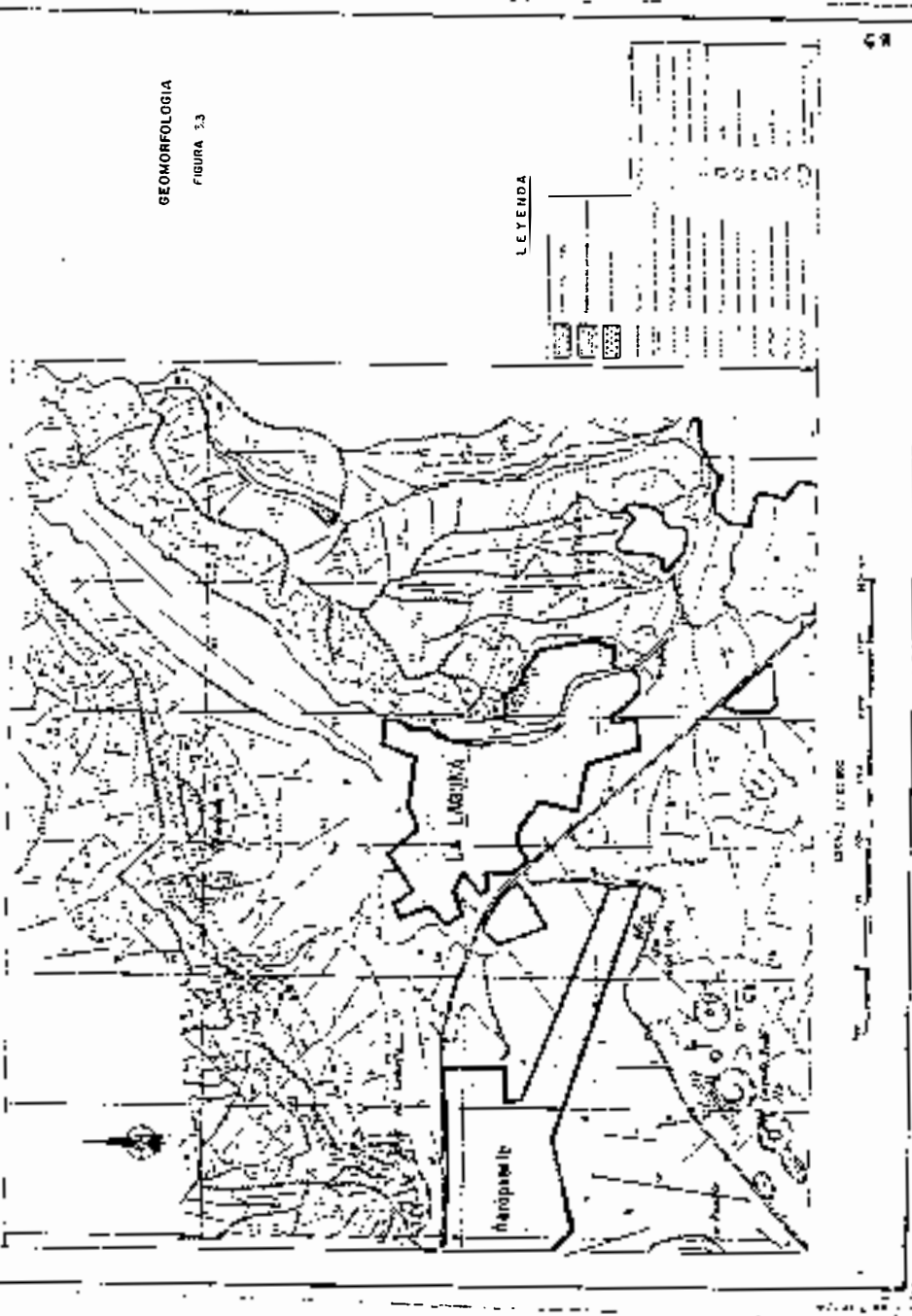
En consecuencia se deduce que existen direcciones dominantes de emisión de productos volcánicos, que de acuerdo con lo discutido en el apartado 3.1.1. corresponden a fracturas profundas y antiguas. Por otra parte no se han observado fallas ni accidentes tectónicos, tanto en superficie como en el subsuelo (COELLO 1973).

En la Fig. 3.3. se incluyen los aspectos morfológicos y morfométricos descritos.

3.1.5.- Historia Geológica

De acuerdo con los criterios de Fúster et al 1968 y 1975 e IGME et al 1977 (a y b), las primeras manifestaciones subaéreas de la Península de Anaga no se pueden desligar de la actividad volcánica submarina que durante todo el Mioceno había conformado los basamentos insulares. Parece evidente que esta actividad continuó sin grandes interrupciones ni modificaciones en el Edificio Anaga hasta hace unos 3 m.a. Esta opinión admite algunas precisiones que pueden concretarse en un paulatino de crecimiento de la actividad volcánica asociado a la emisión cada vez más frecuente de diferenciados sálicos que generalmente ocupan el techo de toda la formación.

GEOMORFOLOGIA
FIGURA 33



La correlación entre las primeras erupciones basálticas de Anaga y las de otros edificios basálticos en Tenerife se complica si se acepta como válida una datación absoluta de ABDEL-MONEM et al. (1972), que implica una edad de 15.7 m.a. en la base de Anaga, lo que equivale a interpretar esta zona como la más antigua de la isla con mucha diferencia. Si se prescindiese de esta datación, el resto de las edades absolutas obtenidas es más coherente con la homologación y contemporaneidad de la Serie I de Anaga con la misma serie en otras zonas de la isla cuyas erupciones se iniciaron a finales del Mioceno.

Se ignora cual es el sustrato sobre el que se apoyan los materiales de la Serie III, pero parece cierto que tras la conformación del Macizo de Anaga, y tras un período de erosión en la zona deprimida situada a Sur, tuvo lugar durante el Pleistoceno una intensa actividad volcánica que rellenó la depresión, taponando los barrancos bien definidos en el Macizo, algunos de los cuales eran de grandes dimensiones, v.gr. Valle de las Mercedes. Estos taponamientos han dado lugar a la acumulación de potentes masas de sedimentos y en ocasiones de algún material volcánico (piroclastos y alguna colada), aspectos que serán tratados con detalle en los próximos apartados.

3.2.- GEOLOGIA DEL VALLE DE LA LAGUNA

3.2.1.- Introducción

A efectos de simplificar se denominará Valle de La Laguna a la comarca que se extiende al Norte y al Este de la ciudad del mismo nombre y que se le llama indistintamente Llanos de Agüere, valle de La Laguna y de Las Mercedes. Esta comarca está situada sobre un altiplano a unos 550 m de altura, destacando su relieve prácticamente llano, de pendientes inferiores al 2%, y con una superficie aproximada de 7 km². (Lámina 3.1.).



Lámina 3.1.- Vistas del Valle de La Laguna

Las características litológicas y geológicas de los materiales volcánicos son muy similares a las de las anteriores pero el mayor interés de este apartado se centra en el origen y proceso de formación del valle, su colmatación y posterior colmatación sedimentaria. Para ello se han llevado a cabo una serie de trabajos e investigaciones que son los que han permitido disponer de la necesaria información para la interpretación geológica del citado valle.

Es bien conocida la complejidad que en detalle pueden adquirir los procesos volcánicos. Esta complejidad se ha reflejado en las dificultades halladas para lograr una interpretación adecuada, incluso dentro del reducido ámbito geográfico contemplado. Cabe anticipar que se utilizaron los datos de 35 sondeos mecánicos, 110 pozos y 17 sondeos eléctricos verticales, además de los datos de geología de superficie.

3.2.2.- Investigaciones geológicas realizadas

El estudio geológico del valle de La Serna se realizó mediante la aplicación de los siguientes métodos o técnicas de investigación geológica:

- Cartografía geológica, fotointerpretación, columnas y perfiles de campo.
- Estudios petrológicos
- Sondeos mecánicos y pozos
- Prospección geofísica
- Investigaciones hidrogeológicas
- Investigaciones sedimentológicas y mineralógicas.

La zona de estudio ha sido cartografiada geológicamente a escala 1/10.000, apoyándose en planos topográficos 1/5.000 y 1/10.000, y fotos aéreas a diversas escalas. Se levantó el mapa geológico (Plano 1, Apéndice 6.) que comprende los distintos materiales que constituyen las laderas y vertientes que bordean al valle de La Laguna y sus alrededores.

Simultáneamente se levantaron columnas litológicas con objeto de apoyar la cartografía y tomar muestras para el examen de láminas delgadas al microscopio. Los datos de 35 sondeos mecánicos situados dentro del área de estudio (Plano 2, Apéndice 6) aportaron una información de gran valor no sólo como apoyo de la interpretación geológica del subsuelo, sino de las investigaciones geomecánicas de los sedimentos. Sin embargo, la utilización de los datos de los sondeos con fines meramente geológicos se ha visto limitada a la profundidad de los mismos, de media 10 m y máxima de 22 m.

La investigación llevada en los 110 pozos existentes en la comarca han supuesto otra importante fuente de información para la interpretación geológica, si bien presentan la misma limitación que la citada para los sondeos.

La prospección geofísica e investigaciones hidrogeológicas, sedimentológicas y mineralógicas serán descritas en sus correspondientes apartados.

3.2.3.- Prospección Geofísica

En el área de estudio se realizaron 16 sondeos eléctricos verticales (SEV) (Plano 2) con el objeto de apoyar las restantes investigaciones y tratar de estimar la disposición, naturaleza y espesores de los materiales del subsuelo.

La interpretación geológica del subsuelo a partir de los resultados de los SEV es particularmente compleja en las regio-

nes volcánicas debido, principalmente, a alguno de los siguientes factores: Escaso control estructural, gran heterogeneidad entre las formaciones litológicas, variaciones en la composición y propiedades físicas dentro de la misma formación, etc. Sin embargo conscientes de las limitaciones propias del método y de los problemas de interpretación, se intentó estudiar lo más detalladamente posible esta información, ya que estadísticamente era la única disponible del subsuelo profundo.

En la realización de la campaña de sondeos se tomaron medidas in situ de resistividades sobre materiales aflorantes, observándose una gran dispersión de resistividades con ausencia de límites netos, no sólo entre distintos tipos litológicos, sino dentro de la misma unidad litológica. La configuración empleada para estas tomas fueron la WENNER. Para definir los cambios litológicos en profundidad, se efectuaron medidas con dispositivo SCHLUMBERGER, según la técnica de medición de sondeos eléctricos verticales.

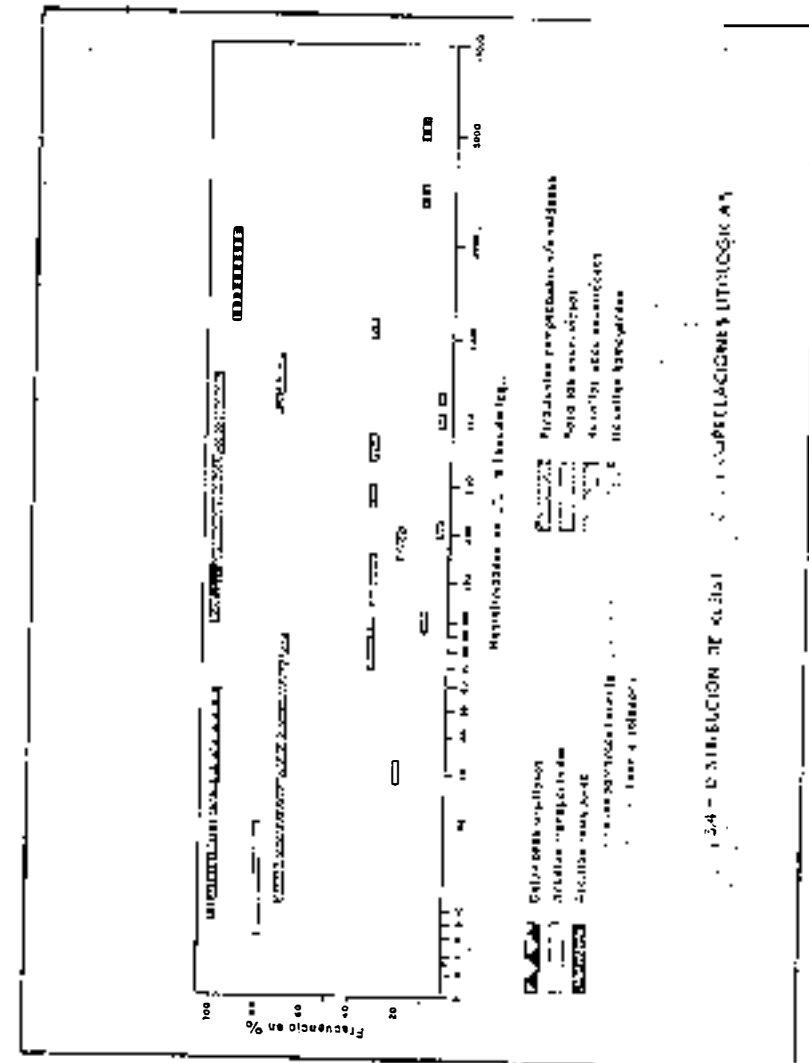
En la interpretación geológica de las medidas obtenidas, se pudieron establecer correlaciones directas con algunos datos conocidos por geología de campo y sondeo aunque esta correlación solamente afectó a los niveles más superficiales. En la interpretación de las zonas más profundas planteó el problema de la identificación de materiales de distinta resistividad, pero de distinta naturaleza litológica como piroclastos y alternancias de basaltos y escorias, basaltos muy fisurados y escoriáceos.

Como procedimiento auxiliar a la interpretación se representaron estadísticamente las resistividades correspondientes a grupos litológicos previamente reconocidos por geología de campo y sondeos, según se muestra en el Cuadro 3. En dicho Cuadro se observa que, generalmente, a cada material le corresponde una o varias zonas de intervalos de resistividad. También se indica la frecuencia relativa con que una zona aparece en un respecto a las restantes, y las resistividades más frecuentes.

Cuadro 3.2.- DISTRIBUCION DE RESISTIVIDADES APARENTES Y UNIDADES LITOLÓGICAS ASIGNADAS

LITOLÓGIA	Zonas de Intervalos de Resistividades	Intervalo de Resistividades $\Omega - m$	Frecuencia en %	Resistividades más frecuentes en $\Omega - m$
Arcillas transportadas	a	8-20	80	-
	b	30	20	-
Acarreos de barrancos arcillo - arenosos	a	9-20	100	9,12 y 20
Coluviones Arcillosos	a	20-60	100	50
Arcillas residuales	a	125-160	100	140
	b	10-65	70	28 y 50
	c	100	10	100
Piroclastos debilmente soldados	a	170-200	20	-
	b	100-700	100	500
Piroclastos compactados y/o soldados	a	60-160	30	80, 100 y 120
	b	200-220	5	-
	c	250-300	25	-
	d	350-420	30	-
	e	500	5	-
	f	600	5	-
Basaltos poco escoriáceos	a	500-850	70	800
	b	1000-1200	30	-
Basaltos homogéneos	a	1000-2000	90	-
	b	3000-5000	10	-

En la Fig. 3.4. se muestran gráficamente estos resultados observándose que la distribución de resistividades es, generalmente, consecuente con las características geológicas y físicas de cada material. Así, los basaltos fueron fácilmente diferen



ciados en sus principales tipos: muy escoriáceos, escoriáceos y homogéneos. Cuando distintos materiales correspondieron a la misma resistividad, se emplearon criterios geológicos y geomorfológicos para su interpretación. A falta de estos criterios, la Fig. 3.4 aportó una indicación estadística de la distribución de resistividades.

Otros de los medios auxiliares de interpretación consistió en la representación de líneas de isorresistividades para distancias interelectródicas $\frac{AB}{2} = 10$ m, y para $\frac{AB}{2} = 2$ m (Fig. 3.5). Estas representaciones contribuyeron a la diferenciación de suelos transportados y residuales y determinación de las direcciones de aportes sedimentarios y de coladas.

En la zona de La Laguna y para $\frac{AB}{2} = 10$ m, se observaron dos gradientes principales convergentes, y que se caracteriza por su distinta magnitud pues, mientras en la zona de Las Mercedes la disminución de resistividades alcanzó un gradiente medio de 10 Ω -m por km, para la zona de la Atalaya fue de 35 Ω -m por km, lo cual parece sugerir un paulatino y progresivo paso de las altas a las bajas resistividades en Las Mercedes; v. gr. paso de materias piroclásticas a arcillosos. Igualmente, se identificó una concentración de resistividades muy bajas en un área situada aproximadamente en el emplazamiento de la antigua laguna (Fig. 3.10).

Como síntesis de esta interpretación se presenta la Fig. 3.6 correspondiente a cortes geoelectricos, y en la Fig. 3.7 se muestra un ejemplo de curva de resistividad aparente.

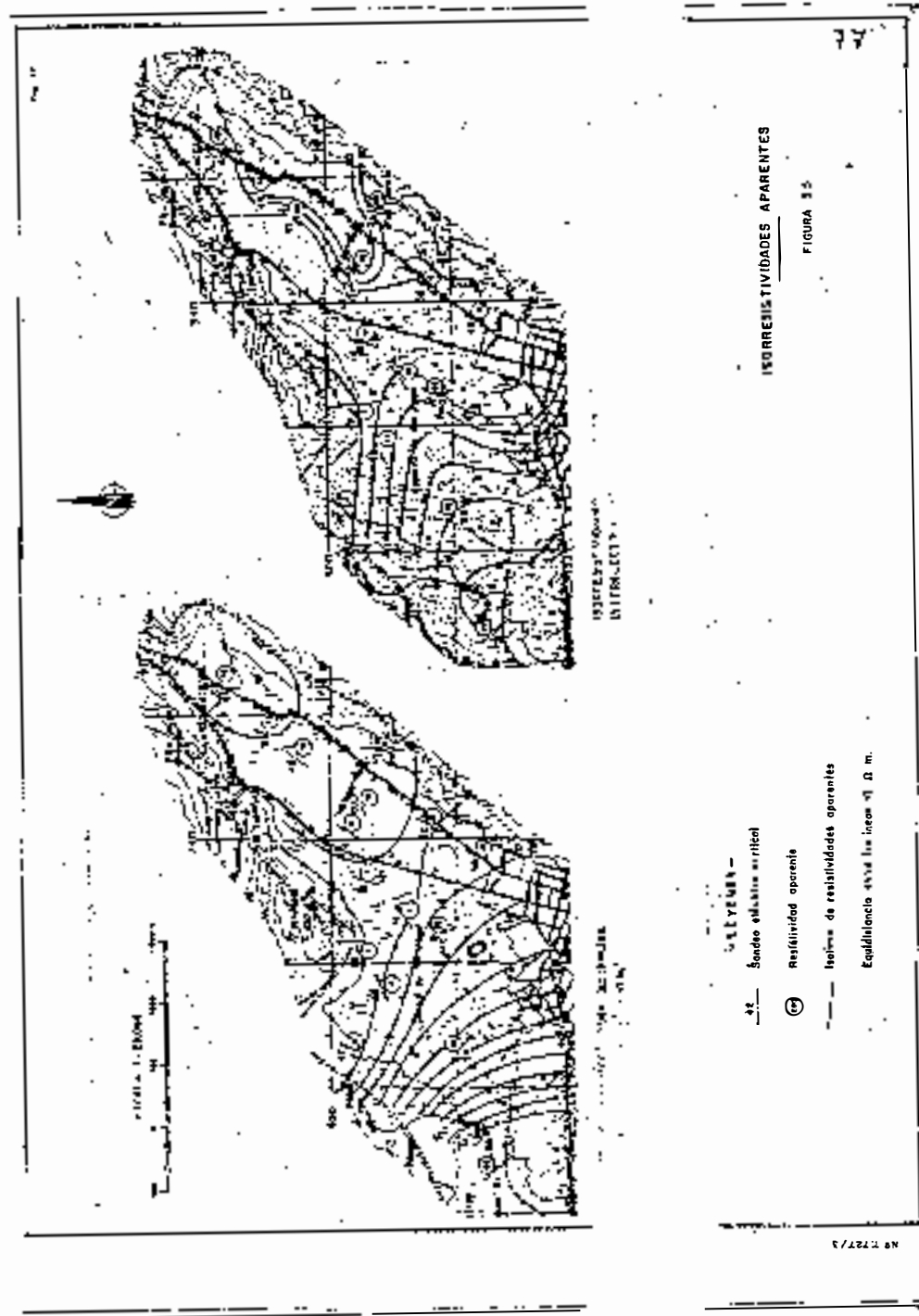
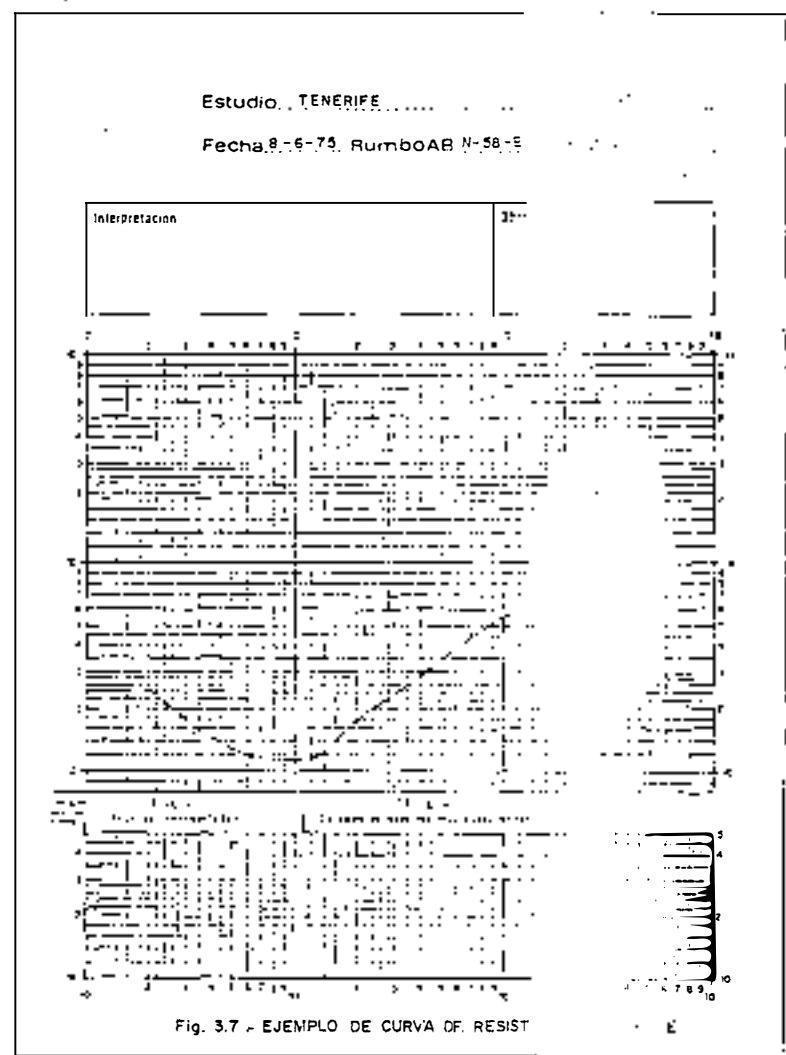
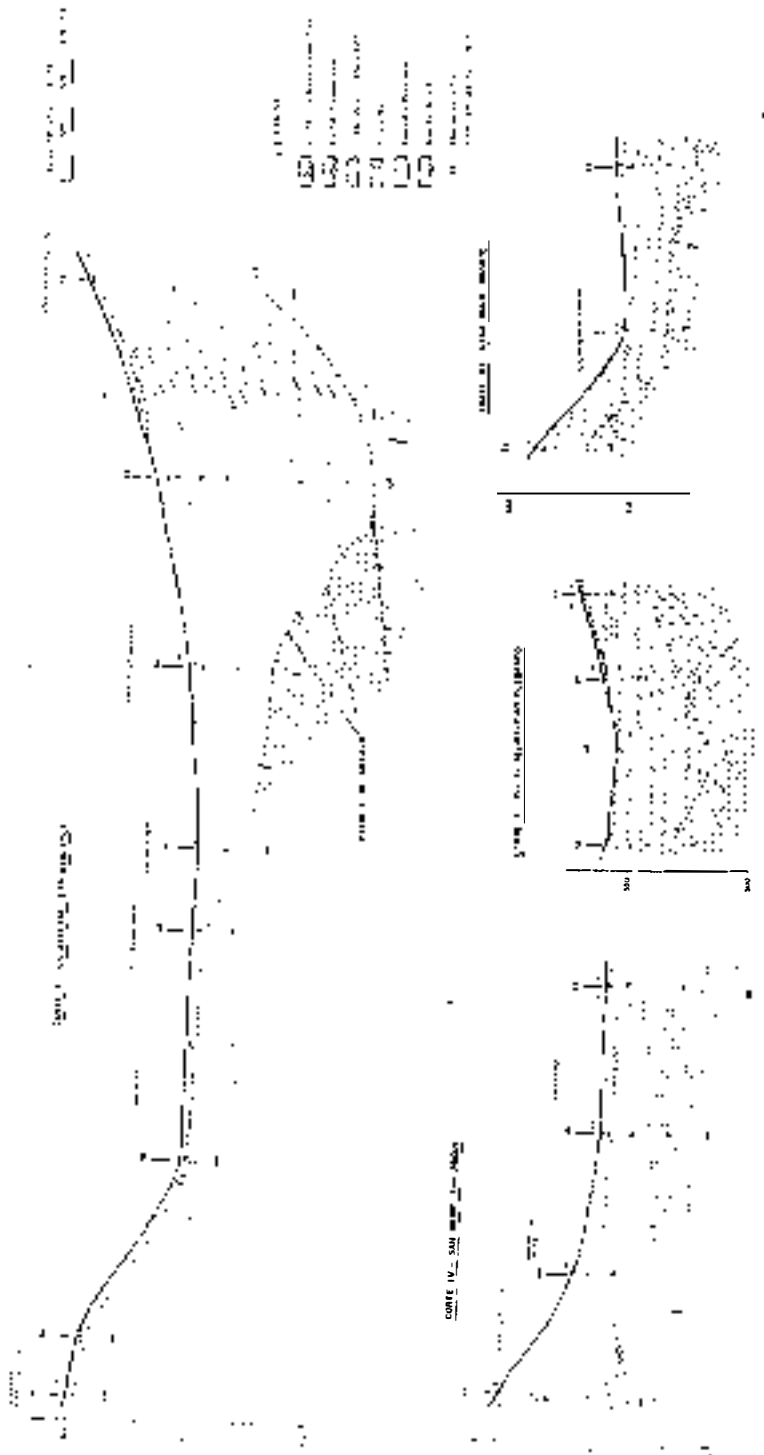


Figura 3.6



3.2.4.- Litología y Estructura

Este apartado se referirá principalmente a los materiales que actualmente afloran y sobre los que se tiene información directa, dejando la interpretación del subsuelo para el apartado dedicado a la geología histórica.

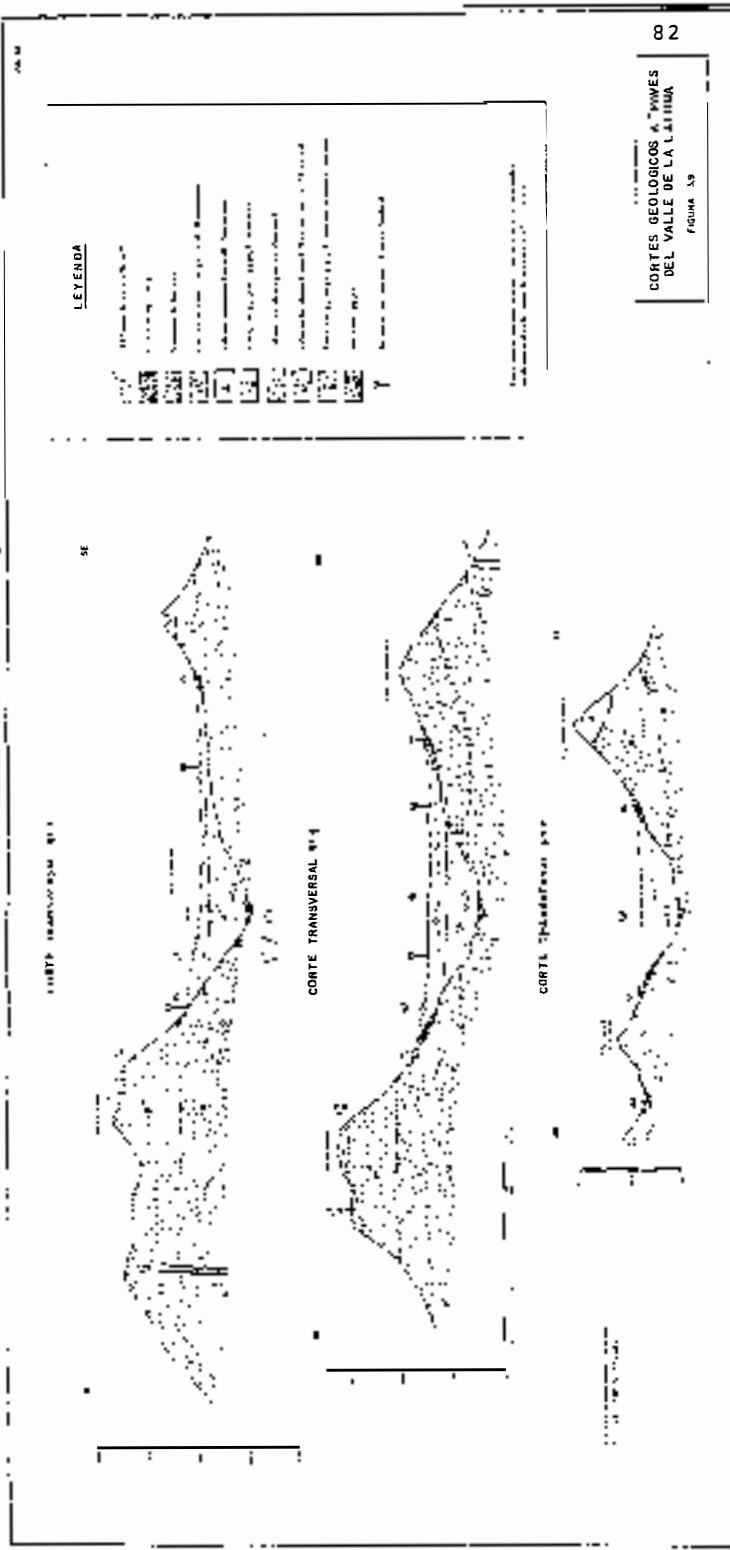
Según se ha mencionado anteriormente el valle de La Laguna se encuentra comprendido entre los materiales de la Serie I, que forman las estribaciones del Macizo de Anaga, en este caso las laderas del valle, y las acumulaciones basálticas de la Serie III que se extienden en la parte sur de la comarca.

Dentro de la zona estudiada (Plano 1 : las laderas del valle están constituidas principalmente por materiales piroclásticos de la subserie Media I: Estos materiales corresponden a lapillis dispuestos en mantos de potencia variable, producto de emisiones de la fracción más fina de los piroclastos, los cuales han podido instalarse lejos de su centro de emisión. Según la cartografía realizada estos materiales aparecen en la posición estratigráfica más baja, sin embargo de acuerdo con la interpretación de los cortes geológicos (Fig. 3.8 y 3.9) los mantos piroclásticos aparecen intercalados entre basaltos de la misma subserie Media I.

Los piroclastos suelen ser de colores rojizos y ocre-amarillentos y se presentan generalmente soldados o bien compactados, formando un aglomerado de tipo brechoide.

El tamaño medio de los granos oscila alrededor de 1,0 cm. La estructura suele ser masiva y en superficie se presentan meteorizados pasando a productos arcillosos. Las acumulaciones aglomeráticas ofrecen, a veces, texturas brechoides con cantos de basalto y escorias envueltos en una matriz piroclástica, todo ello bien soldado o compactado. Los cantos de basalto suelen mostrar efectos termoclásticos.





En la margen norte del valle el espesor de estos materiales es reducido y aumenta hacia el NE, sin embargo en la margen Sur su espesor es mayor así como la superficie de afloramientos. Según la interpretación expuesta en los cortes geológicos el espesor atribuido a los citados piroclastos es, al menos, de unos 120 m.

Dentro de la misma subserie I Media aparecen intercalados entre los anteriores materiales basaltos que afloran en la parte oriental del ámbito considerado.

Apoyándose sobre los anteriores basaltos y piroclastos se encuentran unos paquetes de coladas basálticas asignados a la subserie I Superior. Esta formación se presenta apiladamente o con imbricaciones laterales buzando muy suavemente hacia el mar. La potencia de cada paquete oscila entre 0,3 y 1 m y son lavas del tipo "aa". Intercalados aparece algún paleosuelo y pequeños mantos de piroclastos.

Estos materiales se encuentran aflorando en la Montaña de la Atalaya y en la Hoya del Camello, pero es en la Mesa Mota en donde mejor se pueden observar los basaltos que, a veces, presentan disyunción columnar. Cerca de la cumbre de la Mesa Mota aparece un nivel de almagre.

En las laderas situadas en el Sur (zonas de San Roque y Pico de los Gomerros) afloran los citados basaltos, separados de los aglomerados piroclásticos a través de otro nivel de almagre rojo.

En el Apéndice A.1 se incluye el estudio petrológico de una serie de láminas delgadas cuyas principales características son las siguientes: Los basaltos son de composición olivínica y piroxénica. Sus componentes principales están constituidos

por augita, olivino y plagioclasa. Como secundarios aparecen opacos, biotita, anfíbol, apatito, ceolita e iddingsita. Los minerales principales de las escorias basálticas son vidrios, minerales de hierro, olivino y augita y como secundarios opacos, iddingsitas, plagioclasas, minerales de hierro y augita.

Dentro de la Subserie I Inferior se presentan intercalados entre las anteriores coladas materiales piroclastos también basálticos cuya presencia es más acusada en la zona de Montaña de La Atalaya.

Atravesando a toda la Serie I se encuentran inyecciones filonianas de diques subverticales de composición basáltica, excepto en los diques situados cerca del Fúlpito en que son de naturaleza sálica. La dirección predominante es la NE-SW y su espesor suele ser pequeño no superando generalmente los 3 m.

La Serie III forma todo el borde sur de la zona y está formada por coladas basálticas y piroclastos también basálticos. Las coladas basálticas presentan un claro contacto discordante con los restantes materiales mostrando una dirección aproximada Este-Oeste. Son lavas escoriáceas de tipo "aa" con superficies poco conservadas que forman un apilamiento irregular de coladas de unos 0,5 m de potencia media. Su carácter es muy escoriáceo y presentan frecuentes huecos, cavidades y tubos entre sus distintos apilamientos.

Las restantes características petrológicas y estructurales son comunes a las descritas en el apartado 3.1.3.

La disposición y estructura general de las formaciones volcánicas descritas se presenta en los cortes geológicos realizados (Fig. 3.8 y 3.9) y su interpretación se discutirá en el apartado 3.2.6.

3.2.5. Características Geomorfológicas

Aunque las principales características geomorfológicas ya fueron señaladas al describir la geomorfología regional en este apartado se describirán algunos aspectos geomorfológicos de carácter específico que afectan al valle de La Laguna.

El perfil de este valle refleja fielmente su proceso genético y posterior colmatación, presentando un fondo plano con laderas bien definidas y una parte baja correspondiente a la transición entre la zona interior del valle y la zona de cierre. Estos aspectos acusan un neto contraste morfológico de acuerdo con los criterios definidos en las zonas morfológicas descritas en el apartado 3.1.4.

El valle está situado aproximadamente en el medio de la zona que une la península de Anaga con el resto de la isla, constituyendo las líneas de cumbres que limitan a dicho valle la divisoria de las cuencas Norte y Sur.

En planta el valle tiene forma semejante a un triángulo isósceles cuyo vértice agudo apunta hacia el Noroeste y su bisectriz está orientada según una dirección N-40-E. La cota más alta está situada en la Montaña Atalaya (775 m), oscilando la línea de cumbres entre 750 y 700 m de altitud, lo cual significa una diferencia de cotas entre el valle y las cumbres de unos 125 a 22 m aproximadamente.

Las vertientes del valle presentan una destacada asimetría morfológica, pues mientras la vertiente Norte tiene un relieve fuerte con terminaciones amesetadas, la vertiente Sur es más suave con cumbres de perfil cónico. Estas diferencias responden a su constitución litológica. Así la mayor presencia de piroclastos en la vertiente Sur condiciona pendientes comprendidas entre 10 y 20 grados, mientras que la existencia de basaltos en la vertiente Norte determina abruptos escarpes y pendientes superiores a los 20 grados. Las áreas formadas por coluviones

no suelen superar los 10 grados de pendiente. Como característica común se señala el perfil cóncavo de la mayoría de las laderas.

Las zonas interiores de valle presentan un fondo plano con inclinaciones inferiores a 2 grados en la cabecera del valle e inferiores al medio grado en el resto. Progresivamente - estas vertientes pasan, a través de ligeras inflexiones, a la vertiente suroeste o zona de cierre del valle.

La red de drenaje es muy pobre existiendo en la actualidad dos barrancos de muy poca importancia que vierten sus aguas hacia el Barranco de Santos.

3.2.6.- Historia geológica del valle de La Laguna

El conocimiento preciso de la historia geológica del primitivo valle, es decir aquél aún no cubierto por sedimentos o coladas, es particularmente complejo precisamente por estar gran parte del mismo inhumado por materiales que impiden su reconocimiento directo. Estas circunstancias unidas a las propias de la fenomenología volcánica de la isla, determinan que no se pueda ser detallista en la reconstrucción histórica de los hechos geológicos del valle considerado. Sin embargo, teniendo en cuenta los objetivos de esta Tesis, la información obtenida permite conocer con suficiente detalle la historia geológica del citado valle.

Los criterios de interpretación utilizados se han basado en la información obtenida a partir de las investigaciones anteriormente descritas en el apartado 3.2.2. Estos datos fueron analizados conjuntamente con la geología regional, litología y estructura. Una de las consecuencias de este análisis fue el trazado de isopacas (Plano 1) y cinco cortes geológicos (Fig. 3.8 y 3.9). Las isopacas representan las líneas que unen puntos de igual espesor de sedimentos, con una equidistancia de 5 m, con respecto a un sustrato volcánico indiferenciado.

Esta información ha permitido dar una idea aproximada de la morfología que debió presentar el primitivo valle. Parece ser que la asimetría que presentan las laderas actualmente es heredada ya que las laderas situadas al Norte serían más abruptas y de mayor pendiente que las situadas al Sur. La cabecera del valle mostraría unas márgenes más pendientes que las actuales, mientras que las partes bajas serían de gran amplitud y de suaves pendientes (cortes geológicos 2 y 5). El fondo del valle estaría formado por un tramo de cabecera de unos 1000 m de longitud y de unos 5 grados de pendiente media aproximada, seguido de otro tramo más tendido de unos 2 grados de pendiente media. La cota más baja, o nivel de base del valle dentro del ámbito estudiado estaría alrededor de los 400 m (corte geológico 2) pudiéndose observar el perfil general del fondo del valle en el corte 1.

El valle primitivo presentaría una red de drenaje similar a la presente, si bien en la parte de cabecera debieron existir dos cauces parecidos a los actuales pero de mayor amplitud y profundidad (líneas de isopacas). Ambos cauces confluirían en un único barranco situado hacia la mitad del presente valle, cuyo eje estaría algo desplazado hacia la ladera Norte (corte nº 3).

La mencionada asimetría morfológica está en consonancia con las diferencias litológicas que también presentan ambas laderas. Estas diferencias se refieren a la mayor extensión o preponderancia de unos materiales con respecto a otros. La mayor parte del valle está excavado en piroclastos y, probablemente, estos materiales se prolongan hacia las zonas actualmente cubiertas de sedimentos. No obstante, los piroclastos aparecen en mayor cantidad en la ladera Sur que en la Norte. La interpretación geológica del subsuelo sugiere que también pueden aparecer basaltos en las zonas más inferiores y fondo del valle. En efecto, en el corte geológico 1 se observa que el tramo de

cabecera se asienta sobre piroclastos y que algo más abajo aparece el contacto con los basaltos, con tacto que fue deducido por geofísica. Estos basaltos se prolongarían lateralmente a través de las laderas situadas en la margen sur (cortes 4 y 5), aunque su correlación hacia la ladera Norte es hipotética.

El valle presenta una marcada alineación N-40-E que coincide con una de las principales líneas de fractura. Esta coincidencia induce a tener en cuenta la posible génesis tectónica del citado valle. Examinada la información geológica regional y local tanto de superficie como del subsuelo, por el momento no existen datos que apoyen o confirmen tal hipótesis. La asímetría morfológica de laderas responde a la mayor abundancia de piroclastos de la ladera Sur, cuyos materiales favorecen la erosión y determinan un relieve más suave. En consecuencia, los datos existentes indican que los procesos de erosión han sido los principales causantes de la formación del valle, si bien estos procesos han debido estar propiciados por una disposición favorable de los materiales y, probablemente por un relieve preexistente también favorable a la dirección del drenaje principal que actualmente presenta el valle.

Los materiales que forman las laderas tienen una edad comprendida entre el Mioceno Superior y el Plioceno; suponiendo que la excavación del valle comenzó, al menos, a partir de la deposición del último nivel erosionado y que su proceso erosivo se modificó con la aparición de las coladas de cierre, producidas durante el Pleistoceno, pueden estimarse que la mayor parte de la excavación del valle primitivo tuvo lugar en el Plioceno.

A partir del Plioceno y durante el Pleistoceno (1.800.000 a 100.000 años, (según las edades absolutas dadas en "Geological Time Table, 1975, Elsevier) tuvo lugar una intensa actividad volcánica que originó numerosos centros de emisión situados al Sur y al Oeste del área estudiada. Estos centros emitieron

gran cantidad de coladas basálticas (Serie III), parte de las cuales rellenaron parcialmente el primitivo valle de La Laguna. La edad atribuida a la mayor parte de estos volcanes se cifra en unos 500.000 años según datos de BRAVO (1975).

El proceso de cierre del valle se produjo a lo largo de una serie de sucesos efusivos acaecidos probablemente a lo largo de un periodo relativamente dilatado. Las coladas de cierre debieron llegar hasta la zona comprendida entre el Pico Colorado y la Mesa Mota, según se muestra en el plano de isopacas (Plano 1) y cortes geológicos 1 y 4. Este frente de coladas fue localizado gracias a la interpretación conjunta de los datos geofísicos y demás información geológica anteriormente relacionada.

El cierre debió ser el resultado del apilamiento de numerosas coladas cuya "topografía" resultante puede esbozarse en el plano de isopacas. Este plano refleja una superficie ondulada e irregular, mostrando las divagantes trayectorias que pudieron seguir las coladas. El relieve, relativamente accidentado, no presentaría sin embargo grandes desniveles, toda vez que la mayor diferencia de cotas registrada no supera los 15 m, excepto en la zona frontal en que se acusa la elevada pendiente característica del frente de coladas.

El espesor atribuido a estos materiales basálticos es de unos 160 m en las zonas bajas del valle y de unos 50 m en las altas, según se pueden observar en el corte geológico nº 1.

La colmatación del valle por sedimentos pudo iniciarse inmediatamente después de establecerse una colada capaz de retener o represar tras de sí aportes terrígenos, por lo que es de suponer que en el Pleistoceno pudo iniciarse ya el proceso de colmatación del valle, aunque lo más probable es que la mayor parte de sedimentos fuesen depositados a partir de la segunda mitad del Pleistoceno y durante el Holoceno, (o sea a partir de unos 500.000 años aproximadamente hasta épocas recientes).

si bien aún no se tienen dataciones absolutas que demuestren esta última hipótesis.

El origen de los sedimentos ha sido de tipo fluvio - torrencial, aunque no se descarta la posibilidad de que se depositaran algunos materiales piroclásticos tipo cenizas producto de las emisiones de proyección aérea de los volcanos cercanos y, que posteriormente dichas cenizas fueran meteorizadas a productos arcillosos dentro del mismo valle.

Las características de los depósitos serán descritos detalladamente en los próximos apartados por lo que no se insistirá aquí sobre ellas. Sin embargo como datos generales se indica que la composición de los materiales que rellenaron el valle es limo-arcillosa.

La potencia de sedimentos superó a los 30 m en las zonas centrales del valle, pudiéndose observar con detalle la variación del espesor de los mismos en el plano de isopacas. No obstante según la interpretación geofísica la potencia máxima de sedimentos podría alcanzar los 70 m, dato que aún no ha podido ser comprobado por medios directos.

En cuanto a la historia reciente del valle de La Laguna se supone que con la colmatación sedimentaria se inició un nuevo ciclo erosivo formándose nuevos barrancos que comenzarían la excavación de los depósitos arcillosos, instaurándose un régimen de tipo endorreico y creándose una laguna favorecida por la baja permeabilidad de los depósitos.

No existen datos históricos sobre esta laguna hasta la llegada de los conquistadores españoles en que según varios his

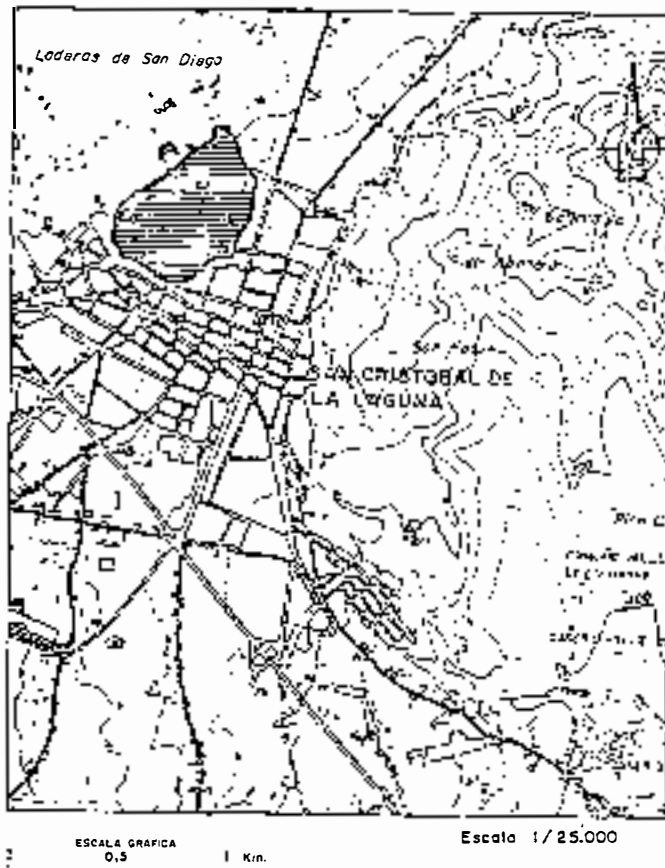
toriadores (Viera 1758 y Cioranescu, 1965) la comarca estaba cubierta por un gran bosque similar al actual de Las Mercedes (Laurisilva) y que 3 barrancos vertían sus aguas en una laguna, la cual estaba situada al Norte del casco urbano de la ciudad de su mismo nombre y tendría una superficie aproximada de unas 30 hectareas (Fig. 3.10). El clima entonces era más húmedo y lluvioso que el actual, registrándose años con constantes lluvias (1495) y frecuentes inundaciones. Sin embargo se citan algunas épocas en que la laguna sufrió desecaciones periódicas. Finalmente en 1838 se le dió desagüe y se levantó su fondo por la Comandancia de Ingenieros.

La extensión que pudo alcanzar la laguna dependería en gran parte de las condiciones climáticas reinantes. Es de suponer que la laguna anterior a la histórica fuese mayor^(*), puesto que hasta el siglo XVI el nivel de desagüe no había sido alcanzado. El clima debió sufrir una progresiva transición hacia un clima más seco, por lo que la laguna ha debido ir desecándose y reduciendo su tamaño hasta alcanzar las épocas históricas en que ya sufría periódicamente desecaciones estacionales, proceso que fue considerablemente acelerado debido a la deforestación que sufrió la comarca como consecuencia de la conquista, aumentando mucho la erosión y, por tanto el aporte de sedimentos.

Los datos disponibles indican que también la red de drenaje fue mayor y más importante de la actual, sin embargo, al ser desecada y desagüada artificialmente, se cambiaron también las condiciones hidrológicas de la cuenca, por lo que de nuevo los barrancos existentes comenzarían un nuevo rejuvenecimiento. Estas características han vuelto a ser modificadas por las condiciones impuestas por el desarrollo urbano de la comarca.

(*) Este aspecto se investiga en el apartado 3.5.7.

Fig. 3.10.- SITUACION DE LA LAGUNA A LA LLEGADA DE LOS CONQUISTADORES ESPAÑOLES SEGUN CROQUIS DEL CORONEL IZQUIERDO BARRIOS



3.3.- CARACTERISTICAS HIDROGEOLOGICAS DE LOS DEPOSITOS SEDIMENTARIOS DEL VALLE DE LA LAGUNA

3.3.1.- Introducción

La investigación hidrogeológica de los materiales sedimentarios del valle de La Laguna es de gran interés dado que las propiedades sedimentológicas y geotécnicas de dichos materiales están estrechamente relacionadas con las condiciones hidrogeológicas del área. Sin embargo el conocimiento detallado de estas condiciones requiere una investigación específica que incluiría ensayos y medidas in situ cuyo alcance no entra en los objetivos de esta Tesis, por lo que este estudio se ha centrado fundamentalmente en aquellos aspectos hidrogeológicos de mayor significación geotécnica. El criterio seguido en la toma de datos ha sido selectivo en orden a escoger la información más relevante y de carácter básico.

Para la obtención de la citada información se llevaron a cabo los siguientes trabajos:

- Análisis de los datos contenidos en el inventario de pozos y galerías de la comarca.
- Análisis de los datos de interés hidrogeológico incluidos en los sondeos mecánicos realizados.
- Análisis de datos hidrográficos y meteorológicos.
- Pequeño ensayo de bombeo.

La información contenida en el inventario de pozos (SGOP, 1975) fue la siguiente:

- Coordenadas
- Profundidad
- Caudal y volumen extraído
- Litología atravesada
- Nivel estático del agua
- Cloruros y temperaturas del agua y aire.

Esta información se refiere a cada uno de los 110 pozos existentes en la zona hasta la fecha de toma de datos efectuada entre Agosto y Octubre de 1972. La longitud acumulada de los pozos es de 1,63 km y sus diámetros oscilan entre 1,5 y 5m. Las profundidades varían entre 5 y 25 m, extrayéndose un caudal global aproximado de unos 8 l/seg. que se aplica a las necesidades domésticas y pequeños regadíos. Generalmente los pozos están equipados con motobombas de 1 a 3 Cv que suelen funcionar unas 320 h/año. La localización de estos pozos se indica en (Plano 2).

Los sondeos mecánicos realizados también aportaron datos de interés hidrogeológico toda vez que se midieron los niveles freáticos y sus variaciones. De forma específica se llevó a cabo un pequeño ensayo de bombeo en el pozo n° 105, en el cual se bombeó durante 24 horas observándose la depresión creada y el descenso de nivel de agua sufrido en el pozo n° 41, situado a 150 m de distancia. Las características de este ensayo se describen en el apartado 3.3.3.

Con objeto de poder realizar una estimación del balance hídrico de la cuenca se tomaron los necesarios datos meteorológicos cuya descripción se efectúa en el apéndice A.2.

3.3.2.- Características hidrogeológicas Generales

Las formaciones piroclásticas que constituyen las laderas del valle son generalmente permeables, así como formaciones profundas, formadas principalmente por coladas basálticas, constituyendo un acuífero desconectado de las formaciones sedimentarias y captado por galerías horizontales (BRAVO 1975). No obstante estos basaltos presentan una gran heterogeneidad de propiedades físicas según se refleja en la prospección geofísica realizada, lo cual indica una gran variación en su estado de fisuración y, por tanto en su permeabilidad.

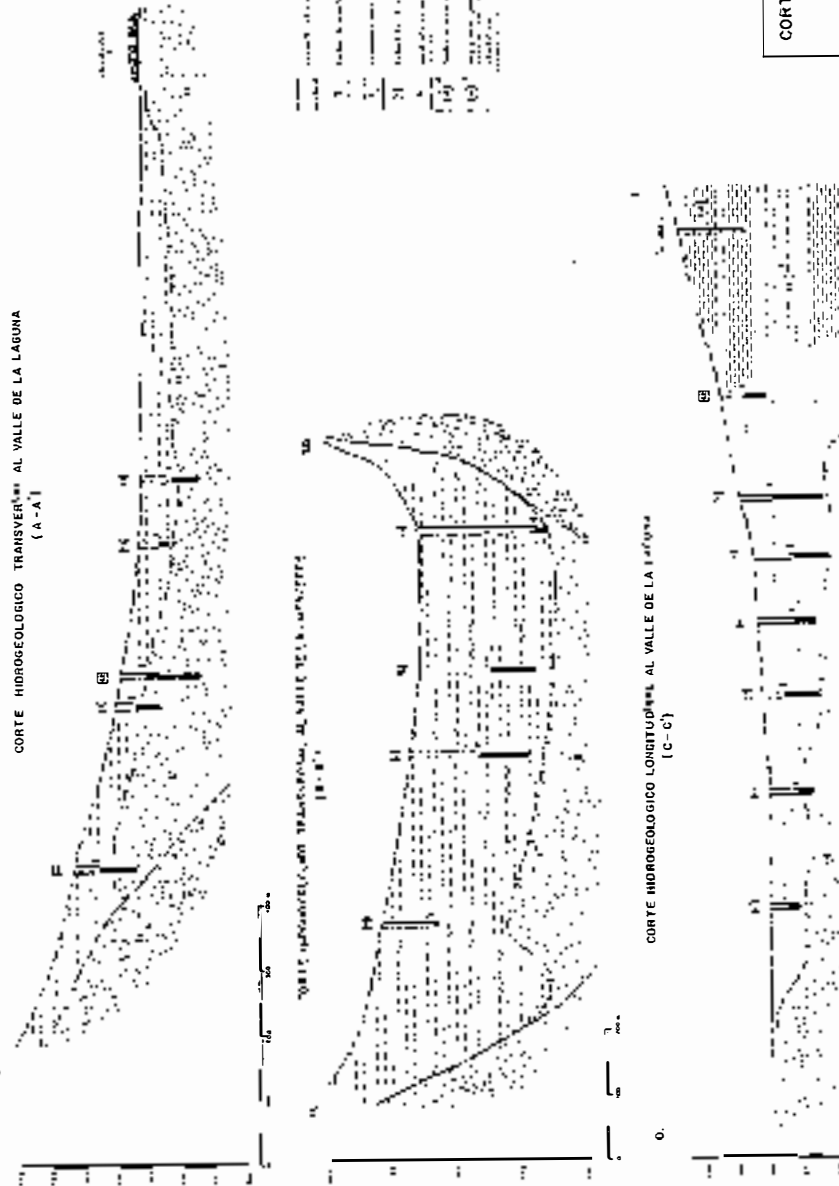
Las formaciones superficiales, constituídas por los depósitos sedimentarios, están formados principalmente por arcillas, limos arcillosos y niveles de limos arenosos, según se describe en detalle en el apartado 3.4. La permeabilidad general de estos materiales es baja, sin embargo la disposición lenticular y estratiforme de alguno de sus niveles determina una alternancia de tramos de baja permeabilidad con tramos de gran porosidad y de mayor permeabilidad que dan lugar a pequeños almacenes acuíferos que, en suma, constituyen el acuífero que se extiende al Norte y Noroeste del casco urbano de La Laguna.

Este acuífero tiene carácter colgado puesto que el nivel freático no corresponde al basal de la región estando independizado del sustrato por medio de niveles de arcillas que actúan de base impermeable ya que las galerías horizontales que cruzan por debajo de la formación sedimentaria no reciben agua del acuífero. Su superficie aproximada es de unos 2,5 km² y su extensión se indica en la Fig. 3.11. El espesor del acuífero oscila entre 5 y 35 m.

En la Fig. 3.11 se presenta un esquema hidrogeológico de la zona complementado mediante 3 cortes hi-

CORTES HIDROGEOLOGICOS

FIGURA 1.14



punto, la dirección del flujo subterráneo, el perfil de depresión y el gradiente hidráulico. Estos datos han permitido evaluar las propiedades generales del acuífero, principal objetivo de este estudio hidrogeológico.

Las líneas de flujo reflejan una circulación preferente en dirección Sureste proveniente de la zona Norte, con una zona de convergencia situada hacia la mitad oriental del acuífero incidiendo sobre un cono de depresión creado por la extracción de agua, o por drenaje, aspecto que será discutido cuantitativamente en el apartado 3.3.5.

La pendiente del perfil de depresión, o gradiente hidráulico i , es inversamente proporcional a la permeabilidad K , para condiciones de sección constante de acuerdo con la siguiente expresión:

$$K_1 / K_2 = i_2 / i_1 \dots \dots \dots (1)$$

Analizando la variación de gradientes se observa que éstos son mayores en las zonas situadas al Oeste, lo cual puede indicar una menor permeabilidad o mayor caudal, con respecto a las zonas Norte y Sur.

Las condiciones de alimentación del acuífero, según las líneas isopiezas, indican que en la zona Noreste existe una alimentación proveniente de los depósitos sedimentarios, y de la lluvia, mientras que el borde Sur representa condiciones de cierto drenaje hacia el exterior del acuífero.

En el Apéndice A.2 se ha llevado a cabo un estudio de los principales datos hidrológicos y meteorológicos necesarios para establecer de forma aproximada el balance hídrico de la cuenca, en particular los relativos a las precipitaciones, temperaturas, evapotranspiración y la escorrentía superficial.

3.3.3.- Coefficiente de permeabilidad y transmisibilidad

Teniendo en cuenta el caracter de evaluación de la información anteriormente descrita, se ha estimado el coeficiente de permeabilidad a partir de los siguientes métodos:

i) - Aplicación de la ley de Darcy:

En cuyo caso se establecen las siguientes condiciones:

- La mayor parte de la explotación se efectúa por debajo de la isopieza 550.
- Se considerará que las pérdidas son muy pequeñas y que no hay manantiales.
- La mayor descarga se supondrá debida a la explotación.
- Las variaciones en los niveles de agua anuales serán mínimas.

Según Darcy:

$$Q = a \cdot b \cdot k \cdot i \dots\dots\dots (5)$$

en donde Q es el caudal, a es la longitud, b es el espesor, i es el gradiente hidráulico y k es el coeficiente de permeabilidad.

Para la estimación del caudal Q, el volumen total extraído al año en metros cúbicos correspondiente a los 110 pozos inventariados es de unos 227.000 m³/año, lo que representa un caudal de unos 7.2 l/sg. Sin embargo en esta estimación no se han

tenido en cuenta una serie de pozos sobre los que no se tienen datos, por lo que si la media de extracción por pozo según los datos anteriores resulta de unos 0,07 l/sg, es posible estimar un caudal total de 8 l/sg. aproximadamente.

El gradiente hidráulico para las condiciones establecidas por encima de la cota 550 es:

$$i = H/L = 0,29$$

Sustituyendo en la ecuación (5) para distintos valores de b se obtiene:

$$\text{- para } b = 10 \text{ m} \text{ --- } k = 1,6 \times 10^{-2} \text{ cm/seg.}$$

$$\text{- para } b = 13 \text{ m} \text{ --- } k = 1,2 \times 10^{-2} \text{ cm/seg.}$$

$$\text{- para } b = 15 \text{ m} \text{ --- } k = 1,08 \times 10^{-2} \text{ cm/seg.}$$

Si se repiten estos cálculos para la sección comprendida entre la isopieza 550 y 545 se obtiene un coeficiente de permeabilidad $k = 1,6 \times 10^{-2}$ cm/seg, para $b = 10$ m.

ii) - Aplicación del método de Lohman (1972) en el que la transmisibilidad T viene dada por:

$$T = \frac{2Q}{\Delta h} \left(\frac{L_1 + L_2}{L} \right) \frac{\Delta h}{\Delta r} \dots\dots\dots (6)$$

en donde Q, es el caudal, L es la longitud de la isopieza, Δh es la diferencia piezométrica y Δr es la sección media. Sustituyendo estos valores para la sección comprendida entre las isopiezas 550 y 555:

$$T = \frac{2 \times 8000}{550.000 \times 0,0295} = 0,98 \text{ cm}^2/\text{seg.}$$

De acuerdo con el concepto de transmisibilidad:

$$T = k \cdot b \dots\dots\dots (7)$$

para $b = 10$ m, el coeficiente de permeabilidad $k = 1,0 \times 10^{-3}$ cm/seg.

Repetiendo este análisis para la sección comprendida entre las isopiezas 550 y 545, se obtiene:

$$T = \frac{2 \times 8.000}{210.000 + 260.000 \times \frac{500}{13.700}} = 0,93 \text{ cm}^2/\text{seg.}$$

para $b = 10$ m, el coeficiente de permeabilidad según (7) es de $k = 1 \times 10^{-3}$ cm/seg.

iii) - Aplicación de la aproximación de Thiem:

Para la aplicación de este método se realizó un pequeño ensayo de bombeo consistente en extraer durante 24 h en el pozo n° 105, un caudal medio aproximado de 0,08 l/seg con una moto bomba de 2 Cv. Se observó la depresión originada y las variaciones del nivel freático de un pozo situado a 150 m de distancia, correspondiente al n° 41. Se estimó que durante estas operaciones no hubo influencias apreciables de los pozos vecinos. Según la expresión:

$$K = \frac{2,3 \cdot Q \cdot \log \frac{r_2}{r_1}}{\pi \cdot (h_2^2 - h_1^2)} \dots\dots\dots (8)$$

en la que h son los descensos, en este caso de 2,5 m, y r es la distancia entre los pozos, y suponiendo las siguientes condiciones además de las mencionadas al comienzo de este apartado:

- acuífero libre
- penetración total
- flujo estacionario

se obtiene sustituyendo en (8):

$$K = \frac{2,3 \times 0,08 \times 1.000 \times 4,17}{3,1416 \times 62.500} = 4,0 \times 10^{-3} \text{ cm/seg.}$$

Como resumen se pueden establecer los siguientes valores del coeficiente de permeabilidad y de transmisibilidad para condiciones medias de $b = 10$ m, de acuerdo con los tres métodos aplicados:

Según Darcy $K = 1,6 \times 10^{-2}$ cm/seg., $T = 16$ cm²/seg.

Según Lohman $K = 1,0 \times 10^{-3}$ " , $T = 1,0$ "

Según Thiem $K = 4,0 \times 10^{-3}$ " , $T = 4,0$ "

Según se puede apreciar los tres métodos presentan limitaciones. Sin embargo, los dos primeros tratan de obtener evaluaciones generales partiendo ambos de la configuración de la red de flujo, que también es estimativa. El pequeño ensayo de bombeo realizado indica solamente unas condiciones puntuales para la zona ensayada y de todas formas sujeta a condicionamientos propios del ensayo. Por último en los tres métodos se ha tomado un espesor medio de 10 m que como se sabe no es uniforme en el acuífero.

Si se tiene en cuenta las características litológicas de los materiales es posible esperar unos valores de permeabilidad intermedios a bajos. Los resultados del método de Lohman parecen más cercanos a los obtenidos por el método de Thiem, que por otro lado están más en consonancia con las granulometrías de los depósitos.

En conclusión, y a los efectos de este estudio se tomará un orden de magnitud de 10^{-3} cm/seg. para el coeficiente de permeabilidad.

3.3.4.- Velocidad de flujo

La velocidad aparente puede estimarse según la siguiente expresión:

$$v = k \cdot i \dots\dots\dots (9)$$

Si se toma un valor de $k = 4 \times 10^{-3}$ cm/seg y de $i = 2,3 \times 10^{-2}$, sustituyendo en (9) se obtiene:

$$v = 9,2 \times 10^{-5} \text{ cm/seg} = 7,9 \times 10^{-2} \text{ m/día.}$$

Por otro lado la velocidad real media es función de la porosidad "n" que puede obtenerse a partir de los resultados de los ensayos edométricos. Siendo "e" el índice de huecos promedio = 1,10, se tiene

$$n = \frac{e}{1 + e} = \frac{1,10}{2,10} = 0,52$$

Sustituyendo este valor en la expresión de la velocidad real media,

$$v = \frac{k \cdot i}{n} \dots\dots\dots (10)$$

$$v = \frac{7,9 \times 10^{-2}}{0,52} = 0,15 \text{ m/día}$$

Los valores obtenidos representan unas condiciones de circulación muy lentas en comparación con las observaciones llevadas a cabo in situ. Al presentarse fenómenos de contaminación en pozos producidos por aguas residuales provenientes de fosas sépticas se efectuaron algunas observaciones sobre la dispersión de contaminantes que demostraron una velocidad de flujo muy superior a la obtenida anteriormente. Sin embargo la explicación de estas diferencias se puede encontrar en que la zona de circulación de las mencionadas aguas está restringida generalmente a los primeros niveles en donde además de las condiciones generales de transmisibilidad se suma una apreciable fisura superficial producida por las grietas de desecación. Por otra parte, la velocidad estimada según la expresión (10) representa la velocidad media, lo cual indica que pueden haber zonas sujetas a velocidades mayores.

3.3.5.- Infiltración eficaz y específica

Si se considera que:

$$\text{Infiltración eficaz} = (\text{Precipitación} - \text{Evapotranspiración}) - (\text{Escorrentía superficial} + \text{Retención específica}) \dots\dots (11)$$

y se sustituyen los valores obtenidos de los datos meteorológicos, (véase Apéndice A2), se obtiene:

- Precipitación - Evapotranspiración = $7,99 \text{ l/m}^2$
- Escorrentía superficial = 0,05
- Retención específica (RE) es decir el agua retenida en el suelo en contra de las fuerzas de gravedad o por absorción capilar. Su valor puede ser estimado conociendo la porosidad dada anteriormente como del 38%, siendo por tanto:

$$RE = 0,38 \times 208 \times 10^3 \text{ l/cm}^2$$

Sustituyendo los anteriores resultados en (11),

$$\text{Infiltración Eficaz} = 208 - (0,05 \times 418 + 79) \times$$

$$x \frac{2,5 \times 10^5}{31104 \times 10^3} \text{ l/seg} = 8,7 \text{ l/seg.}$$

Ahora bien si se tiene en cuenta que la recarga es igual

a:

$$\text{Recarga} = \text{Explotación} + \text{Descarga} + (\Delta h \times \text{area} \times \text{porosidad eficaz}) \dots\dots\dots (12)$$

y si se considera que Δh , es decir las oscilaciones de nivel freático, son despreciables:

$$\text{Recarga} = \text{Explotación} + \text{Descargas} \dots\dots\dots (13)$$

Pero por otra parte si se supone que en el presente caso la infiltración eficaz es aproximadamente igual a la recarga del acuífero, resulta:

$$\begin{aligned} \text{Recarga} &= 8,7 \text{ l/seg.} \\ \text{Explotación} &= 8 \text{ l/seg.} \\ \text{Descargas} &= 0,7 \text{ l/seg.} \end{aligned}$$

En consecuencia y dentro de los márgenes de error que las acotaciones e hipótesis planteadas suponen, parece ser que en definitiva la recarga es del mismo orden de magnitud que la explotación, por lo que se puede suponer que no existen grandes descargas del acuífero estudiado. Estas consideraciones no excluyen, sin embargo, la posibilidad de existir pequeñas pérdidas hacia los bordes del acuífero.

Con respecto a la depresión formada hacia la mitad oriental del acuífero se puede efectuar una evaluación de las descargas originadas dentro de esta zona:

Aplicando Darcy (5) a la sección comprendida por las isopiezas 540 y 545 se obtienen los siguientes valores:

$$\begin{aligned} a &= 17.000 \text{ cm} \\ b &= 1.000 \text{ cm} \\ i &= 500/17.000 = 0,029 \\ k &= 4 \times 10^{-3} \text{ cm/seg.} \\ Q &= a.b.k.i = 1972 \text{ cm}^3/\text{seg} = 1,9 \text{ l/seg.} \end{aligned}$$

Según los datos de explotación recogidos en el inventario de pozos de la zona estudiada los caudales de los pozos comprendidos entre las isopiezas consideradas representan un caudal de 1,9 l/seg. Este valor es muy similar al obtenido anteriormente por lo que se puede suponer que la explotación es prácticamente igual al caudal, por tanto las pérdidas principales o la depresión manifestada en las isopiezas es debida principalmente a la explotación y no al drenaje hacia el sustrato.

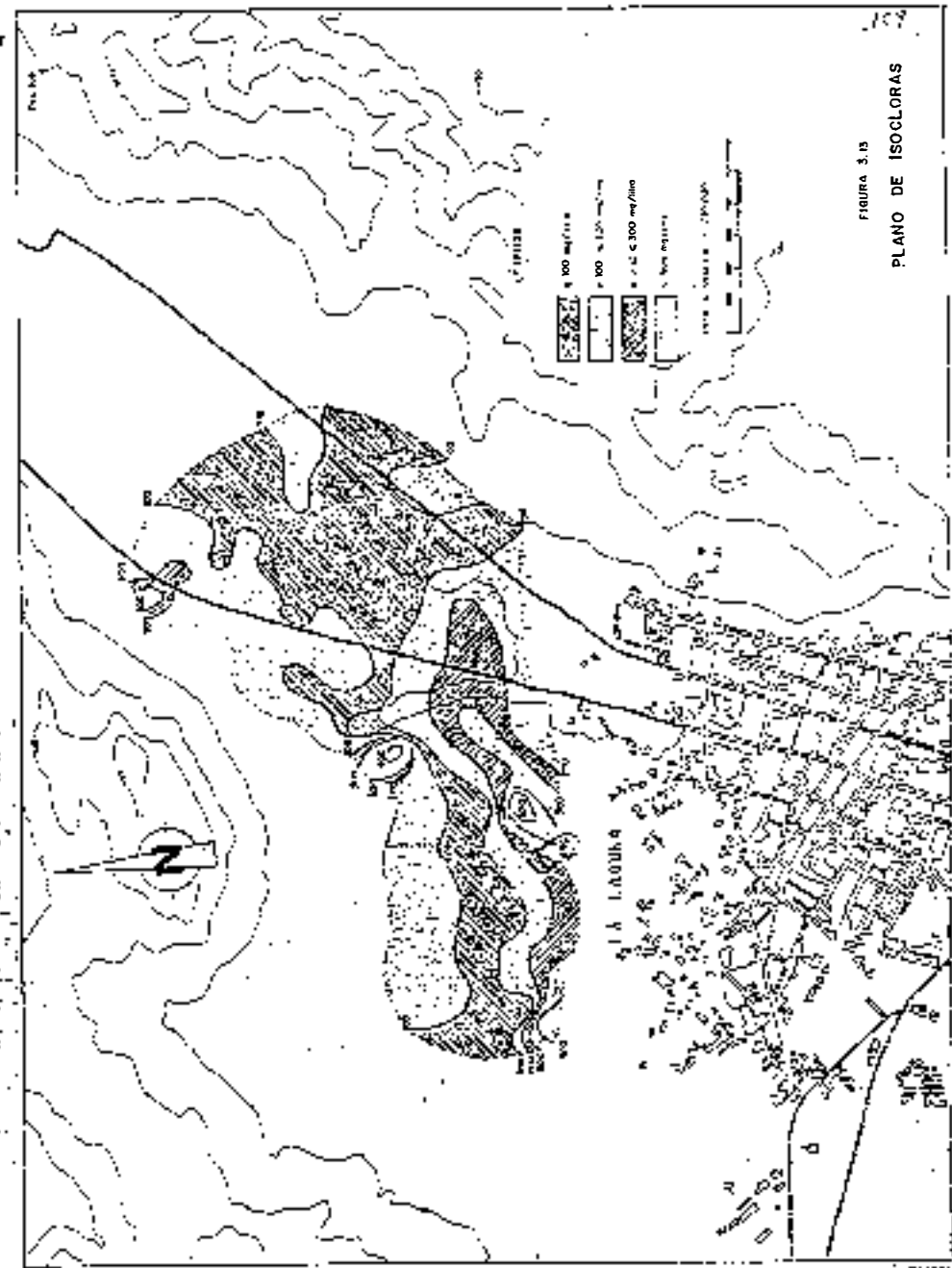
3.1.6.- Aspectos Hidroquímicos

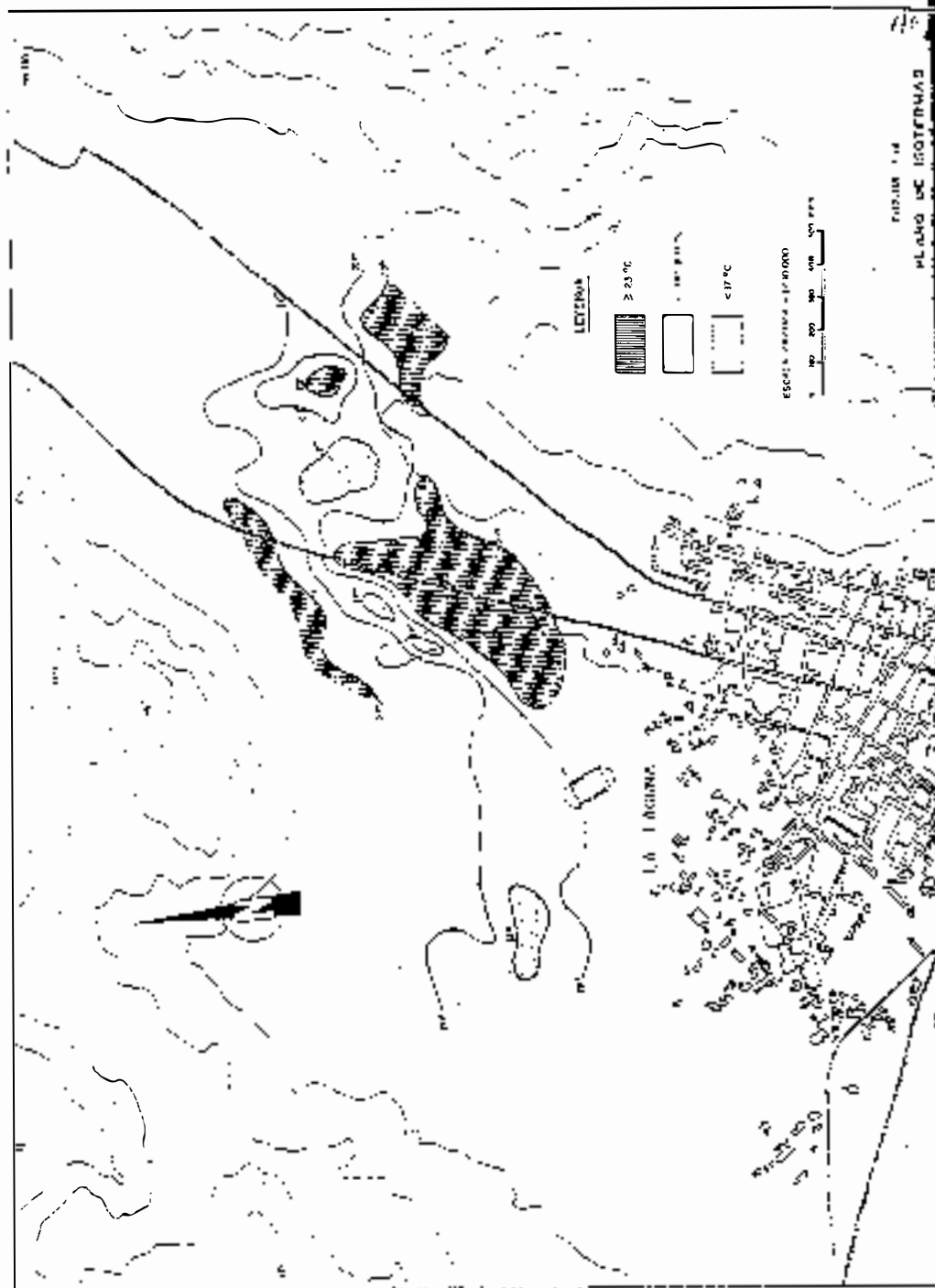
Los valores del ión cloro y de las temperaturas del agua y del aire recogidas en el inventario de pozos, permitieron presentar sus variaciones por medio de un mapa de isocloras y otro de isotermas (Fig. 3.13 y 3.14 respectivamente). La temperatura natural del acuífero parece oscilar alrededor de los 13°C sin embargo observando el mapa de isotermas parece que la más representativa del acuífero es la de 17° C. En dicho mapa se muestra que existen variaciones térmicas de más de 6° C. En términos generales puede decirse, que las zonas correspondientes a las temperaturas más altas, son zonas que pueden significar posibles comunicaciones entre el acuífero y el sustrato, -

por lo que en estos casos el substrato estaría más fracturado y con permeabilidad mayor.

El mapa de isocloras muestra una zona situada al Este en que las concentraciones de Cl^- son más bajas por lo que puede indicar una zona de circulación preferente, criterio que se correlaciona bien con las características de la red de flujo. Las zonas de alta concentración de Cl^- pueden reflejar posibles comunicaciones con el substrato y/o vertidos.

En resumen, ambos mapas confirman los resultados obtenidos en las restantes investigaciones. Por otro lado, reflejan que el substrato, es generalmente de baja permeabilidad pero que está sometido a frecuentes variaciones en la misma.





3.4.- CARACTERISTICAS LITOSTRATIGRAFICAS DE LOS DEPOSITOS SEDIMENTARIOS

3.4.1.- Factores geológicos y ambientales

Los anteriores apartados han prestado el marco geológico dentro del cual han tenido lugar los procesos sedimentarios condicionantes del medio sedimentario y del tipo de depósitos. Los factores que mayormente han influido sobre dichos procesos son:

- Composición litológica y geomorfología de las áreas fuente.
- Historia geológica del valle y su morfología.
- Hidrología e hidrogeología.
- Condiciones climáticas y ecológicas.

En síntesis, el proceso histórico que determinó la deposición sedimentaria consistió en el rápido tránsito de un medio fluvial, controlado por un barranco principal, a un medio lacustre como consecuencia del taponamiento creado por las coladas de cierre. La geometría de la cuenca así formada quedó reflejada en el plano de isopacas, y los materiales transportados han sido el producto de la meteorización in situ de rocas piroclásticas y escoriáceas, principalmente. En el Apéndice 1 se estudian varios perfiles de meteorización típicos en función de la composición de la roca originaria y de las condiciones geomorfológicas, incluyéndose en el Cuadro 4.1 una síntesis de los mismos.

Las condiciones climáticas han influido decisivamente tanto en la meteorización como en el transporte y sedimentación.

El clima ha experimentado sensibles variaciones. En los tiempos históricos se ha ido haciendo más seco (apartado 3.2.6 y apéndice 2), y parece ser que también en épocas cuaternarias recientes se ha visto afectado por periodos alternantes más secos y más húmedos que en la época actual, pero con un claro dominio de las condiciones tropicales, las cuales han favorecido la formación de paleosuelos tropicales profundos y bien definidos, Fernandez Caldas et al. 1975. Por otro lado, la densa vegetación de lauráceas, hoy prácticamente desaparecida, contribuyó significativamente a la meteorización de los materiales. Finalmente, el proceso de desecación de la laguna e instauración, de nuevo, del actual régimen fluvial con la apertura de los barrancos hacia la vertiente sur, han impuesto las últimas condiciones a los procesos sedimentarios. Todos estos factores geológicos y ambientales han influido también los procesos sinsedimentarios operados en la cuenca, aspectos que se tratan en el apartado 3.4.5., mostrándose en el Cuadro 3.3. los citados procesos.

Cuadro 3.3.- ESQUEMA DE LOS PROCESOS SEDIMENTARIOS

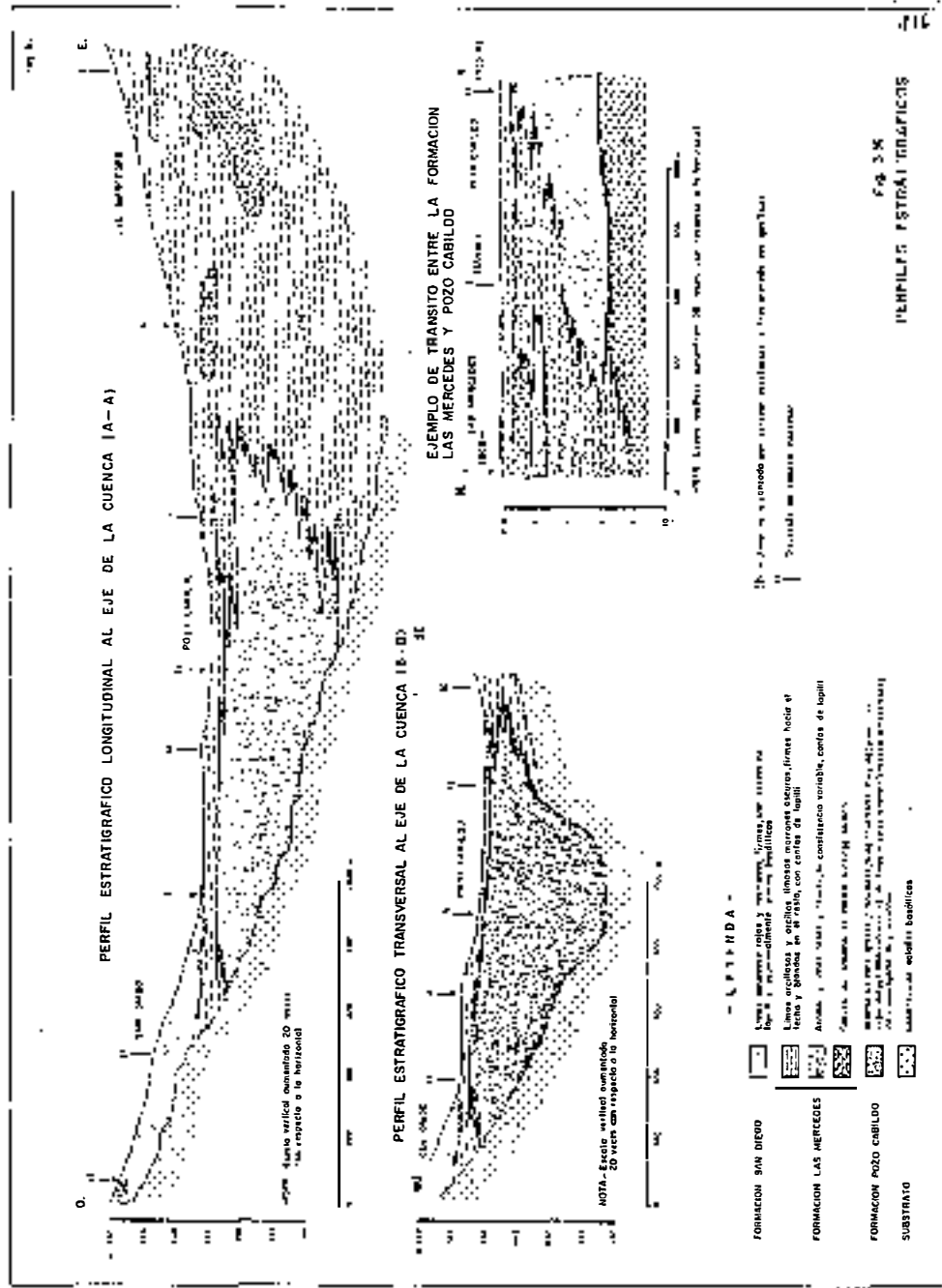
	ROCA ORIGINARIA	METEORIZACION	EROSION Y TRANSPORTE	SEDIMENTACION
Natural za	Piroclas- tos y es- corias	Suelo residual	Medio fluvial y posteriormen- te lacustre - con episodios volcánicos de proyección - aerea	Detrítica tipo lacus- tre, y volcánica de proyección aérea
Mineralo- gía.	Minerales primarios: vidrios, - min. de Fe, olivinos y epidotes.	Min. primarios y transforma- ciones arcillo- sas	Alteración - química	Transformaciones mine- ralógicas intracuenca.
Factores condicio- nantes	origen vol- cánico	Mineralogía y morfología. - Clima tropical con variacio- nes. Vegeta- ción de Laurá- ceas	Litología, cli- ma, geomorfolo- gía y volcanis- mo. Rápida ero- sión, corto transporte. Geo- metría de la cuenca.	Morfología de la cuenca. Hidrogeología. Cambios en el régimen hidrológi- co: fluvial-endorreico- fluvial. Composición y granulometría sedimen- tos.

3.4.2.- Litostratigrafía

Los materiales sedimentarios del valle de La Laguna no muestran afloramientos que permitan su estudio en profundidad por lo que ha sido necesaria la prospección geológica del sub-suelo basada principalmente en sondeos mecánicos y sondeos eléctricos verticales (SEV). La interpretación de los S.E.V (apartado 3.2.3) y la detallada observación y descripción de las muestras extraídas de modo continuo en los sondeos, permitieron conocer la disposición y composición de los materiales de la cuenca sedimentaria. No obstante, debido a que la máxima profundidad alcanzada en los sondeos fue de 20 m, no se tuvo acceso directo a mayores profundidades, limitación que fue soslayada gracias a la prospección geofísica por S.E.V, por lo que, mediante la aplicación de técnicas de correlación estratigráficas se pudieron diferenciar 3 formaciones denominadas Las Mercedes, Pozo Cabildo y San Diego.

Además de estas investigaciones se llevaron a cabo análisis granulométricos de fábrica y de mineralogía cuyos resultados se incluyen en los siguientes apartados.

La sedimentación presenta las siguientes características generales: En primer lugar destaca su carácter detrítico y los frecuentes cambios laterales de facies. El espesor de sedimentos oscila entre escasos metros y más de 40 m de acuerdo con los datos de geofísica, de los cuales, los primeros 20 m fueron alcanzados por sondeos. En el plano de isopacas (Plano 1) puede observarse el espesor de sedimentos y su variación. En dicho plano se aprecia una zona de más de 40 m de espesor, que pudiera llegar a los 70 de acuerdo con los S.E.V, y, en el resto, la profundidad media está en los 10 m en las zonas centrales y en los 5 m en las laterales. La edad de estos depósitos puede estimarse en holocena de acuerdo con el apartado 3.2.6, si bien la sedimentación pudo iniciarse algo antes, pe-



triz arcillosa blanda, presentándose generalmente entre el nivel (b) (promedio de 1-2 m).

e) Nivel final que suele ser muy similar al (b) (promedio 1 - 6 m).

Esta serie abreviada puede detallarse con una descripción completa de varias columnas litológicas representativas, - por ejemplo las correspondientes a los sondeos 1 y 8, incluidos en el Apéndice 3, en donde pueden apreciarse la gran variabilidad que esta formación presenta.

- Formación Pozo Cabildo (FPC)

Ocupa las zonas centrales de la cuenca (Fig. 3.15) y es la formación más representativa de las condiciones lacustres. Es de marcado carácter arcilloso. Destacan sus tonalidades grises y gris-azuladas que, en ocasiones, pueden llegar a ser muy oscuras. Sus materiales son untuosos al tacto con esporádicas inclusiones de restos vegetales, aunque en muy pequeñas cantidades y, a veces, forman verdaderos fangos. El máximo espesor detectado por sondeos ha sido de 20 m y por geofísica se estima en 30 m. En las zonas de tránsito con las restantes formaciones son frecuentes las secuencias mixtas entre varias formaciones con abundantes acuñamientos y cambios laterales de facies. En la Fig. 3.16 se incluye un esquema de una zona de tránsito. Aunque en el Apéndice 3 se describen detalladamente varias columnas de esta formación (sondeos 11, 13 y 17), a continuación se presenta una serie abreviada pero que pudiera considerarse como representativa (de techo a muro):

a) Arcillas limosas marrones oscuras, firmes a blandas (espesor medio 1 - 2 m).

- b) Arcillas grises azuladas, firmes con intercalaciones de finos niveles limo-arenosos amarillentos (espesor medio 1 - 2 m aunque puede llegar a más de 6 m).
- c) Arcillas grises azuladas blandas a muy blandas (espesor medio 1-5 m hasta más de 14 m).
- d) Ocasionalmente arcillas grises muy oscuras, blandas (más de 5 m).

- Formación San Diego (FSD)

Ocupa la zona Noroeste de la cuenca (Fig. 3.15). Se caracteriza por el predominio de limos y el color rojizo a marrón rojizo. El espesor máximo es de 7 m y el medio de 5 m. El sustrato basáltico se encuentra cercano a la superficie, siendo los materiales de esta formación representativos del arrastre por arroyada e inundación de los suelos meteorizados in situ situados en las laderas circundantes. En el ~~apéndice~~ 3 se incluye una columna detallada de esta formación (sondeo 26) describiéndose a continuación una serie abreviada pero representativa (de techo a muro):

- a) Limos arcillosos rojizos a marrón rojizos, firme, secos, con cantos de lapilli (espesor medio 2 - 4 m).
- b) Inclusiones de lentes de gravas basálticas en matriz arcillosa (espesor medio 1 - 3 m).
- c) Arcillas grises firmes entre sedimentos del nivel (a) (espesor medio 1 - 2 m).

En la Fig. 3.16 se presentan dos perfiles estratigráficos en donde se muestra la disposición de las tres formaciones descritas y sus correlaciones, incluyéndose un perfil de una zona de tránsito entre la formación Las Mercedes y Pozo Cabildo. En estas facies de tránsito es frecuente encontrar dentro de la misma serie términos de distintas formaciones.

El estudio geofísico (apartado 3.2.3) ha permitido apoyar la correlación de las zonas no alcanzadas por los sondeos mecánicos, encontrándose que las resistividades más características de la FLM oscilaban entre 15 - 18 Ω -m, inferiores a 8 Ω -m para la FPC, y entre 30 - 40 Ω -m para la FSD. La dirección de los aportes también pudo ser inferida a partir de las líneas de isoresistividades (Fig. 3.5) coincidentes con la dirección de los gradientes decrecientes, lo cual permitió observar una zona de mínimas resistividades situada aproximadamente en el centro de la FPC (Fig. 3.15).

Con respecto al contenido en materia orgánica y en sulfatos, se encontró que la materia orgánica no superó el 1%, y que los sulfatos estaban presentes en la FPC, preferentemente, pero sólo a nivel de indicios.

3.4.3.- Granulometría

Aunque no es objeto de esta Tesis una profundización sobre los aspectos sedimentológicos, sí se han aplicado alguna de sus técnicas al objeto de estudiar el régimen granulométrico de los depósitos, lo cual es de gran interés bajo el punto de vista geotécnico.

En total se efectuaron 104 análisis granulométricos sobre muestras procedentes de los sondeos mecánicos y calicatas, ha

biéndose realizado 64 análisis por vía seca hasta el tamiz 200 ASTM (aproximadamente 75 micras) y 40 por vía seca y húmeda hasta la fracción de 2 micras, de acuerdo con el método de Robinson o de la pipeta. Los resultados de estos análisis se incluyen en el Apéndice 4.

El método seguido tanto en la vía seca como en la húmeda fue de acuerdo con la norma BS 1377 (1967) en donde se tratan las muestras previamente al ensayo con peróxido de hidrógeno y ácido clorhídrico, y por una solución de hexametáfosfato sódico como agente químico dispersante.

Treinta y tres de las anteriores muestras fueron además sometidas a una dispersión mecánica mediante ultrasonido. Ambas dispersiones, química y mecánica, fueron necesarias dado el estado agregado y grumoso que presentaban las muestras, si bien el ultrasonido fue aplicado como técnica experimental. En consecuencia, se investigó el efecto que sobre la granulometría podría ejercer la acción de la dispersión mecánica aplicada. Para lo cual se compararon, por un lado, los resultados obtenidos con todas las muestras tratadas mecánicamente y las sin tratar y, por otro, los obtenidos de muestras seleccionadas a las que una parte de las mismas fue sometida a ultrasonido y otra no. De forma gráfica en las Figs. 3.17 y 3.18 se muestran dichos resultados en donde se puede apreciar la forma y características de la curva granulométrica.

Antes de referirse a las distintas fracciones se señala que se han seguido las normas DIN, ASTM y NLT que fijan los siguientes tamaños: arcilla menor de 2 micras, limo entre 2 y 60 micras, arena entre 60 micras y 2 mm, y grava entre 2 mm y 6 cm.

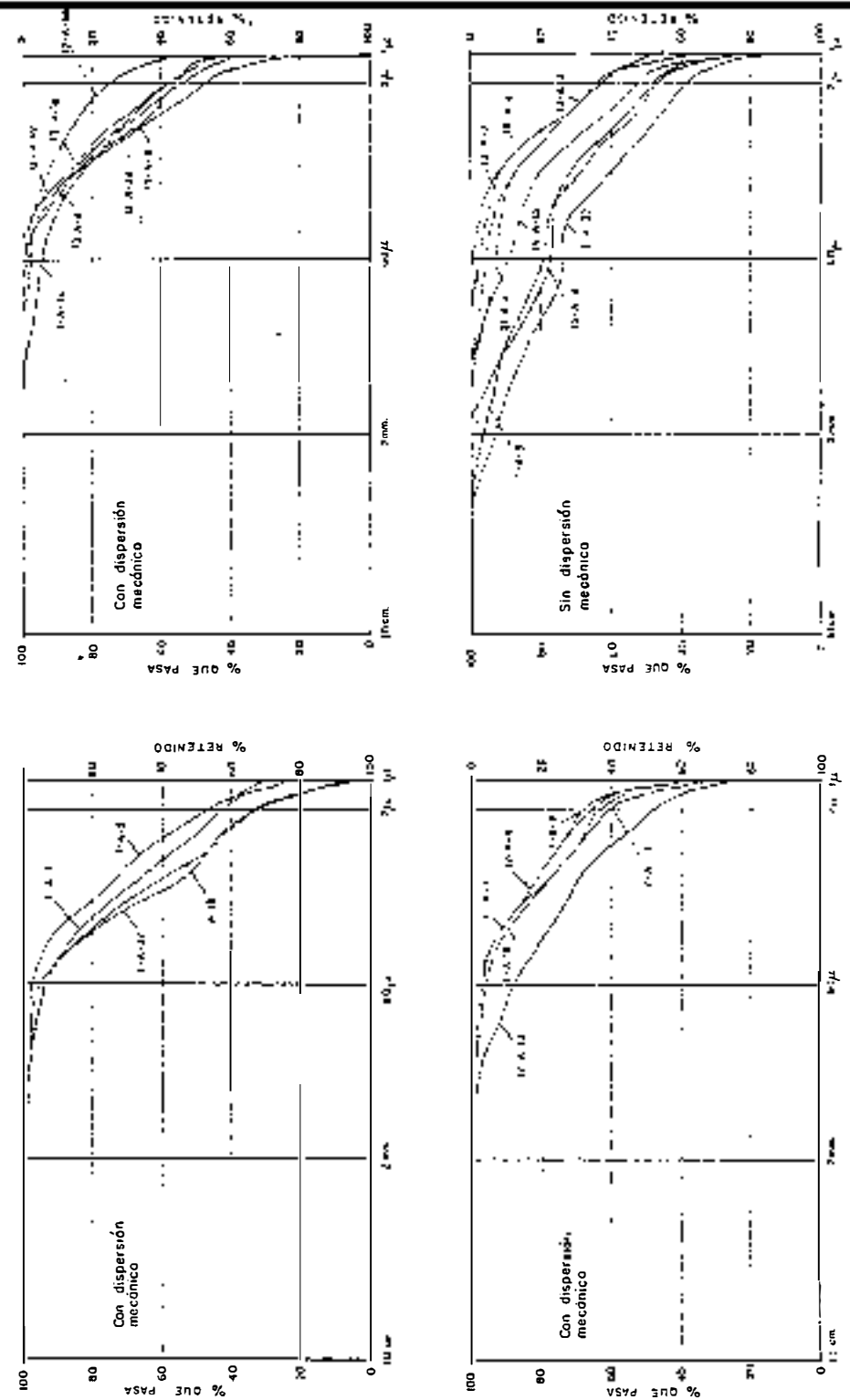


Fig. 3.17.- Curvas granulométricas representativas

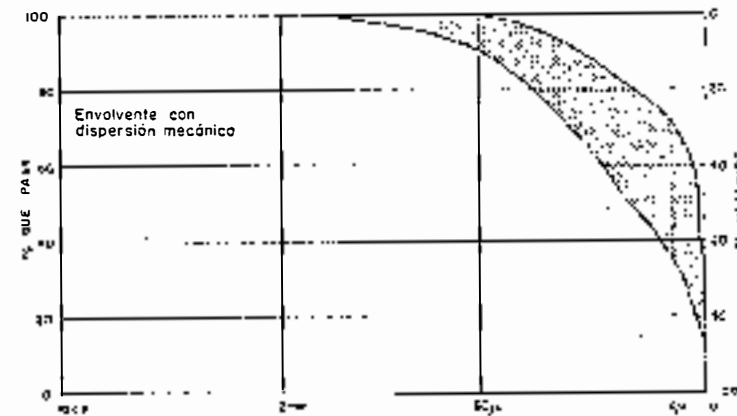
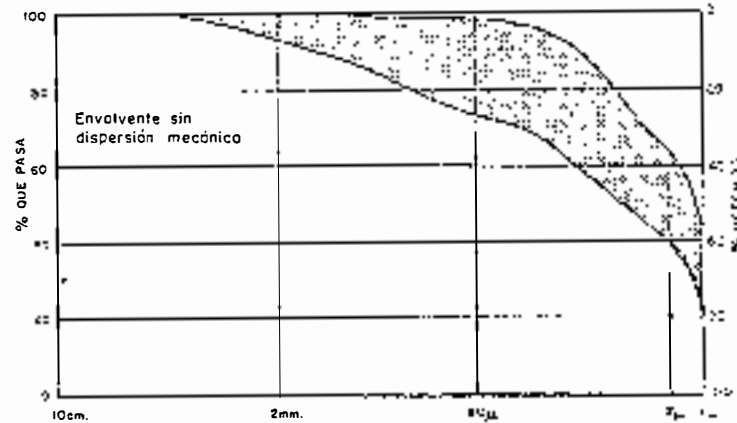
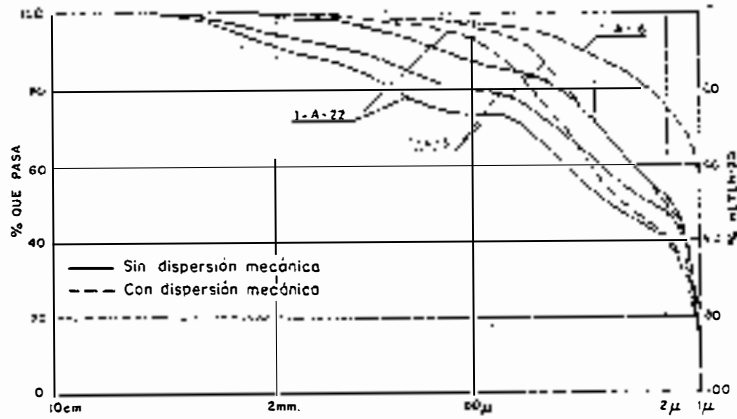


Fig. 3.18.- Envoltorios de curvas granulométricas y efecto de la dispersión mecánica sobre la distribución granulométrica

Con la dispersión mecánica se pasó de un promedio máximo de 10% de grava a un 0%. De un máximo de 20% de arena a un 10%. De un máximo de un 50% de limo a un 90%, y de un máximo de un 60% de arcilla a un 70%, valores todos referidos al promedio general de las muestras ensayadas. Los efectos de la dispersión mecánica sobre la curva granulométrica queda ilustrada en la Fig. 3.18. Con respecto a las muestras tratadas, mitad con dispersión mecánica y la otra mitad sin ella, en el Apéndice 4 se incluye el Cuadro A.4.3 cuyos resultados, en síntesis, son los siguientes: Con la agitación mecánica la fracción arena disminuyó una media de un 11%, la fracción limo aumentó una media de 19% y la fracción arcilla aumento un 19%.

Los índices granulométricos: selección (S_o), simetría (S_k) y curtosis (K), también fueron analizados encontrándose que con la dispersión mecánica S_o aumentó de 0,77 a 0,87; S_k aumentó de 0,76 a 0,90; y K aumentó de 0,23 a 0,25, valores todos referidos a las medias. Las expresiones empleadas para calcular los citados índices se incluyen en el Apéndice 4.

En síntesis, puede decirse que con la dispersión mecánica la fracción tamaño grava pasa a granulometrías inferiores, la de arena disminuye en más de un 50%, y las fracciones limo y arcilla aumentan, sobre todo la de limo. Igualmente los índices granulométricos experimentan un aumento.

Teniendo en cuenta las variaciones que la dispersión mecánica introduce en la granulometría a continuación se analizan los resultados obtenidos. En primer lugar las características generales y comunes de las granulometrías realizadas indican que existe una apreciable similitud entre todas las curvas granulométricas, con claro predominio de la fracción menor de 60 micras (limo y arcilla). Así, la fracción grava osciló entre

0 - 10%, arena 0-20%, limo 30-50%, y arcilla entre 40-60%, valores todos ellos referidos a las medias.

En la Fig. 3.17 y 3.18 se muestran varios ejemplos de curvas elejidas como representativas. Asimismo en la Fig. 3.19 - se muestran diversos histogramas de distribución de tamaños - presentando generalmente una distribución bimodal con una máxima principal muy acusada en la fracción menor de 2 micras. Las curvas presentan en general poca clasificación, coexistiendo - fracciones de tamaños muy diferentes, cuyo posible significado sedimentológico se discute en el apartado 3.4.6.

Los valores promedio de los índices granulométricos indican la influencia de la moda principal y no son representativos de la simetría, sin embargo la curtosis da idea de que existe cierta dispersión. Dichos valores fueron $S_o = 0,8$, $S_k = 0,8$ y $K = 0,2$.

Como características específicas de cada una de las formaciones estudiadas, destacan las siguientes: Para la FLM la clasificación correspondería a limos arcillosos con algo de arena. La FPC como arcillas limosas con muy escasa cantidad de arena, y la FSD como limos arcillosos con algo de arena. El contenido en arcilla en orden decreciente sería: FPC seguida de FSD y FLM., en limos FLM, seguida de FSD y FPC, y en arenas FSD, FLM y FPC, ambos contenidos dados en orden decreciente. En consecuencia la FPC se destaca como de tamaño más fino y la FLM como la más gruesa, aspectos que se indican en el Cuadro 3.4.

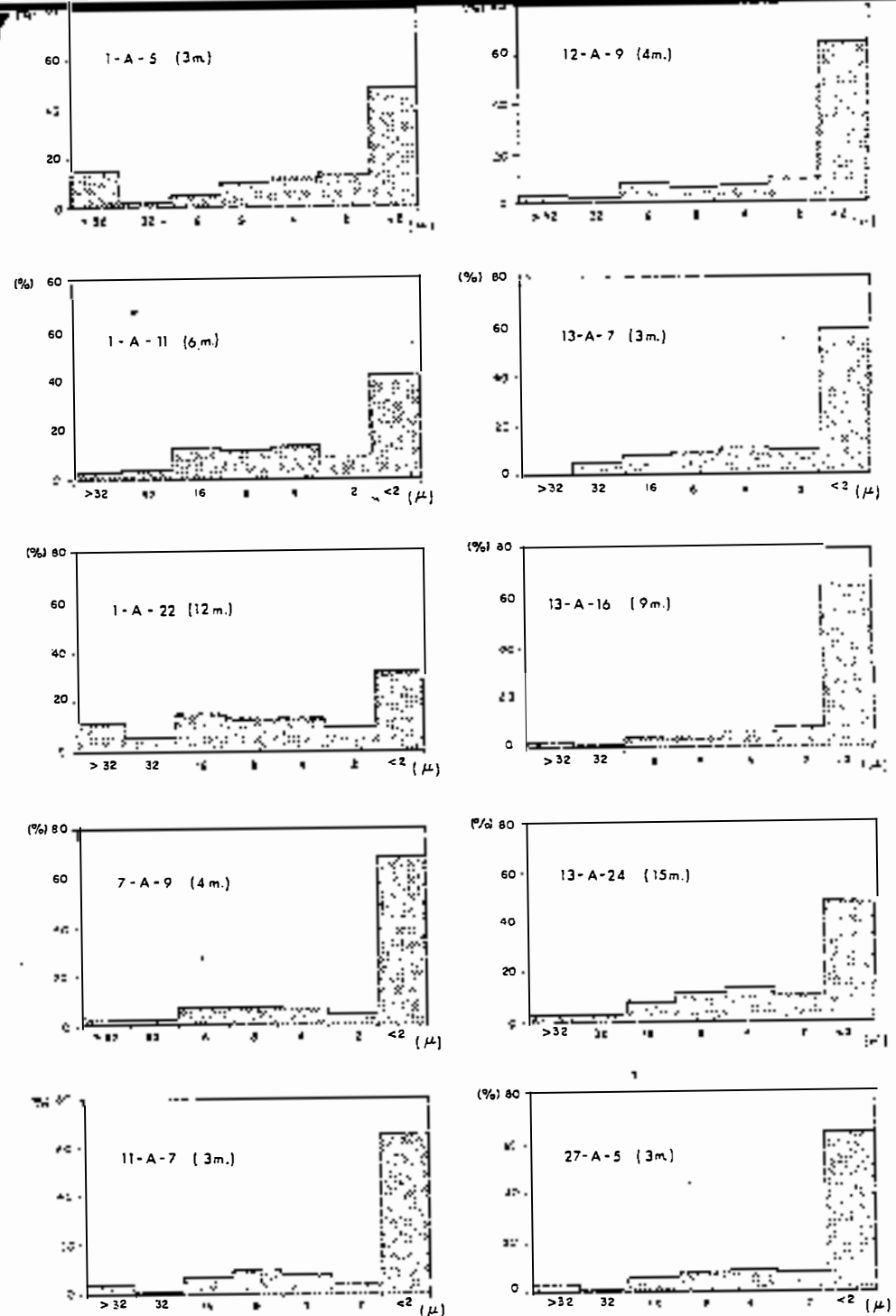


Fig. 3.19.- Histogramas de distribución de tamaño de muestras sometidas a dispersión mecánica.

CUADRO 3.4.- VALORES MEDIOS DE LAS FRACCIONES GRANULOMETRICAS CORRESPONDIENTES A LAS DISTINTAS FORMACIONES SEDIMENTARIAS

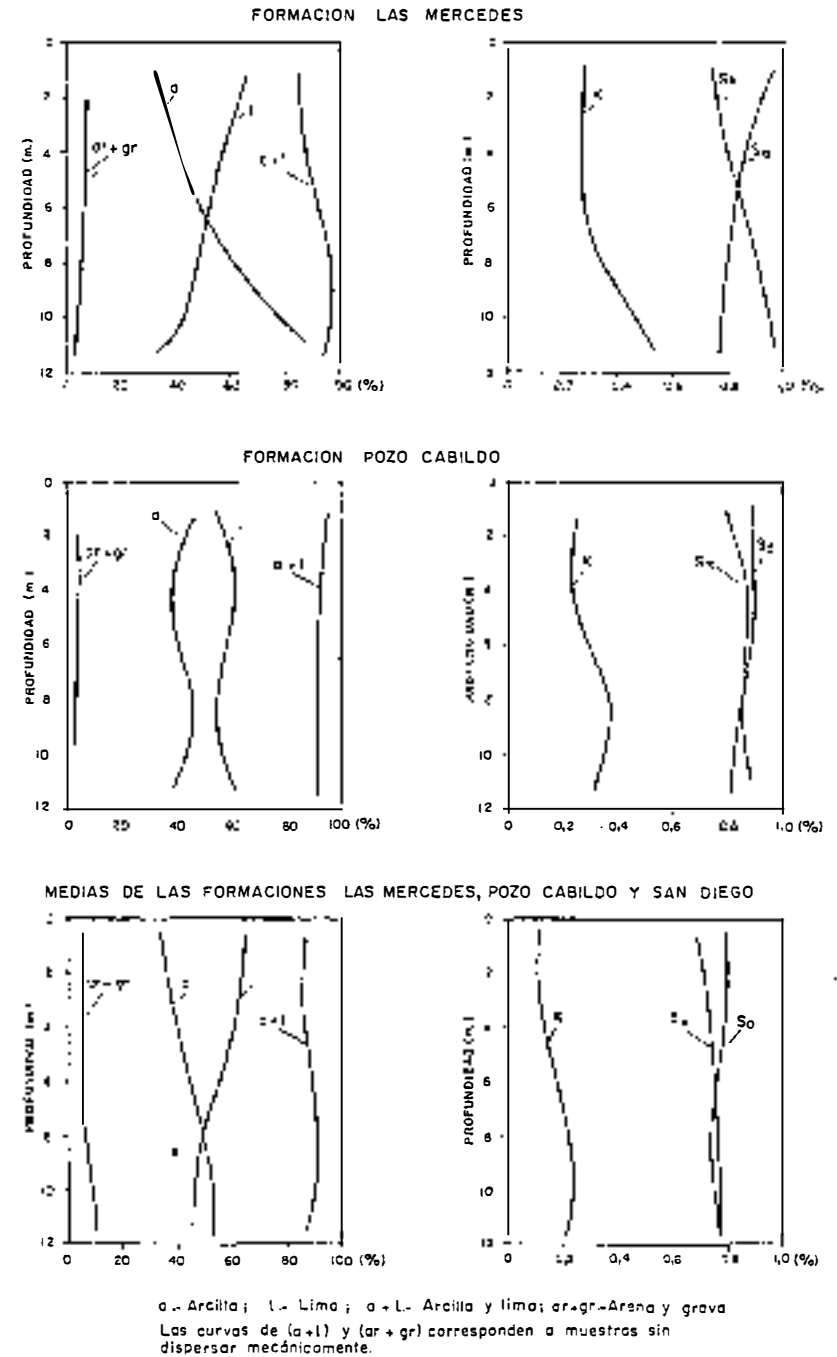
FORMACION	% arcilla		% Limo		% arena		% Limo y arcilla (*)		% arena y grava (*)	
	\bar{x} (%)	S	\bar{x} (%)	S	\bar{x} (%)	S	\bar{x} (%)	S	\bar{x} (%)	S
LAS MERCEDES	38,5	7,19	60		< 1		88,55	7,88	11,45	7,88
POZO CABILDO	57,30	5,38	42		< 1		92,92	3,57	6,27	3,75
SAN DIEGO	49,5	17,50	50,0		< 1		87,75	8,37	12,25	8,37

(*) Resultados de muestras no sometidas a dispersión mecánica

\bar{x} Media aritmética; S = desviación típica

En la Fig. 3.20 se muestra la variación de la granulometría con la profundidad para las formaciones FPC y FLM, no habiéndose incluido a la FSD ya que el pequeño espesor de esta formación no permitió incluir datos ilustrativos. El contenido en arcilla de la FLM aumentó sensiblemente con la profundidad pasando de un 40 a un 70%, y el contenido en limos disminuyó de un 50 a un 40%. Asimismo los índices granulométricos variaron dentro de estrechos límites. En la FPC la variación del contenido en arcilla con la profundidad permaneció bastante constante y el contenido en limo, aunque aumentó ligeramente, presentó similares características a las expresadas para la arcilla.

Con el objeto de estudiar las variaciones de la granulometría tanto en sentido lateral y como en profundidad, se establecieron distintos tramos (0-3 m, 3-6 m, 6-10 m y más de 10m), incluyéndose en el Apéndice 4 los datos que han permitido lle



a - Arcilla; l - Limo; a+l - Arcilla y limo; ar+gr - Arena y grava
Las curvas de (a+l) y (ar+gr) corresponden a muestras sin dispersar mecánicamente.

Fig. 3.20.- Variación de la granulometría con la profundidad

gar a las siguientes conclusiones: El nivel más superficial - (0-3 m) fue particularmente favorable para la observación de las variaciones laterales ya que se dispuso de un número mucho mayor de datos que para los restantes niveles. Como índices se tomaron las fracciones de arcilla y arena, habiéndose incluido en la Fig. 3.15 las isoclinas de % de arena, en donde puede apreciarse su variación lateral, acusando un mínimo en la zona central de la cuenca (FPC) con gradientes decrecientes que coinciden con los indicados por las líneas de isoresistividad cuyas normales, por otro lado, señalan las direcciones principales de aportes.

Para el nivel siguiente (3 - 6 m) se observó una tendencia similar a la del nivel anterior con ligeras disminuciones en el contenido en arcilla hacia el centro de la cuenca. En los niveles restantes (6 - 10 m y más de 10 m) no se encontraron tendencias definidas, si bien en todos ellos se apreció una ligera disminución en el contenido de arcillas hacia el citado centro de la cuenca.

Estos datos junto con los anteriormente discutidos para cada una de las formaciones permitieron obtener una idea general de la variación de la granulometría con la profundidad según se indica en la Fig. 3.20. En dicha figura las arcillas aumentan con la profundidad un promedio de 35 al 55% y los limos disminuyen de un promedio de un 60 a un 45%. Por otro lado estas tendencias de carácter general también se verificaron de forma puntual en las muestras obtenidas de los sondeos 1, 7 y 13, indicando en conjunto poca variación, lo que refleja una sedimentación continua del mismo régimen.

Para profundidades superiores a los 20 m no se dispusieron más que de los datos inferidos por la interpretación geofísica que, según se señaló previamente, indicaron una composición similar a la de los niveles superiores, a tenor de las semejantes resistividades encontradas.

3.4.4.- Estructuras sedimentarias

La observación de estructuras sedimentarias se ha llevado a cabo examinando las zanjas y los testigos obtenidos en los sondeos. La principal estructura observada han sido las laminaciones, consistentes en alternancia de niveles de 1 a 2 cm de espesor hasta tamaños milimétricos formados por materiales limoarenosos amarillentos y arcillas azuladas. Estas laminaciones han sido observadas principalmente en la Formación Pozo Cabildo. Igualmente en esta formación se han encontrado restos de vegetales en forma de pequeños troncos carbonizados.

Se han observado grietas de desecación afectando a gran parte de los materiales de la cuenca, siendo visibles hasta una profundidad de 1 m. Cerca de las zonas de borde y en puntos centrales de la FLM se han observado también paleocanales rellenos de materiales gruesos (gravas y cantos), de reducidas dimensiones.

Estas estructuras ponen de manifiesto el carácter lacustre de la cuenca dando típicos ritmos sedimentarios de marcado control granulométrico. Por otro lado, el régimen fluvio - torrential a que estuvo sometida dicha cuenca por parte de sus barrancos afluentes, ha dado lugar a los paleocanales citados. Finalmente, las oscilaciones del nivel freático y desecación de los suelos han originado las típicas grietas de retracción observadas.

3.5.2.- técnicas analíticas

Para proceder al estudio mineral de las diferentes fracciones ha sido condición necesaria el análisis granulométrico de los materiales. El claro predominio de la fracción fina ha supuesto realizar la separación de los distintos tamaños empleando la técnica tradicional de la sedimentación y posterior extracción con la pipeta de Robinson. Previamente a la sedimentación las muestras fueron tratadas con agua oxigenada y ácido clorhídrico, para la destrucción de materia orgánica y carbonatos, con posterior lavado y dispersión con solución de hexametáfosfato de Na. Igualmente se sometieron a agitación mecánica durante 16 horas con ultrasonido.

Como principal técnica de identificación mineralógica se empleó el análisis por difracción de rayos X en un equipo Philips 1140 de 3 Kv, preparando muestras en polvo o agregados orientados, o bien saturados con Mg y etilenglicol cuando se precisó confirmar la presencia de minerales hinchables.

Otra técnica aplicada fue la espectroscopía de absorción infrarroja utilizándose un espectrofotómetro Perkin-Elmer 225, que cubre la región espectral entre 4000 - 200 cm⁻¹. En todas las muestras se utilizó como célula de absorción comprimidos de Brk.

En la observación de muestras al microscopio electrónico por transmisión directa las muestras fueron preparadas por dispersión en agua con ultrasonido, utilizándose un microscopio Philips EM-300. La preparación de muestras para observación al microscopio electrónico de barrido se efectuó mediante impregnaciones con capas de carbón-oro-carbón utilizándose un equipo Philips SEM-500.

3.5.3.- Composición mineralógica de la fracción arcilla

Análisis por difracción de rayos X

La fracción arcilla fue estudiada de acuerdo con las técnicas descritas en el apartado anterior, presentándose en la Fig. 3.22 a 3.27 los difractogramas de las diferentes muestras analizadas en cada uno de los sondeos así como su correlación en función de la profundidad. Su interpretación fue realizada de acuerdo con Browns (1961) y las fichas ASTM.

En primer lugar destaca la pobre cristalinidad de las muestras, lo cual ha dificultado notablemente los análisis por difracción de rayos X. Las especies mineralógicas identificadas han sido las siguientes: Haloisitas con espaciados de 7 a 7.20 Å, 3.57 y 4.43 Å, espaciados que según Carroll (1970) corresponden a metahaloisitas. Micas en 10, 5 y 3.34 Å, que cuando aparecen hidratadas originan diversos espaciados entre 10 y 14 Å. Los interestratificados se presentan por encima de los 18 Å, y las montmorillonitas a 18, 3.54 y 4.60 Å, dando estos últimos, a veces un pico a 8.85 Å cuando están saturados con Mg más etilenglicol. Entre los minerales no arcillosos destaca la sanidina con reflexiones a 6.50, 3.245 y 2.165 Å que corresponden a los planos (020), (040) y (060), ya que en los agregados orientados los restantes planos no se manifestaron. Así mismo también aparecieron minerales de hierro como goetita en 4.15 y 2.69 Å, y hematites en 2.69 y 2.517 Å y, de manera más esporádica, el cuarzo en 4.26 y 3.34 Å y la gibsita en 4.85 y 4.37 Å.

De acuerdo con los datos obtenidos se presenta en la Fig. 3.28 las agrupaciones mineralógicas más significativas, incluyendo las proporciones estimativas de su frecuencia de acuerdo con Johns et al. (1954), siendo muy interesantes las variaciones experimentadas con la profundidad. Así, el sondeo

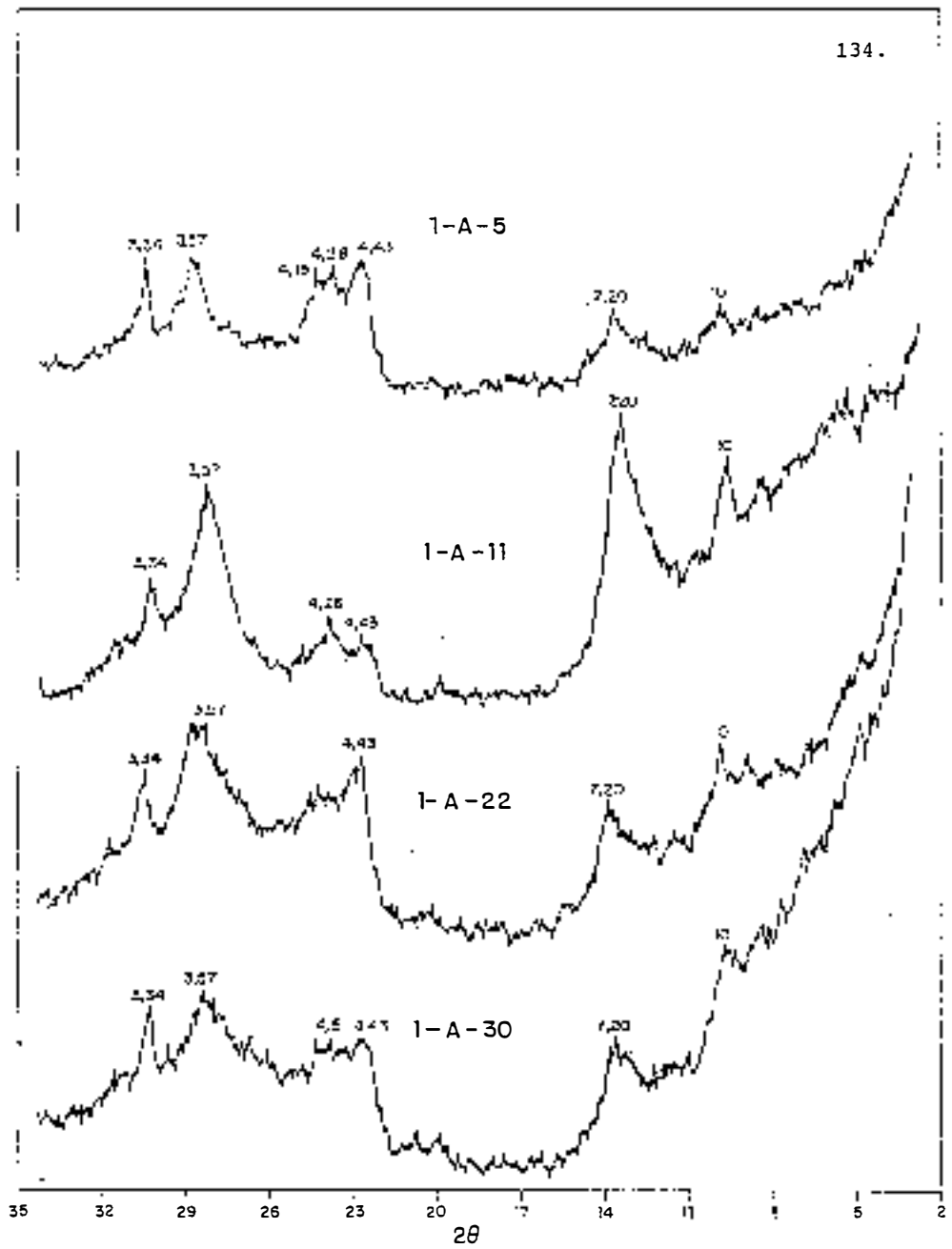


Fig. 3.22 - Diagramas de difracción por rayos X de muestras del Sondeo 1 (agregados orientados)

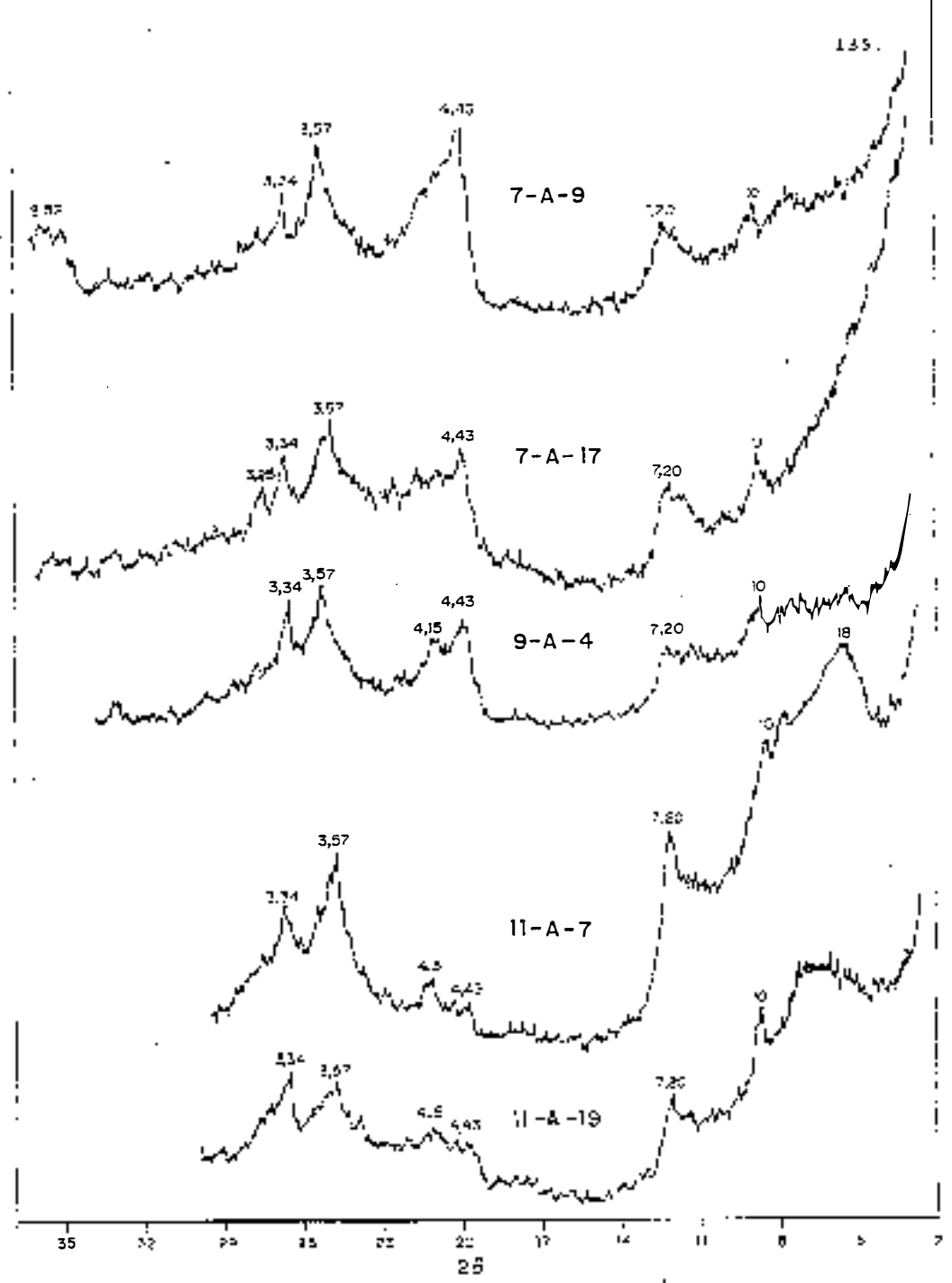


Fig. 3.23 - Diagramas de difracción de rayos X de las muestras de los Sondas 7, 9 y 11 (agregados orientados)

(*) Saturada con Mg + etilen-glicol

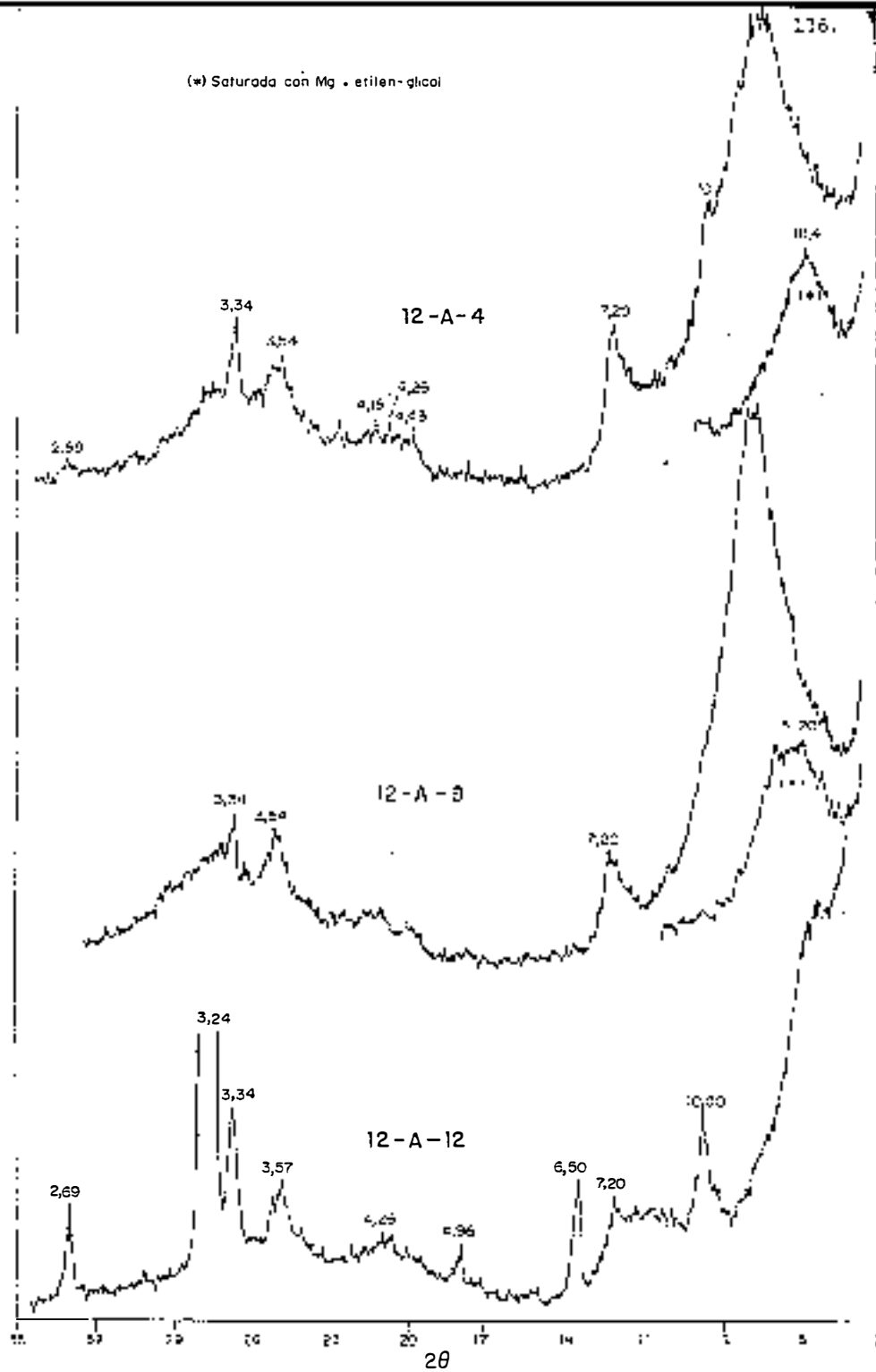


Fig. 3.24 - Diagramas de difracción de rayos X de las muestras del Sondeo 12 (agregados orientados)

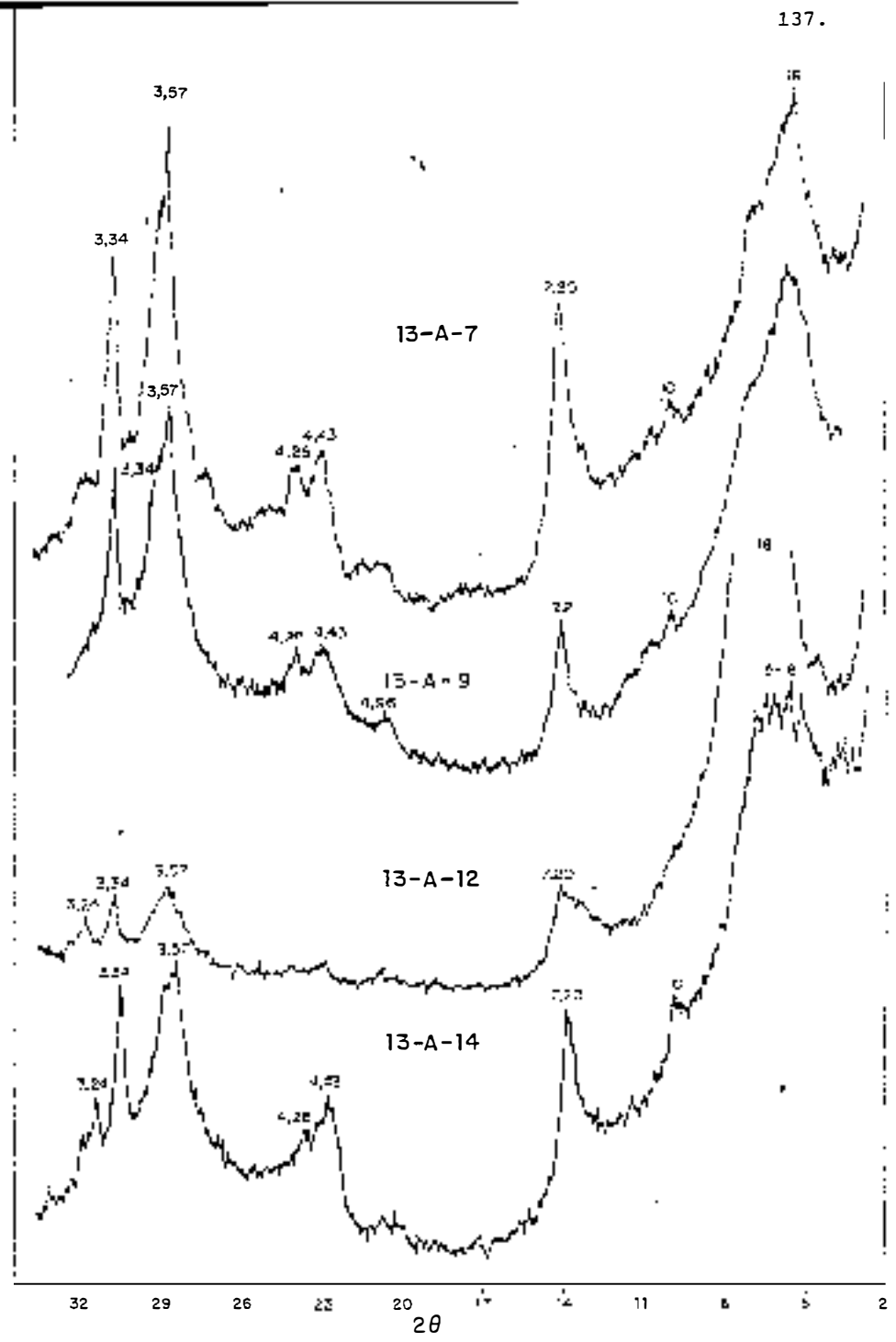


Fig. 3.25 - Diagramas de difracción por rayos X de muestras del Sondeo 13 (techo) (agregados orientados)

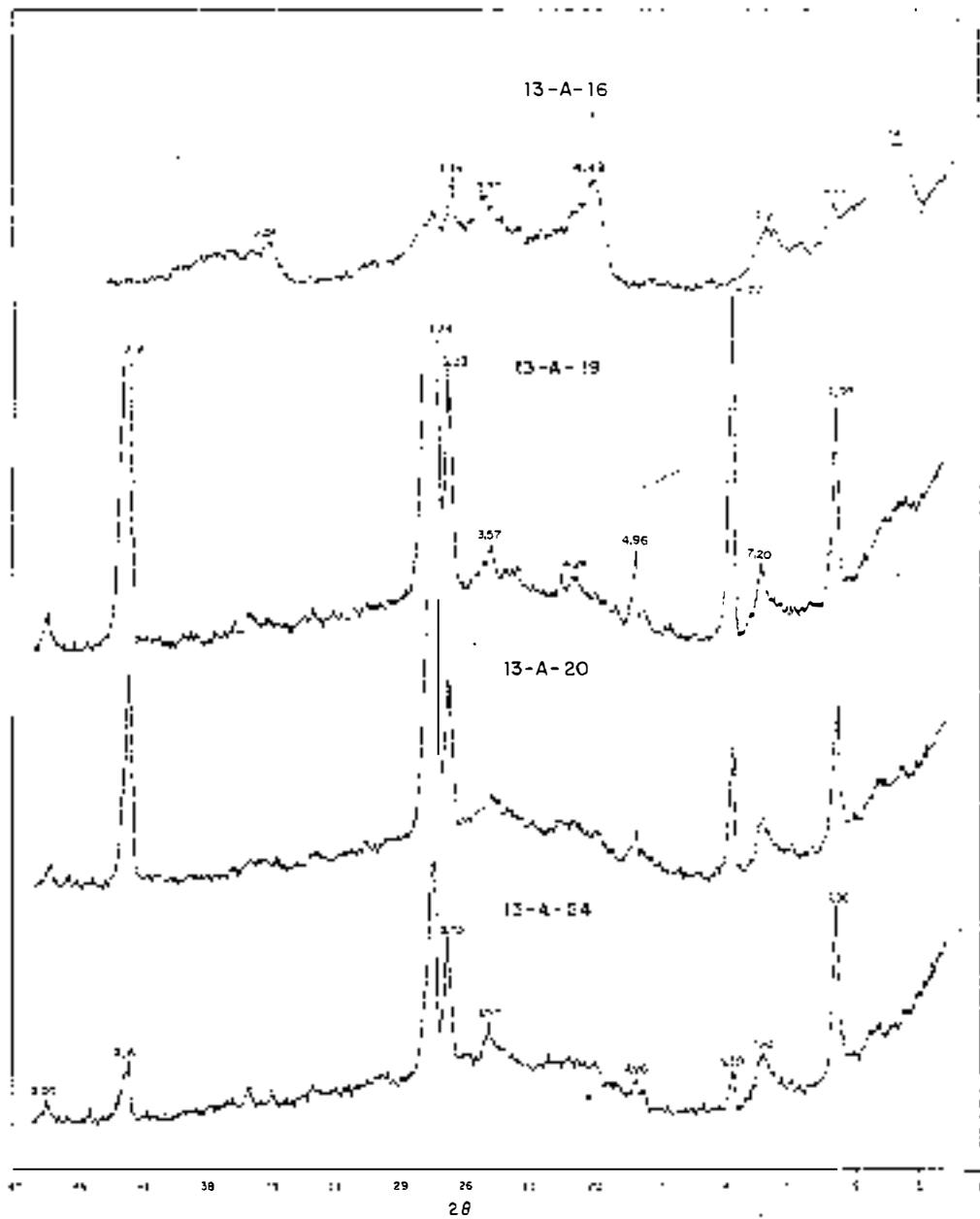


Fig. 3.26 - Diagramas de difracción de rayos X de muestras del Sondeo 13 (base)(agregados orientados)

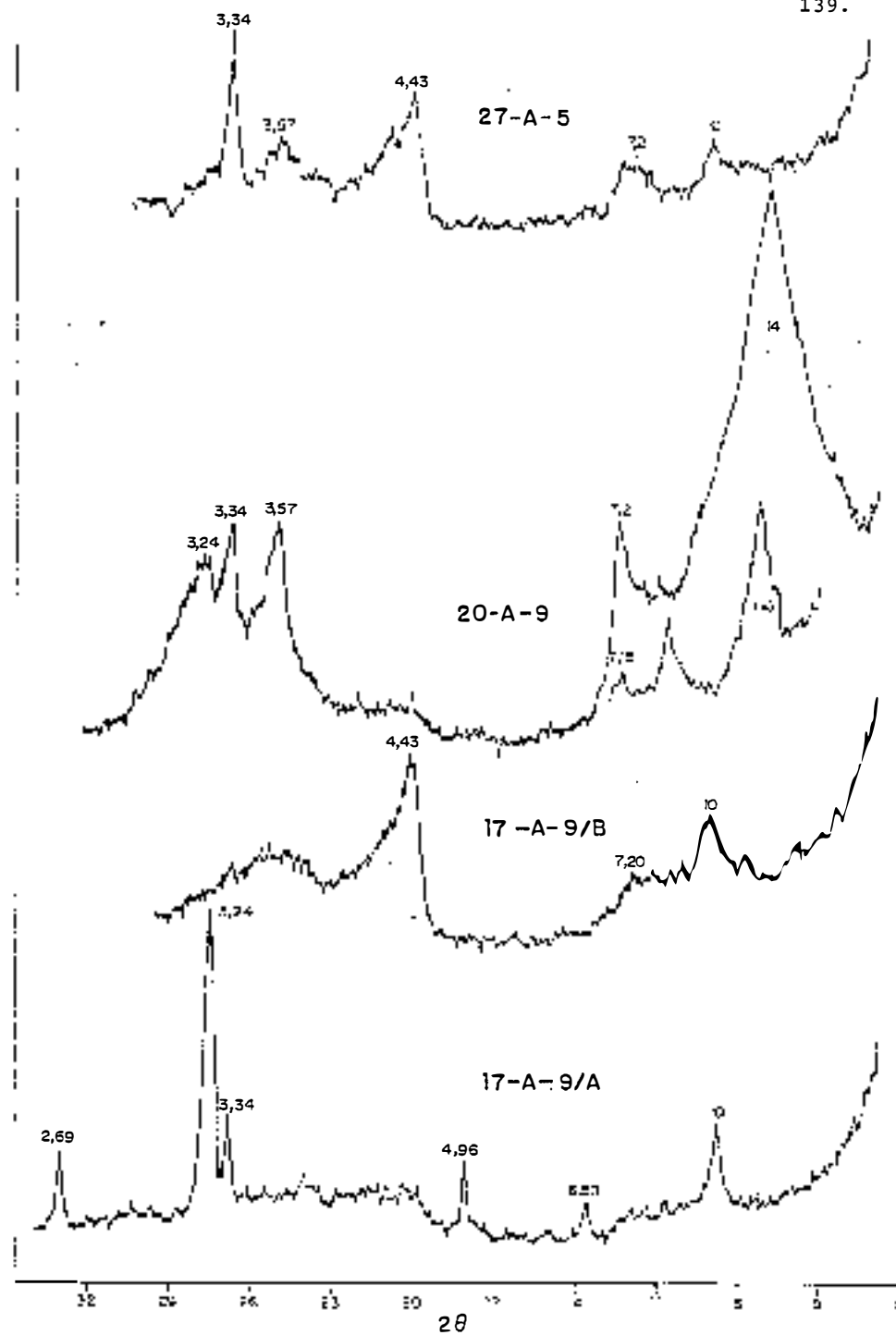


Fig. 3.27 - Diagramas de difracción de rayos X de muestras de los Sondeos 17, 20 y 27 (agregados orientados)
 (*) Saturada con Mg - etilen glicol

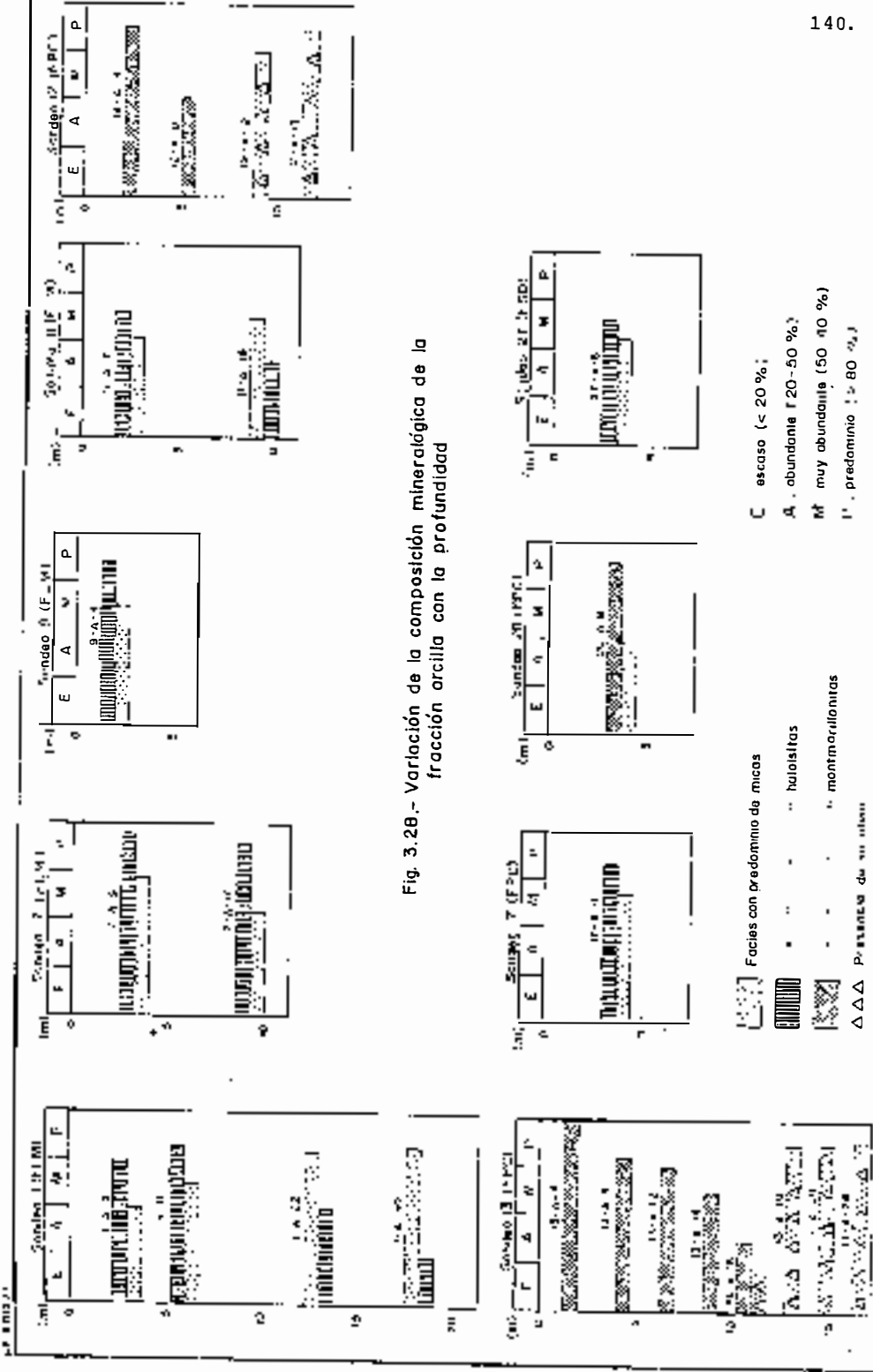


Fig. 3.28.- Variación de la composición mineralógica de la fracción arcilla con la profundidad

1 se inicia en su base con facies detríticas degradadas con tendencia haloisítica hacia el techo representado en conjunto un medio mixto muy heterogéneo con formación de haloisitas. Los sondeos 12 y 13 se inician en sus bases con facies detríticas y mixtas, haciéndose montmorilloníticas hacia el techo en donde sus últimos tramos predomina claramente este mineral.

Estas variaciones también se acusan lateralmente. Las zonas de borde de la cuenca son típicas de facies detríticas, mientras que en las interiores predominan las haloisíticas y en las centrales las montmorilloníticas. Esta distribución correspondería a un predominio de facies haloisíticas y detríticas en las FLM y FSD, y de facies montmorilloníticas en la FPC.

Análisis por espectroscopía de absorción infrarroja

La posible presencia de minerales amorfos fue investigada mediante espectroscopía de absorción infrarroja y, de manera más detallada, en las facies haloisíticas donde por sus peculiaridades genéticas pudieran encontrarse estos minerales.

Los espectros de absorción infrarroja de las distintas fracciones estudiadas se incluyen en la Fig. 3.29. En todos los espectros se encuentran principalmente las bandas características de los minerales de la haloisita a 3690; 3618; 1100; 1032; 912; 690; 536; 465; 430; y 342 cm^{-1} .

En la primera parte del espectro aparecen dos bandas con los máximos alrededor de 3690 y 3618 cm^{-1} , que se atribuyen a las vibraciones de tensión de los grupos OH de estos minerales. El conjunto de bandas a 1100; 1032 y 1000 cm^{-1} , son características de vibraciones de tensión antisimétricas del grupo Si-O-Si y Si-O-(Al). La banda con máximo alrededor de 912 cm^{-1} es debida a una vibración de deformación del grupo $\text{Al}_2\text{-OH}$ de la capa octaédrica, mientras que la banda a 536 cm^{-1}

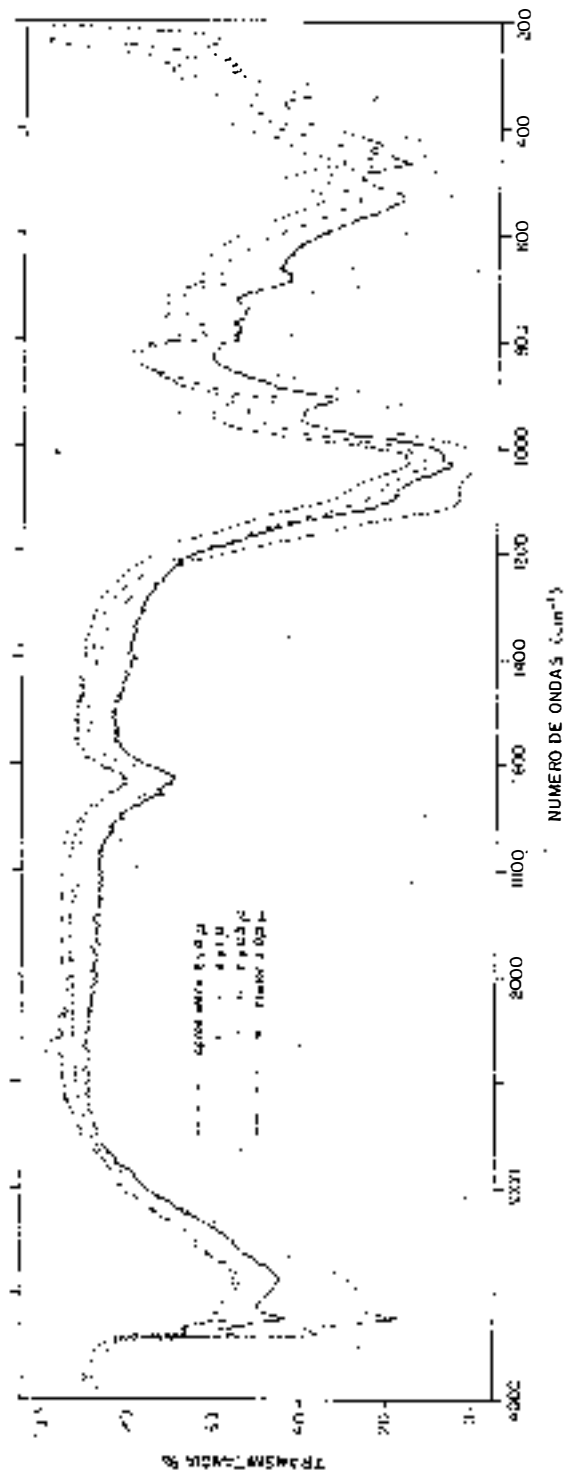


Fig. 3.29.- Espectros de absorción infrarrojo entre 400-250 cm^{-1} de la muestra 17-A-9

es atribuida a una vibración $\text{Si-O-Al}^{\text{IV}}$. Las bandas a 465 y 430 cm^{-1} , con características de vibraciones de deformación del grupo Si-O.

Del conjunto de bandas existentes hay que considerar de gran importancia las dos en las que participan los iones aluminio de la red, es decir, 912 y 536 cm^{-1} , ya que a medida que el tamaño de partícula es más pequeño estas últimas aumentan de intensidad con respecto a las bandas típicas del grupo Si-O, lo que pone de manifiesto un aumento de la haloisita en dichas fracciones.

En las muestras estudiadas se identifica el cuarzo por el doblete a 797-780 cm^{-1} y las bandas a 395, 370 cm^{-1} características de dicho mineral, las cuales van disminuyendo a medida que el tamaño de partícula es menor hasta desaparecer en las dos últimas fracciones.

Esta técnica de investigación ha puesto de manifiesto la ausencia de alofanas y un incremento del grado de cristalinidad de las partículas a medida que decrece su tamaño, con mayor incidencia en la fracción próxima a 1 micra.

Identificación por microscopía electrónica

La identificación mineralógica fue complementada por la observación al microscopio electrónico de transmisión (TEM) y de barrido (SEM). Ambas técnicas permitieron también estudiar los aspectos morfológicos y el tamaño de los distintos minerales.

Las micas es posible reconocerlas en una amplia gama de tamaños, pudiéndose observar una secuencia en el grado de alteración, que oscilan desde láminas de gran tamaño de 12 a 60 micras prácticamente sin alterar y, que a medida que se hacen más pequeñas comienzan a apreciarse detalles de corrosión (Lámina 3.2).

Las haloisitas aparecen en formas tubulares y globulares con tamaños muy pequeños. En las globulares se midieron diámetros comprendidos entre 0.2 y 0.3 micras y, en las tubulares alcanzaron una longitud de unas 0.3 micras con 0.1 micra de diámetro (Lámina 3.3).

Las montmorillonitas se reconocieron por su morfología, más redondeada y su menor tamaño con respecto a las micras de gradadas. Las superficies son muy irregulares, con un aspecto rugoso, y su tamaño osciló entre 1 y 3 micras (Lámina 3.2).

3.5.4.- Composición mineralógica de la fracción arena

El estudio de la distribución de minerales ligeros y pesados se usa normalmente para determinar las características sedimentarias de los depósitos, aunque en el presente caso dado el corte transporte que han sufrido los materiales su estudio va a contribuir, fundamentalmente, a precisar algunas características ambientales, que hayan condicionado tanto la proporción de las diferentes especies, así como su grado de alteración. La técnica de investigación aplicada fue la microscopía óptica, y electrónica de barrido, rayos X y EDAX.



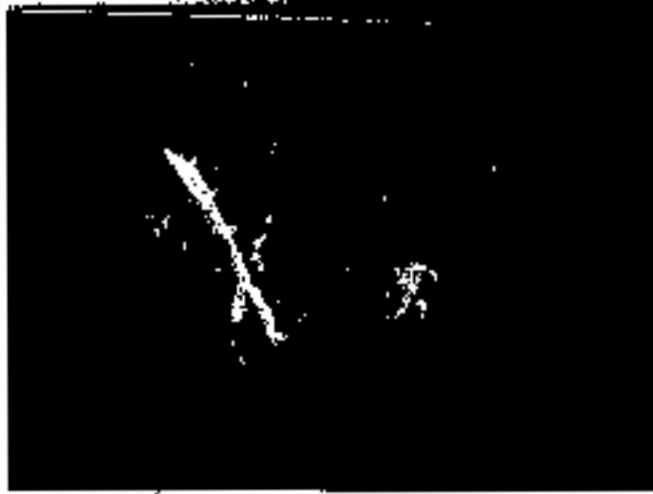


Lámina 3.2.- Aspectos de micas y montmorillonitas vistas al SEM.
(a), 1250 x mica inalterada; (b) 5000 x micas poco -
degradadas; (c) 5000 x micas parcialmente degradadas;
(d) 20.000 x micas muy degradadas; (e) 40.000 x, (f)
20.000 y (g) 40.0000 montmorillonitas.



Lámina 3.3.- Halositas observadas al TEM y SEM. (a) TEM 120.840 x; (b) y (c) TEM 205.200 x; (d); (e) y (f) SEM 80.000 x.

En el conjunto de las distintas muestras hay un claro predominio de elementos ligeros constituidos por feldespatos, vidrios volcánicos de diferentes tonalidades y micas, mientras que en la fracción pesada los minerales más significativos son magnetitas, titanitas, augitas y hornblendas de distintos tipos, entre las cuales se ha reconocido la variedad edenita.

Esta investigación se ha centrado en realizar una estimación de los minerales pesados presentes en las distintas facies mineralógicas y determinar el grado de evolución de los feldespatos, mediante un estudio de detalle de la morfoscopia de los granos de sanidina.

En las facies haloisíticas y montmorilloníticas los minerales pesados son muy escasos prácticamente sólo se reconocen algunos granos de titanita y de hornblenda tipo edenita, mientras que en las facies detríticas, debido a su menor evolución, es posible reconocer una mayor abundancia, destacando entre los mismos la magnetita, la augita, la hornblenda (en varias coloraciones) y ocasionalmente titanita. De aquí se deduce que los óxidos de Fe y los silicatos ferromagnesianos indican condiciones de escasa evolución puesto que en las facies con un mayor grado de evolución, prácticamente han desaparecido.

En la fracción ligera predominan los feldespatos asociados a fases de alta temperatura, con dos variedades, una potásica correspondiente a sanidina, hecho que se ha podido comprobar mediante rayos X, y análisis EDAX (Energy Dispersive Analysis of X Ray), presentándose en cristales transparentes, y otra en cristales blancos-lechosos que corresponden a variedades calco-sódicas de tipo intermedio. Así como los minerales pesados dada su escasez y poca representatividad, en cuanto al grado de alteración, no son buenos indicadores de las condiciones ambientales los feldespatos, por el contrario, proporcionan una precisa información. En este sentido se ha realizado un estudio morfoscópico sobre la alteración de cristales de sanidina en las distintas facies minerales, cuyo resultado se

ilustra en la lámina 3.4:

Del conjunto de las muestras estudiadas se deduce que en las que predominan los minerales detríticos los feldespatos apenas sufren alteración, y a lo máximo se observa una ligera pérdida de la morfoscopia por fracturación, originándose un hábito de aspecto laminar (Foto b). Sin embargo, en las facies de tipo haloisítico el efecto de corrosión domina de manera muy característica. Esta corrosión se inicia en las superficies de fractura en escalón, con aspecto hojoso, que cuando son corroídas a lo largo de hendiduras-posiblemente relacionadas con individuos maclados (Foto f)-se origina una superficie irregular dando surcos que individualizan pequeños bloques (Foto d).

En una fase más avanzada los efectos de la corrosión penetran en el interior del cristal dando una estructura oquerosa donde es difícil reconocer rasgos relacionados con la morfología inicial o con los surcos de corrosión (Foto e y Foto f).

3.5.5.- Relación entre la granulometría y la composición mineral

En el estudio de las facies haloisíticas y montmorilloníticas se han encontrado variaciones en la distribución cuantitativa de las especies realmente notables. Ello es debido a las características peculiares que inciden en la génesis de dichas facies, donde los procesos edáficos y la actividad erosiva intervienen de forma antagónica en la distribución de minerales que posteriormente llegan a la cuenca. Esta incidencia se ha podido comprobar mediante un detallado estudio de la relación entre composición mineral y granulometría. En la Fig. 3.30 se representan los difractogramas de distintas fracciones, correspondientes a facies haloisíticas, desde 4 micras hasta tamaños prácticamente en suspensión (menor de 0.2 micras), llevadas a

lont
lita
las
chas
in-
ales
ha
ción
se
res
años
a

pe
Or
fo

e
al
in
el
do
ne
le
Fo



Lámina 3.4.- Alteración en cristales de sanidina observados al SEM. (a) 160 x; (b) 320 x; (c) 160 x; (d) 640 x ; (e) 1250 x y (f) 320 x.

cabo mediante separación por decantación y centrifugado.

Del análisis de dichos resultados se deduce claramente una gradación en la composición en función del tamaño. Así, los tamaños próximos a 4 micras están constituidos básicamente por componentes primarios de las rocas volcánicas con escasa alteración, tales como micas, sanidina y hematites. En los tamaños entre 1 y 2 micras desaparece prácticamente el feldespato y los hematites, y se hace más notoria la presencia de minerales de tipo haloisita, así como algunas micas hinchables.

Por debajo de 0.5 micras se observa una marcada degradación de las estructuras tipo 1:1 y 2:1 con espaciados muy poco característicos, que se traduce en la presencia de interestratificados en el rango de los 14 a 20 Å y próximos a 25 Å, - lo que concuerda con la indefinición que presentan los minerales típicos de fracciones superiores.

De lo expuesto se puede deducir que en las fracciones superiores a 2 micras, los minerales primarios son los más representativos; entre 2 y 0.5 micras la presencia de mica y haloisita son los hechos más destacados, y por debajo de este tamaño se observa una degradación sensible de dichos minerales los cuales coexisten con interestratificados.

Todo ello pone de manifiesto la relación existente entre la granulometría y la composición mineral así como dentro de dicha composición las posibles degradaciones existentes.

De manera semejante a como se ha procedido con la facie anterior se ha llevado a cabo un estudio sobre la facie de predominio montmorillonítico (Fig. 3.31). De este estudio cabe destacar la buena cristalinidad de los minerales, lógica consecuencia de su presencia en un medio confinado que ha facilitado la posible reorganización de estructuras degradadas y la neoformación de otras anteriormente inexistentes.

Muestra 17-A-9

I = Interestratificado

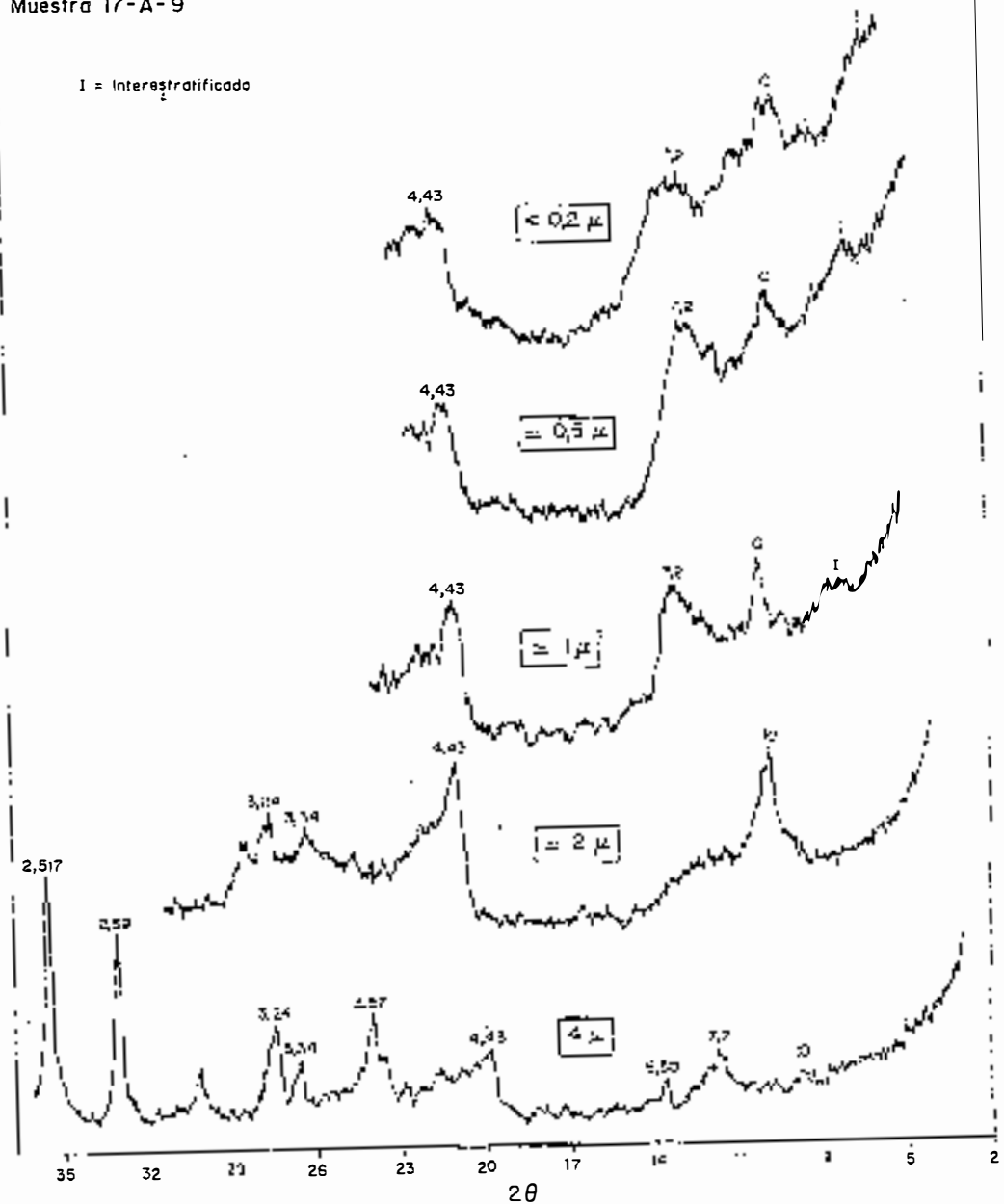
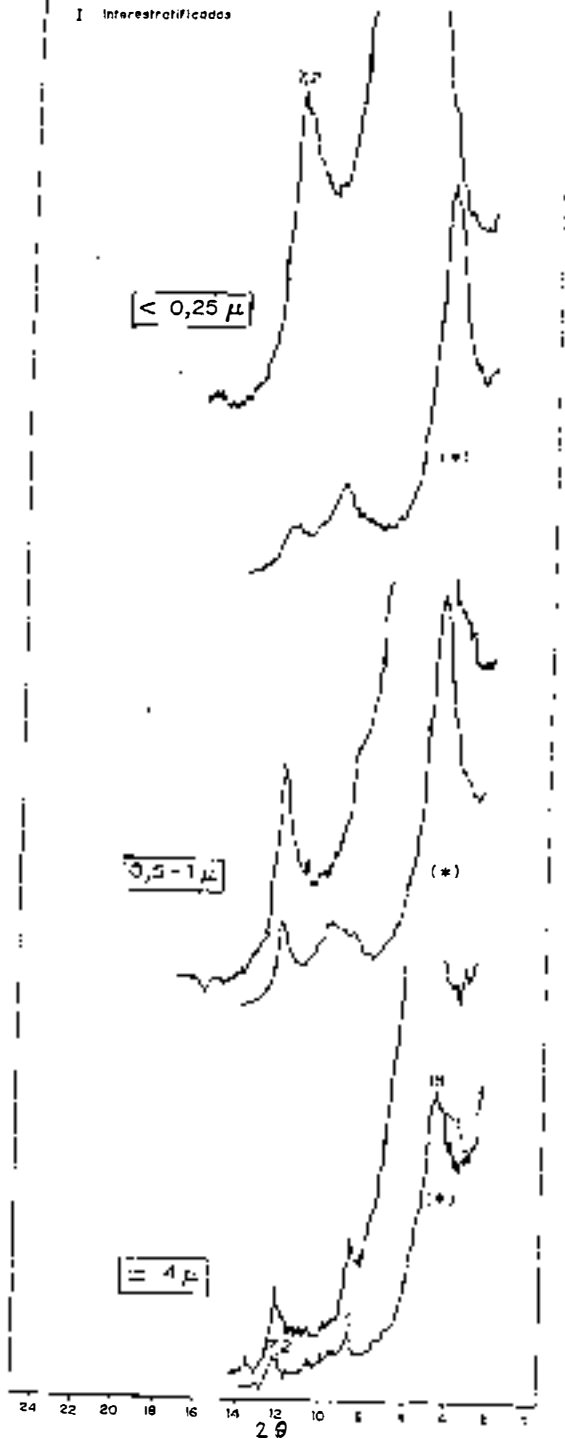


Fig. 3.30.- Variación de la composición mineral con la granulometría en las facies con predominio haloisítico.



Analizando los diferentes difractogramas representativos de las fracciones finas y de las fracciones gruesas, se observa el predominio de montmorillonita en todos los tamaños, mientras que los minerales de 10 Å prácticamente desaparecen por debajo de 1 micra, en cambio los minerales a 7 Å tipo caolinita, aunque se encuentran presentes en todas las fracciones, son más abundantes en las fracciones inferiores a 1 micra.

En consecuencia, se pone de manifiesto la neoformación de montmorillonitas y caolinitas, así como la posible reorganización de micas degradadas a montmorillonitas, ya que en las fracciones mayores de 1 micra es posible reconocer interestratificados con espaciados entre 20 y 25 Å que desaparecen en tamaños más pequeños.

3.5.6.- Evolución estructural

El método tradicional para el análisis de minerales de arcilla básicamente radica en el estudio por difracción de rayos X de aquellas estructuras laminares que originan espaciados característicos, bien a 7 Å, 10 ó 14 Å o, de otra forma, refleja principalmente las fases cristalinas bien definidas. Lógicamente cuando se encuentra ante una serie de procesos de tránsito y degradación conjuntamente con estas estructuras específicas se dan otras intermedias que son difíciles de precisar, de aquí que los resultados de los análisis por rayos X indiquen más bien tendencias en la evolución que datos estrictamente analíticos.

Refiriéndose concretamente a la citada evolución, el grado o la proporción entre especies mineralógicas bien definidas y especies mineralógicas degradadas puede variar sensiblemente en función de esta evolución.

Fig.3.31 - Variación de la composición mineral con la granulometría en las facies con predominio montmorilloníticas

En la facies detrítica con predominio de micas y sanidina la evolución es bastante pequeña como se pone de manifiesto en la perfección en el pico de 10 Å. Esto parece indicar que prácticamente todos los minerales de la arcilla, según se desprende del difractograma, están bien cristalizados en forma de mica tipo illita. Pero en una fase más evolucionada dicha mica empieza a degradarse, perdiendo los cationes interlaminares que, como dice Millot "se empiezan a arrugar las hojas de un libro" en el similitud con este tipo estructural, y se observa una serie de picos entre el rango de 10 a 14 Å que serán las micas degradadas e incluso los interestratificados, cuya aparición comienza dando picos por encima de los 15 a 20 Å.

Una interestratificación es una estructura mineral que tiene parte del mineral micáceo inicial y parte del mineral en que se está reconvirtiendo. En el conjunto de estas fases degradadas, aunque se precise que hay illitas o haloisitas, hay una masa bastante importante de fases de tránsito difíciles de percibir.

Finalmente, en la fase montmorillonítica lo que ocurre es que el medio confinado proporciona una serie abundante de iones en medio alcalino que permite la reconstrucción de estas estructuras degradadas.

Como consecuencia de la degradación de la red, entendiendo por degradación cuando los átomos no están en posición específica, se permite la entrada de agua. En una red tipo 2:1 (10 Å) formada por micas, y bajo condiciones de intensa hidrólisis se pierde Na y K de la capa interlamina, pasando elementos de Al o Mg de la capa octaédrica para reconstruir la estructura. Cuando este mecanismo es más activo se pasa a una estructura tipo 1:1 (7 Å), quedando cargas residuales, e instalándose moléculas de agua entre las capas de tetraedros y octaedros, con lo que se forman estructuras de tipo tubular o

helicoidal que son las haloisitas con 7 ó 10 Å en función de la cantidad de agua que contenga la red.

Si cambian las condiciones del medio y se pasa a un medio confinado, con Ph mayor de 7 empieza a entrar Mg, Na, K, Ca, etc., en la capa interlamina o capa octaédrica, organizándose de nuevo fases intermedias de tipo 1:1 a 25 Å, entre otros y, a partir de estos interestratificados y micas degradadas se forman montmorillonitas.

Este proceso puede esquematizarse de la forma siguiente: A partir de una fase de predominio haloisítico coexistiendo haloisitas, micas degradadas e interestratificados, y cuando las condiciones del medio cambian hacia un medio confinado con Ph mayor de 7 y cationes Mg, todos los anteriores minerales tienden a convertirse en montmorillonitas, pero en detalle, en las haloisitas se produce una fase previa pasando a caolinitas y las micas degradadas se degradan aún más pasando a montmorillonitas y micas degradadas, mientras que los interestratificados se transforman en montmorillonita en su mayoría.

3.5.7.- Discusión de resultados

Del análisis de los resultados expuestos se ha observado una marcada variación en la composición mineralógica como consecuencia del proceso evolutivo de los diferentes componentes, reflejo de las condiciones de meteorización, transporte, naturaleza del medio y modificaciones geoquímicas en el ambiente sedimentario, cuya variación permite establecer tres tendencias mineralógicas predominantes:

1.- Facie detrítica

Minerales procedentes de la rápida meteorización de las rocas piroclásticas, con abundancia de micas, sanidinas y vidrios. La sanidina, asociada en su origen a rocas de origen piroclástico, indica una escasa evolución geoquímica en los sedimentos presentes, los cuales tendrían un carácter marcadamente detrítico. Cuando predomina este mineral las micas están muy poco alteradas. Por el contrario, cuando desciende o desaparece, el grado de degradación de las micas es creciente, originándose minerales hidratados e interestratificados.

2.- Facie mixta con tendencias haloisíticas

Mediante un proceso de degradación se han formado micas hidratadas e interestratificados resultado de la meteorización y alteración in situ de rocas piroclásticas. Si en este proceso se origina un intenso lavado en condiciones de buen drenaje se favorece la formación de haloisitas. Este hecho ha podido ser comprobado al identificar la presencia de haloisita en un fragmento de lapilli, lo cual indica la procedencia extracuenca de las haloisitas.

Las haloisitas han sido reconocidas bajo dos tipos morfológicos: tubulares y globulares, destacando en ambos casos su pequeño tamaño como consecuencia de una génesis incipiente.

3.- Facie mixta con tendencia montmorillonítica

De forma semejante a como se formaron micas hidratadas e interestratificadas en la facie anterior aquí, si las condiciones son de degradación más avanzada en medio confinado y de pobre drenaje, se favorece la formación de montmorillonitas. Si este proceso se acentúa entonces el predominio de montmorillonita es marcado con presencia de caolinitas y de micas y, a veces, cuarzo, aunque en la distribución de las micas y caoli-

nititas juegue un papel importante el control granulométrico. Sobre el origen de la montmorillonita caben dos posibilidades:

- Extracuenca procedente de suelos residuales
- Intracuenca por neoformación en medio lacustre.

La morfología de la cuenca determina unas condiciones de rápida erosión y arrastre con buen drenaje en las vertientes de la misma, condiciones muy desfavorables para la formación de montmorillonitas a partir de suelos residuales. Por otro lado en las determinaciones efectuadas sobre lapillis y rocas piroclásticas meteorizadas no se ha encontrado montmorillonita. Sin embargo no se excluye la posibilidad de que algún producto montmorillonítico haya venido extracuenca, aunque en cualquier caso su proporción sería muy pequeña. En contraste, las condiciones de las zonas centrales de la cuenca son propicias para la formación de montmorillonitas o la reorganización de minerales micáceos degradados, ya que el medio confinado y las condiciones lacustres son favorables para tales neoformaciones. Además los depósitos ricos en montmorillonitas están concentrados con claro predominio en las áreas lacustres. Por lo que puede concluirse en atribuir un origen intracuenca a la mayoría de las montmorillonitas presentes en la zona estudiada.

Las condiciones peculiares que motivaron el cierre y formación de la cuenca han permitido diferenciar una serie de fases en el proceso de colmatación de la misma, que se traduce principalmente por el grado de evolución mineralógica de los materiales representativos, en estrecha vinculación con la evolución morfológica.

La creación de un régimen endorreico, que permitió la acumulación de sedimentos ricos en micas y haloisitas, fue seguido por la instauración de una laguna formada en la zona cen-

tral de la cuenca. En esta zona se depositaron fangos que favorecieron la formación de un medio confinado y, por tanto, impidieron el drenaje hacia el sustrato. Los resultados del estudio hidrogeológico llevado a cabo en el apartado 3.3 sobre estos materiales ratifican estas conclusiones al comprobarse la existencia de un drenaje hacia el sustrato en las zonas de borde e interiores de la cuenca, frente a una independencia de los niveles freáticos en las zonas centrales, propiamente lacustres. La laguna así formada quedó delimitada por las facies de predominio montmorillonítico y alcanzó una superficie máxima aproximada de 0.80 km^2 , sujeta a las fluctuaciones estacionales, frente a 0.28 km^2 que tenía en tiempos históricos.

Esta laguna fue paulativamente colmatada por aportes extracuenca que se transformaron en montmorillonitas principalmente, y caolinitas, aunque también se produjeron estos mismos minerales por neoformación directa a partir de los elementos disueltos en el medio confinado. Como síntesis de estos procesos se presenta la Fig. 3.32, en donde se muestra una primera etapa en que se depositaron materiales muy poco evolucionados, o con escasa alteración, predominando micas y sanidina. En una segunda etapa, la intensidad de los procesos erosivos se atenuó con la pérdida de pendiente, lo que favorece la formación de suelos y por consiguiente la neoformación en los mismos de haloisitas deficientemente cristalizadas en unas condiciones climáticas de tipo tropical. Finalmente, en una tercera etapa, como consecuencia del aterramiento progresivo de la laguna, se establece un medio confinado que favorece la reorganización estructural de minerales degradados en montmorillonitas, de forma, que las condiciones de Ph serían el factor limitante en los cambios mineralógicos, representándose en la Fig. 3.33 la distribución de facies mineralógicas en la cuenca y, en el Cuadro 3.5 los procesos operados en la misma.

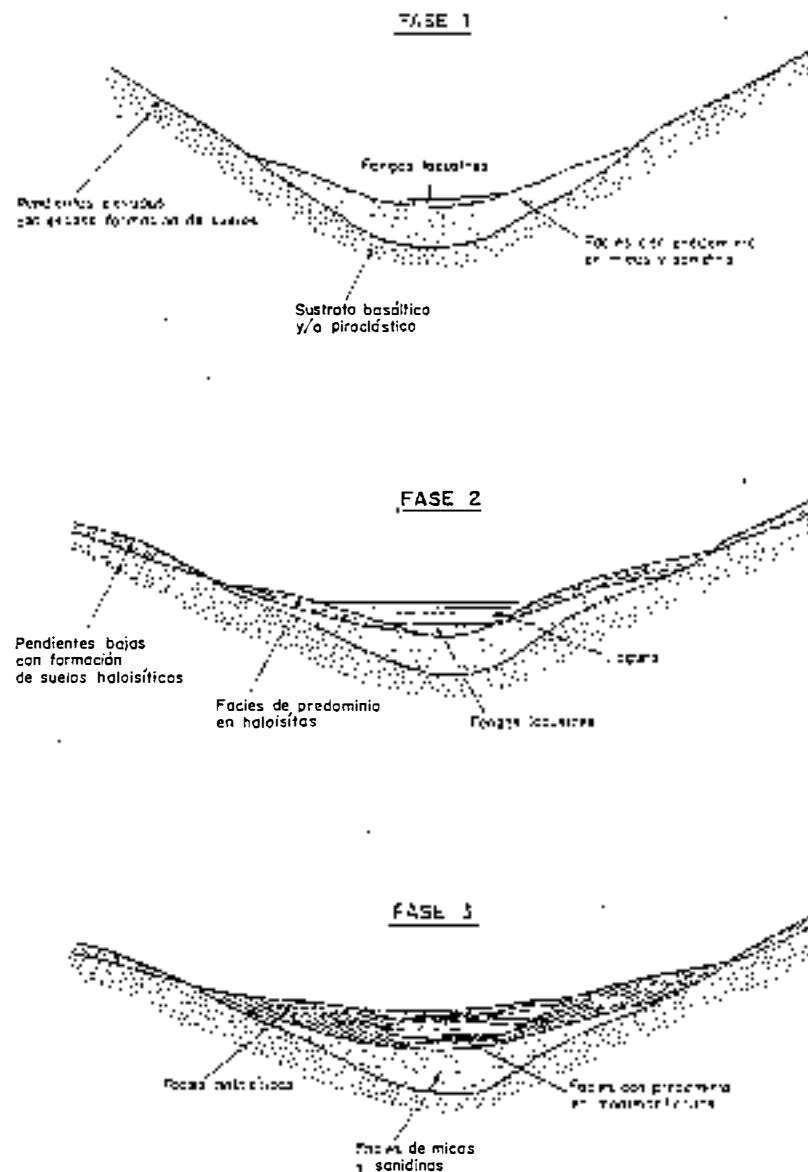
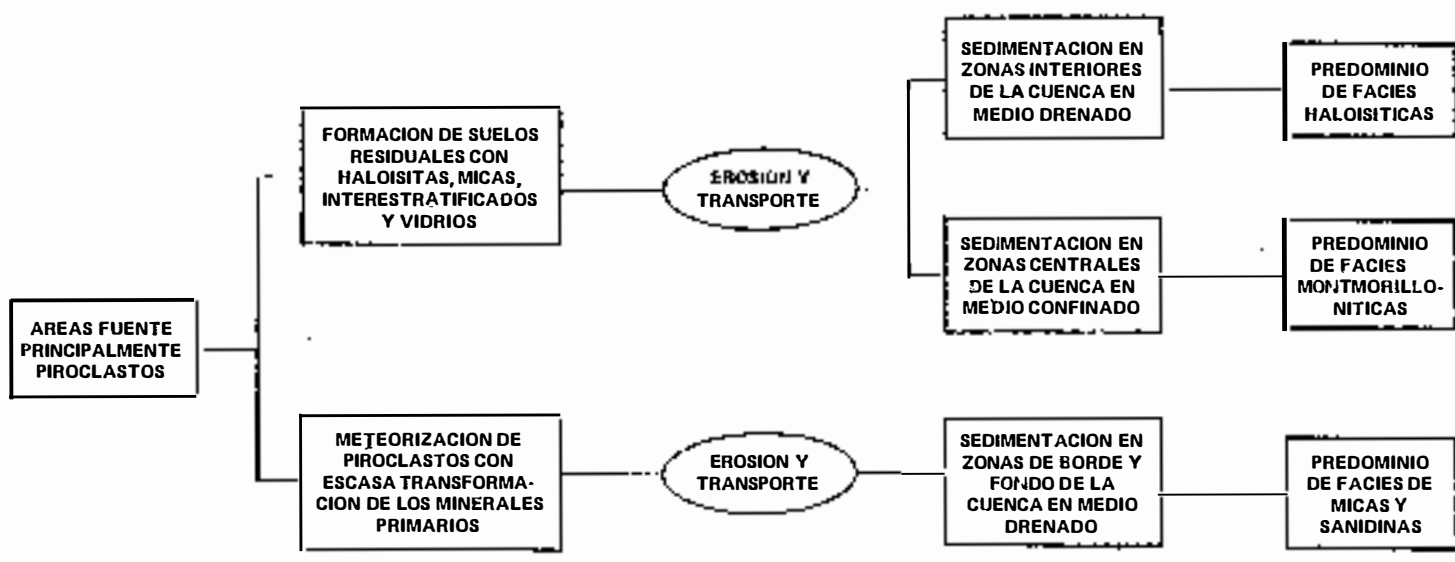
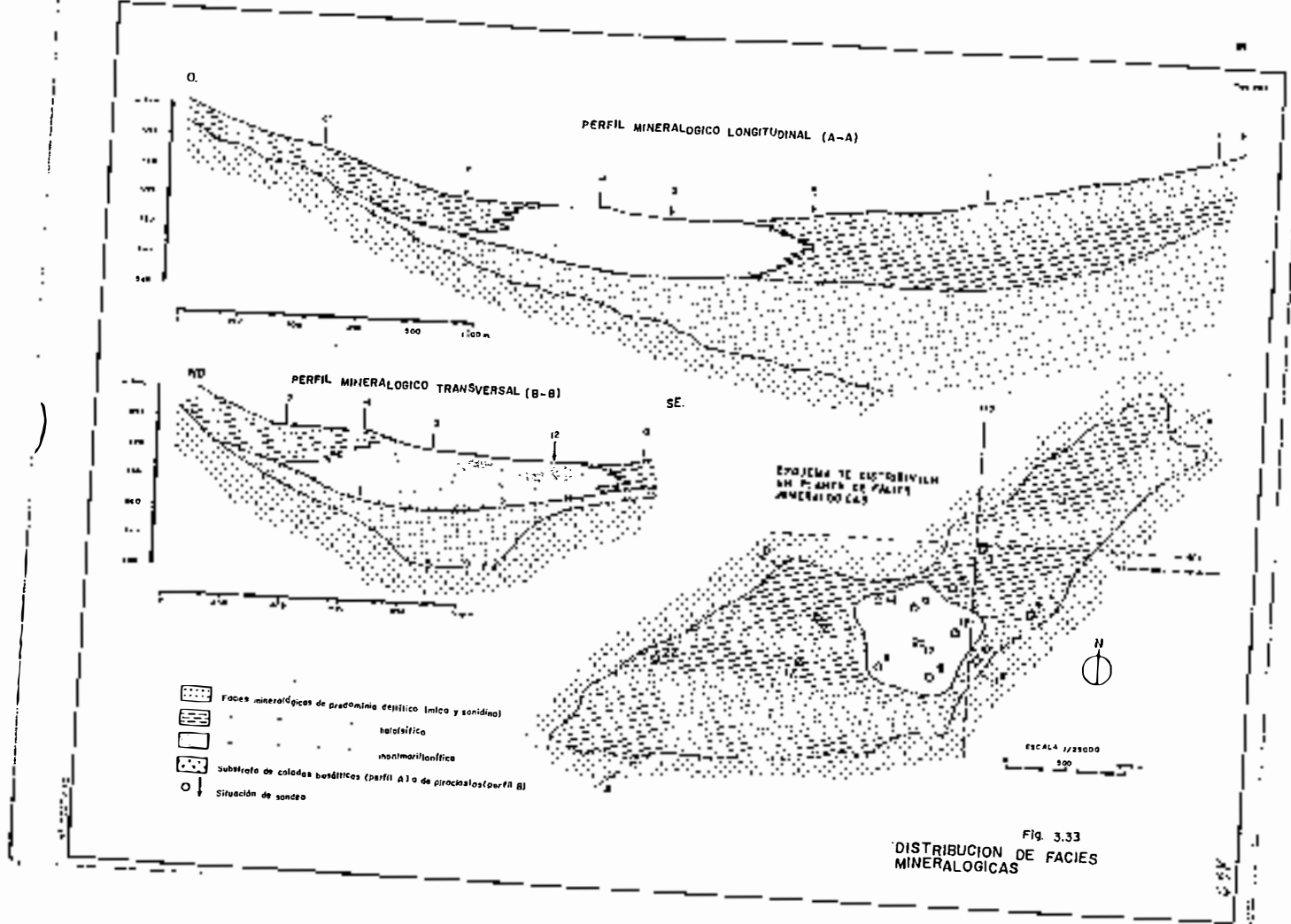


Fig. 3.32- Fase 2- la evolución mineralógica.
(Cortes sin escalas)



Cuadro 3.5.- ESQUEMA DE EVOLUCION MINERALOGICA

prácticamente inalterado. De dichas muestras se prepararon láminas delgadas para la observación al microscopio óptico, preparación que requirió un cuidadoso proceso mediante impregnación con Bálsamo de Canadá en caliente, logrando un material compacto no disgregable que permitió el tratamiento para la obtención de la lámina delgada. Para el estudio con microscopio electrónico de barrido (SEM) las muestras se dejaron secar en el medio ambiente y, una vez secas se fracturaron y se tomó una de las superficies de fractura previamente cubierta con una capa de carbón-oro-carbón para su estudio al SEM.

3.6.2.- Microscopía Óptica

El análisis de muestras al microscopio óptico ha permitido reconocer cuatro tipos de componentes principales:

- Partículas o fragmentos de rocas y minerales de tamaño variable y de forma irregular.
- Partículas minerales de forma hojosa (micas) y tamaño variable.
- Partículas arcillosas con tendencia a la agrupación en laminaciones.
- Óxidos de Fe y otros iones indiferenciados.

En función del grado de movilidad de los citados componentes éstos pueden clasificarse en:

- Óxidos - con tendencia a formar agregaciones oolíticas.
- Arcillas - con tendencia a formar agregaciones de tipo esférico pero no tan bien definidas como en las oolíticas.

- Detríticos - de comportamiento inerte o adaptándose a los anteriores.

Según el grado de disposición y ordenamiento los mencionados elementos pueden clasificarse en los siguientes grupos:

- Estructuras orientadas con predominio de silicatos laminares. Micas y arcillas que originan laminaciones muy características, pero de escaso desarrollo ya que presentan poca continuidad y cambios bruscos de potencia, o bien con predominio de óxidos de Fe y partículas de difícil identificación originadas fundamentalmente por precipitación o floculación química y ausencia de partículas mayores, coincidiendo con fases de inactividad de los aportes extracuenca.
- Estructuras desorientadas caracterizadas por el predominio de granos detríticos dispersos en una matriz heterogénea limo/arcillosa, con presencia de gran número de huecos, en parte ocupados por óxidos de Fe que tiñen fuertemente al conjunto con tonalidades rojizas, ocres o pardo-amarillentas. Es típica de una fase de sedimentación de régimen turbulento.

Ambos tipos de estructuras, conservadas o transformadas como consecuencia de los procesos postsedimentarios que, en este caso han consistido fundamentalmente en la consolidación por el peso de recubrimientos, variaciones en el nivel freático y desecación de la laguna, y los procesos de sobreconsolidación acompañados por las modificaciones geoquímicas introducidas en el medio confinado, han dado lugar a los siguientes tipos de fábrica, siguiendo los términos propuestos por Collins y McGown (1974) y Mitchell (1976):

- 1.- Agregaciones regulares
- 2.- Agregaciones oolíticas

3.- Agregaciones entrelazadas

4.- Matriz arcillosa y matriz detrítica.

Las agregaciones regulares corresponden a conjuntos de arcilla de forma redondeada que en parte se adaptan a la morfología esférica, o bien toman formas nodulosas. En estas agregaciones el predominio de material arcilloso frente al detrítico es neto, la compacidad es alta y los huecos escasos. Las agregaciones regulares son de origen singenético observándose como, en general, la arcilla tiene una tendencia definida a adoptar este tipo de agregaciones (Lámina 3.5), (Fotos a y b).

Las agregaciones oolíticas están formadas por grupos de agregados esféricos (Foto c), que pueden estar en contacto entre sí, dando un empaquetamiento denso, o bien en forma de nodulos aislados. En ocasiones estos oolitos presentan en su interior partículas orientadas (Foto d). Los tamaños observados varían entre 30 y 200 micras y, a veces, presentan también fenómenos de despegue (Foto e). Los oolitos están asociados a la presencia de óxidos de hierro y su corteza -de aspecto más duro que el interior- es muy rica en dichos óxidos.

Las agregaciones entrelazadas corresponden a una estructura formada por partículas o agregaciones de arcilla que, o bien se adaptan a elementos mayores con orientaciones de flujo, o toman formas típicas de regímenes laminares, dando origen a microlaminaciones (Foto f).

Las fábricas de matriz arcillosa y detrítica corresponden a las denominadas estructuras desordenadas en las que no es posible distinguir tendencias determinadas. En el primer caso la arcilla predomina con escasez de granos detríticos y la compacidad es alta. En el segundo caso los elementos detríticos predominan originando un empaquetamiento con gran número de huecos.

cs. ca
muñ
agrie
trifi
Las
adose
a
bi,
os de
o. en
e. no
su
serva
tbién
os a
más
struc-
o
finjo,
an a
spon
no
imer
y
patri
núme

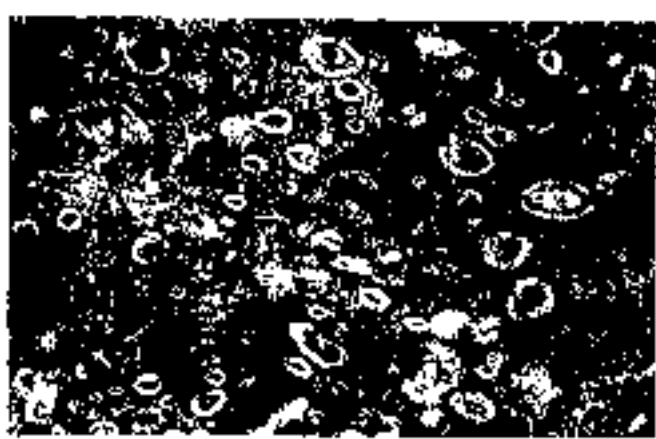
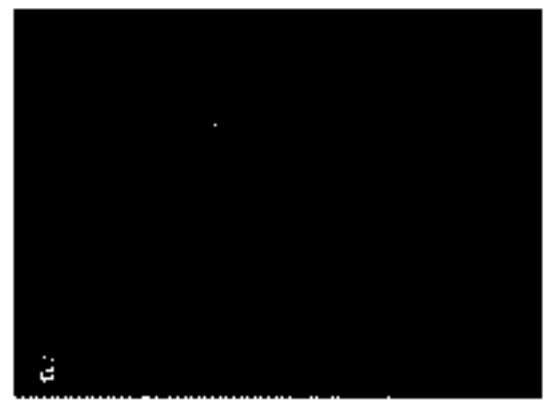
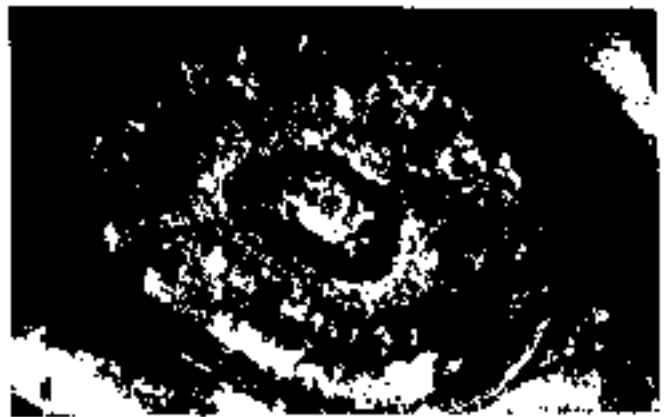
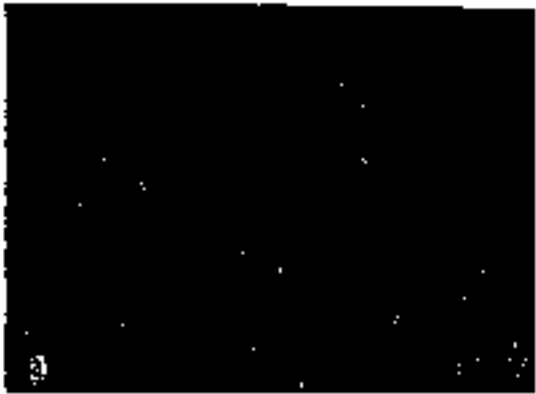


Lámina 3.5.- Fábricas observadas al microscopio óptico (NP);
(a) y (b) agregaciones regulares de arcilla con adaptación de partículas laminares; (c), (d). y (e) agregaciones oolíticas; (f) microlaminaciones.

También se han identificado algunos elementos de claro signo postsedimentario y que frecuentemente aparecen en las citadas fábricas. Dichos elementos son las grietas y los fenómenos de fluxión y precipitación. La fluxión y la precipitación son debidas al relleno de las grietas y cavidades creadas principalmente por desecación y sustitución. La fluxión estaría asociada a las primeras fases de la consolidación, mientras que la precipitación correspondería a una etapa posterior y propia de la desecación en la que se produciría la formación y relleno de las grietas por circulación de agua, existiendo entre ambos procesos una diferenciación tanto en el tiempo como en la profundidad.

7.5.3.- Microscopía electrónica de barrido

Una vez realizado el análisis al microscopio óptico se procedió al estudio de la fábrica por medio del microscopio electrónico de barrido que, como se sabe, representa hoy día el medio más adecuado para este tipo de investigación. Sus grandes ventajas son la profundidad de campo y el amplio rango de magnificaciones con que puede observarse tridimensionalmente una muestra determinada. Las fábricas observadas al microscopio óptico fueron confirmadas al SEM, si bien las citadas ventajas permitieron llevar a cabo análisis de gran detalle cuyos resultados han sido los siguientes:

Las agregaciones regulares corresponden a un conjunto de partículas de arcilla con escasos cantos de tamaño limo que, en conjunto, constituyen una agregación de forma redondeada o subredondeada de tamaño superior a las 50 micras (Fotos a y b), (Lámina 3.6). Las agregaciones se disponen en grupos que contienen pocos huecos interagregados, lo cual da lugar a un empaquetamiento muy denso. Sin embargo, se ha observado en detalle que la estructura interna de la agregación está formada

por partículas que tienen una distribución floculada con contactos tipo borde a borde con abundantes poros (Foto c).

Las agregaciones oolíticas han sido observadas en forma de grupos de oolitos muy redondos con disposición tetraédrica, que da lugar a un alto empaquetamiento (Foto d). Estos oolitos tienen un diámetro comprendido entre 20 a 30 micras pero pueden alcanzar dimensiones que superan las 70 micras. Los oolitos se presentan unas veces directamente en contacto entre sí y, otras, separados por un recubrimiento de arcilla. Su estructura responde a una superposición de capas concéntricas siendo las externas las más duras (Fotos e y f).

Las agregaciones entrelazadas presentan una estructura de tipo laminar con adaptación de las partículas de arcilla a granos de mayor tamaño. El aspecto es de elevada compacidad con pocos huecos interagregados (Fotos a y b) (Lámina 3.7). Sin embargo, al observar estas agregaciones con detalle se aprecia la formación de bordes o rizaduras entre las cuales se intercalan espacios vacíos que proporcionan al conjunto una porosidad en cierto modo orientada transversalmente a las laminaciones (Foto c).

La matriz arcillosa consiste en una estructura compuesta fundamentalmente por arcilla con ausencia casi total de granos de limo o arena, su compacidad es elevada y no se observan orientaciones preferentes más que las meras adaptaciones a partículas mayores (Fotos d y e). Presenta algunos poros de tamaño variable formados entre microagregados de arcilla. Estos microagregados se observaron en detalle y muestran una disposición entre sus partículas de tipo floculada y agregada con contactos borde a borde, así como poros interparticulares (Foto f).

La matriz detrítica está formada por grupos de partículas detríticas de tamaños variables, aunque generalmente supe

rior a las 100 micras, con abundantes huecos intergranos lo cual da a esta estructura un empaquetamiento más abierto que las anteriores (Fotos a) (Lámina 3.8).

En alguna de las muestras estudiadas se encontraron restos fósiles y vegetales. Los fósiles correspondieron a diatomeas y fragmentos espiculares (?) y los vegetales consistieron en filolitos (?). Estos restos fueron encontrados en muestras procedentes de la zona central de la Formación Pozo Cabildo a profundidades correspondientes a 12 m en el caso de las diatomeas (sondeo 13) y de 2,5 m en el caso de los vegetales (sondeo 12) (Fotos d, e y f) (Lámina 3.8).

3.6.4.- Relación entre fábrica y composición mineralógica

Aunque la fábrica está relacionada fundamentalmente con las características de la sedimentación y los procesos postsedimentarios, cabe suponer que la diferente morfología así como los tamaños de las partículas de arcilla y su actividad geológica, en alguna manera deben estar relacionadas. Para su determinación, se procedió al análisis de las relaciones existentes entre la composición mineral y la posible fábrica asociada. Como hechos significativos merecen destacarse los siguientes:

- 1.- Las fábricas constituidas por agregados entrelazados predominan en aquellos sedimentos donde la haloisita es el mineral más abundante. Este hecho puede justificarse por la morfología de las haloisitas en las que dominan las formas globulares y, en mayor cantidad aún, las tubulares, juntamente con otros minerales arcillosos constituidos por micras degradadas que han perdido su laminación inicial y toman formas rugosas. Todo este conjunto de glomérulos

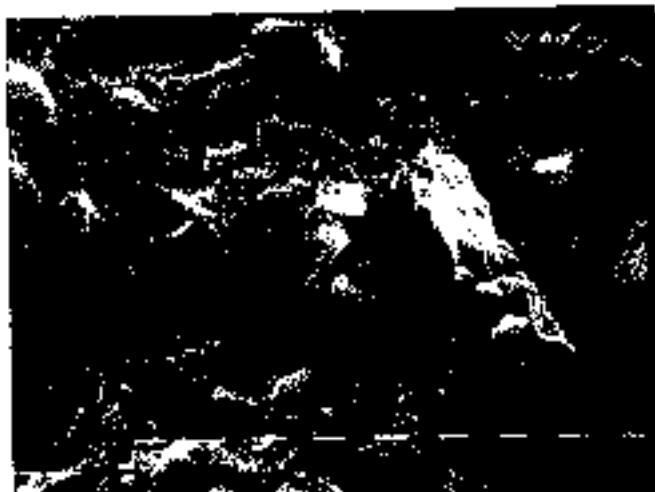
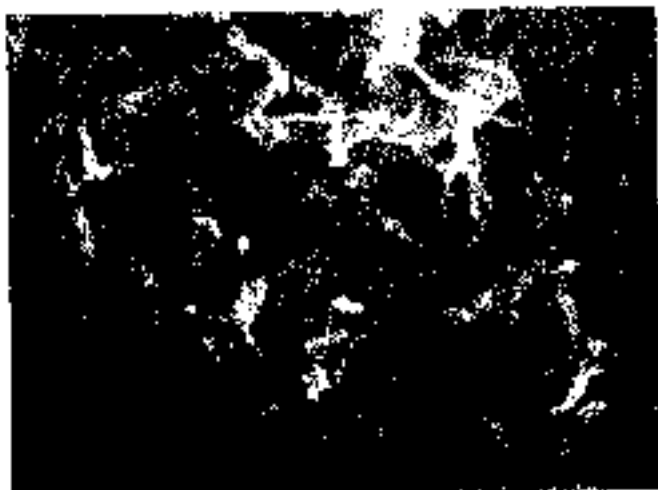
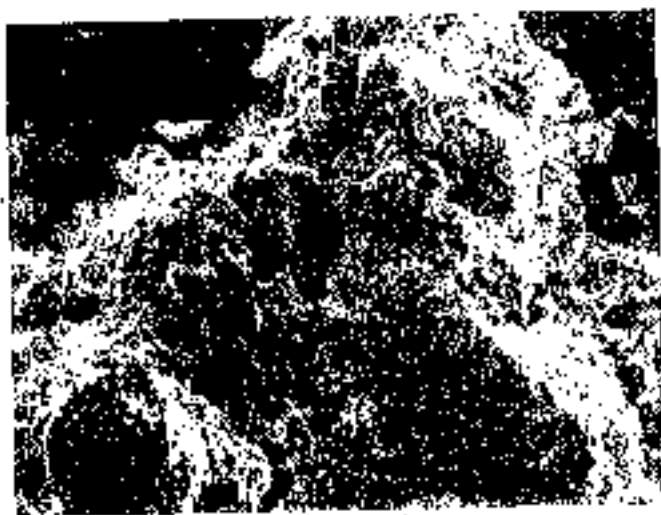


Lámina 3.6.- Fábricas observadas al SEM; (a) 160 x y (b) 2500 x agregaciones regulares; (c) 2500 x partículas flocculadas con contactos borde a borde en agregaciones regulares, (d) 1250 x y (e) 640 x agregaciones oolíticas; (f) 5000 x oolito roto.

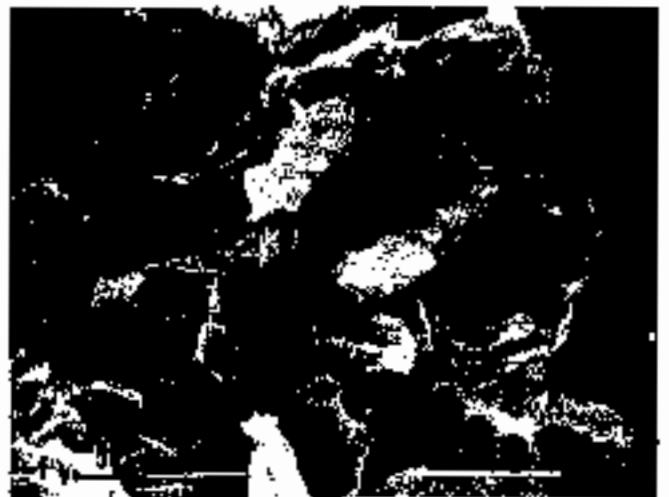
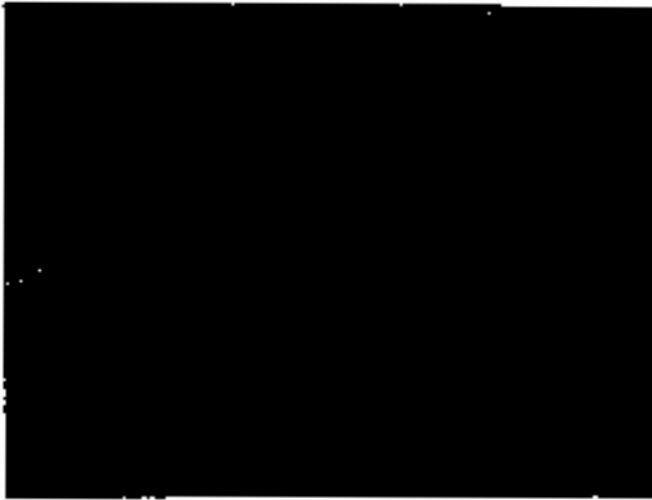


Lámina 3.7.- Fábrica observada al SEM; (a) 320 x agregación en trelazada; (b) 1250 x partículas y poros en agregación entrelazada; (c) 1250 x adaptaciones en agregación entrelazada; (d) y (e) 640 x matriz arcillosa; (f) disposición de partículas en matriz arcillosa.

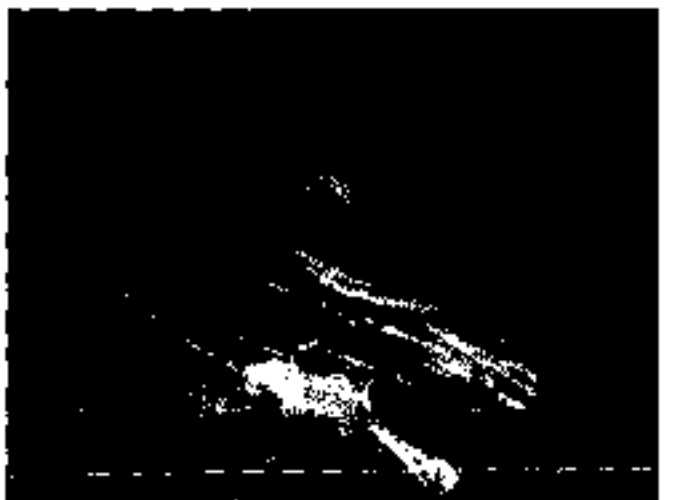
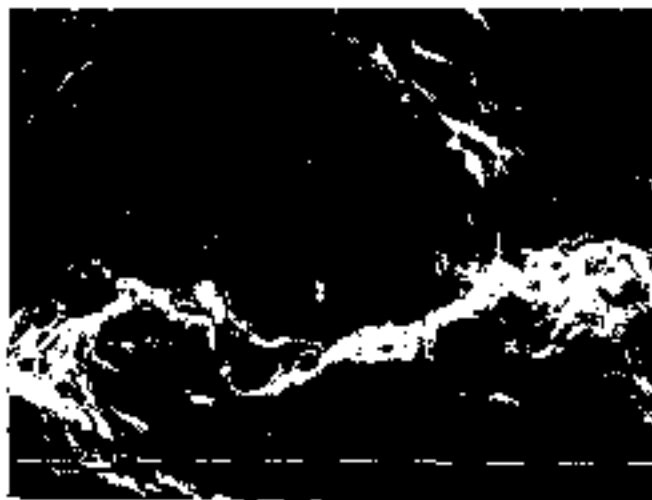
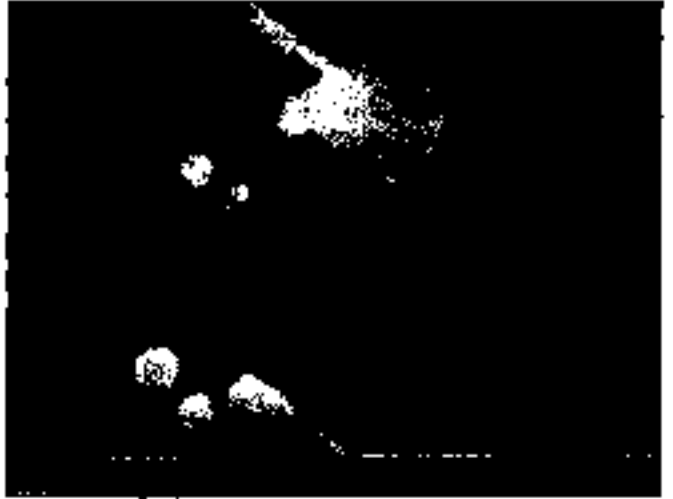
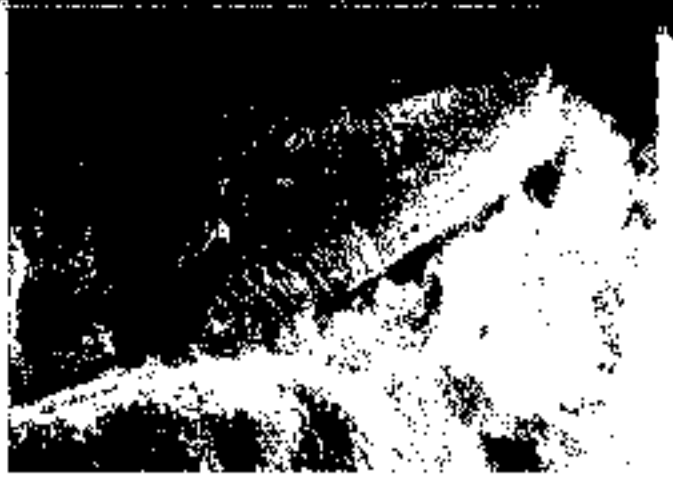


Lámina 3.8.- Fábricas y restos fósiles observados al SEM; (a) 640 x matriz detrítica; (b) 2500 x y (c) 640 x superficie de despegue; (d) 2500 x diatomea; (e) 40.000 restos fósiles; (f) 640 x resto vegetal.

fibras y láminas rugosas favorece la formación de una mar cada porosidad que se orienta preferentemente en dirección normal a la del flujo.

- 2.- Las fábricas constituidas por matriz arcillosa se forman fundamentalmente en los sedimentos en donde las montmorillonitas son los minerales más abundantes. La alta compacta ciedad de la estructura, con escasez de huecos y apariencia masiva, ponen de manifiesto una perfecta interpenetración entre las partículas constituyentes.

Aunque la montmorillonita es el mineral más característico también son abundantes otros minerales micáceos y caolinitas. Cabe preguntarse si esta fábrica es una con secuencia directa de una sedimentación con escasa turbu lencia que proporcionó estos acúmulos indiferenciados o, bien por tratarse de una facie con predominio montmo rillonítico, se haya producido un reordenamiento geoquími co en el medio confinado. Este medio proporcionaría la estabilidad de la montmorillonita, la cual, dada su peque ño tamaño -normalmente- inferior a 1 micra- se situa ría entre los posibles huecos originando así una estructu ra en apariencia muy compacta.

- 3.- La fábrica constituida por agregaciones oolíticas se en cuentra directamente relacionada con la presencia de óxido s de Fe que son muy abundantes en el medio sedimentario estudiado, y que se han formado a partir de la destrucción de los minerales ferromagnesianos, no obstante se obser va una mayor proporción de dichos oolitos así como un ta maño mayor, en algunos casos del orden de 200 micras, en las facies con predominio de materiales micáceos, donde la actividad geoquímica es suficientemente intensa como para producir la lixiviación del Fe, pero que no alcanza a destruir estos minerales más resistentes como micas y feldespatos.

La génesis de los oolitos parece producirse en los pri meros estadios de la sedimentación, a partir del Fe disper so en los materiales arcillosos, que en función de sus con centración tiene tendencia a organizarse en laminaciones y bandeados modificando la textura inicial de la arcilla y, cuando la proporción de geles es mayor se favorece la for mación de las concentraciones globulares.

- 4.- Las fábricas formadas por agregaciones regulares se han ob servado predominantemente en las facies ricas en micas y sanidina, si bien también se encuentran en otros tipos de asociaciones minerales.
- 5.- Entre estos tipos de fábrica se encuentran otras con ca racterísticas menos definidas, resultantes de las modifica ciones producidas por la presencia de partículas de mayor tamaño, arenas o bien restos de fósiles, como diatomeas y vegetales. En conjunto, la presencia de partículas de gran tamaño en relación con los minerales arcillosos pro duce una matriz desordenada con peculiaridades propias del contacto con las partículas mayores en donde, con frecuen cia, se observan fenómenos de despegue (Fotos b y c) (Lámi na 3.8).

3.6.5.- Discusión de resultados y conclusiones

De las observaciones realizadas tanto al microscopio óp tico como al electrónico se deduce que los suelos estudiados presentan una tendencia generalizada a la formación de agrega ciones de partículas con formas redondeadas. Cuando el medio es rico en óxidos de Fe se forman unas concreciones muy carac terísticas denominadas oolitos, mientras que cuando la matriz es muy arcillosa la tendencia es a la agrupación en forma de agrega ciones regulares. Tanto en los oolitos como en las agreg ciones se alcanzan tamaños que llegan a las 200 micras.

Mientras las agregaciones regulares parecen formadas por grupos de partículas muy compactas pero sin cementar, las agregaciones oolíticas están muy cementadas entre sí, predominando el óxido de Fe libre. Individualmente la corteza del oolito es muy dura con respecto a su interior.

Las denominadas agrupaciones entrelazadas presentan una orientación preferente a modo de líneas de flujo en las que las partículas más finas se agrupan entorno a las mayores. En general la compacidad de estas agrupaciones es alta. Sin embargo existen grandes huecos entre los distintos agregados. En detalle, y a nivel de partículas individuales, la porosidad es elevada, con una disposición de dichas partículas en forma foliada con contactos borde a borde.

Los citados tipos de fábrica han reflejado la historia geológica del sedimento tanto en sus procesos sinsedimentarios como los postsedimentarios, en donde se han manifestado estructuras típicas como las grietas y las superficies de despegue y los fenómenos de fluxión y precipitación. De la misma forma, se han puesto de manifiesto las relaciones existentes entre fábrica y composición mineralógica reconociéndose claras asociaciones entre las distintas especies minerales predominantes en el suelo y las fábricas descritas.

3.7.- ASPECTOS SEDIMENTOLÓGICOS

La cuenca receptora de los aportes terrígenos estudiados se originó como consecuencia del cierre provocado por las coladas basálticas emitidas durante el Pleistoceno. Su evolución sedimentaria responde a las siguientes fases:

Instauración de un régimen endorreico con formación de una laguna y sedimentación detrítica procedente, en su mayoría, de la zona de Las Mercedes.

- Deposición de sedimentos típicamente lacustres en las zonas centrales de la cuenca.
- Desecación de la laguna y aportes de inundación y arroyada.

Estas fases están representadas mineralógicamente por tres tipos de asociaciones con tendencias generales hacia facies detríticas de micas y sanidina, haloisíticas y montmorilloníticas. Las detríticas se han depositado, principalmente, en zonas de borde y fondo de la cuenca. Las haloisíticas en las zonas interiores, y las montmorilloníticas en las centrales. En la FLM y FSD han predominado las facies detríticas y haloisíticas, mientras que en la FPC las montmorilloníticas son las más frecuentes. De todas estas facies solamente las montmorilloníticas han sido formadas, en su mayoría, en condiciones de neoformación intracuenca, procediendo las restantes de la meteorización in situ de suelos residuales y de rocas piroclásticas.

cas. En el primer caso se originarían haloisitas, y en el segundo minerales primarios, vidrios, micas y sanidina entre otros.

En las tres formaciones litóestratigráficas predominan las granulometrías de tamaño limo y arcilla. En ocasiones se encuentran gravas y cantos en zonas bien localizadas, las cuales pueden representar paleocanales con formas lenticulares. Su presencia es característica de la FLM y FSD en sus zonas periféricas. Sin embargo, en todas las formaciones y a cualquier profundidad, aparecen junto a la fracción menor de 60 micras - fragmentos piroclásticos de tamaño superior a 2 mm en proporciones inferiores al 5% e incluso fragmentos de 2 cm de tamaño. En general, la presencia de estas granulometrías gruesas es uniforme, manifestándose en las curvas granulométricas de modo habitual, coexistiendo las fracciones menores de 2 micras con las superiores a 2 mm. No obstante, en la FPC la cantidad de estos materiales es mucho menor que en las restantes.

Sedimentológicamente contrasta este hecho ya que un medio energético que deposita arcilla y limo difícilmente también puede arrastrar fragmentos de tamaño grava. Esta anomalía podría ser explicada por alguna de las siguientes hipótesis:

- coladas de fango
- aportes volcánicos de proyección aérea
- arrastre simultáneo de ambas fracciones.

La primera hipótesis no parece darse ya que el medio lagunar presenta muy baja energía no observándose ninguna característica litológica ni morfológica que haga sospechar la presencia de estas estructuras. La segunda hipótesis implicaría que esporádicamente se produjeran depósitos de cenizas y lapillis, los cuales formarían lechos o niveles de cierta identidad y continuidad con una localización bien definida, tal y como aparecen en muchas otras partes de la isla. Sin embargo estas características tampoco se observan ya que los piroclas-

tos están repartidos con mucha dispersión, tanto en profundidad como lateralmente. Es por tanto difícil de mantener esta hipótesis, lo cual no implicaría admitir que en algunos momentos se depositaran piroclastos provenientes de emisiones aéreas, tal y como se observó en el análisis mineralógico de la fracción arena.

La tercera hipótesis implicaría que bajo condiciones normales los fragmentos piroclásticos fueran arrastrados esporádicamente por un medio de mayor energía al estudiado. Sin embargo, si se tiene en cuenta el corto transporte y que el material grueso consiste en lapillis cuya densidad media oscila entre 0.75 y 0.84 gr/cm³ (Jimenez Salas y Oteo, 1978), es válido admitir que los lapillis tienen una densidad suficientemente baja como para ser fácilmente transportados aún en un medio de energía tan baja como el lacustre. Estas razones justifican la presencia de estos materiales junto a las fracciones más finas.

Por otro lado, el hecho de que los fragmentos mayores de 2 mm no hayan desaparecido indica el corto transporte y tiempo transcurrido desde la deposición y unas condiciones que no han alterado excesivamente el sedimento. No obstante, la menor cantidad de fragmentos presentes en la FPC indicaría una mayor evolución y transformación intracuenca, tal y como se apreció mineralógicamente.

Los datos granulométricos y litológicos han señalado el carácter continuo de la sedimentación así como un régimen uniforme con direcciones de aportes bien definidas y constantes. La composición mineralógica ha estado estrechamente relacionada con las distintas etapas de sedimentación operadas en la cuenca y, de manera particular, con la formación de la laguna (apartado 3.5.7). También mineralógicamente se puede distinguir un tránsito importante operado a partir aproximadamente de los 10 m de profundidad, en que la composición se ha

ce detrítica, coincidiendo este tránsito con un medio de transporte menos energético y arrastre de suelos más evolucionados y más finos.

En resumen, tanto las propiedades litoestratigráficas, granulométricas como mineralógicas coinciden en señalar la presencia de tres formaciones litoestratigráficas asociadas a 3 facies mineralógicas que responden a la evolución sedimentaria discutida y esquematizada en el Cuadro 3.5 y Fig. 3.32.

Por otro lado se ha puesto de manifiesto en el estudio realizado sobre la fábrica que ésta constituye un importante indicador de las condiciones sedimentológicas y que por tanto es un reflejo de la historia geológica del sedimento.

4.- PROPIEDADES GEOTECNICAS

4.1.- INTRODUCCION

El estudio de las propiedades geotécnicas de los suelos de La Laguna se ha orientado principalmente hacia la investigación de los factores geológicos que controlan el comportamiento y propiedades geotécnicas de los suelos. Estos factores han sido estudiados con detalle a través del capítulo anterior mientras que, en el presente, se exponen los resultados de los ensayos geotécnicos efectuados sobre muestras representativas de las facies mineralógicas y formaciones litoestratigráficas consideradas, así como la interpretación de los mismos.

Las relaciones existentes entre los citados factores y las propiedades geotécnicas se ponen ya de manifiesto desde el comienzo de la formación del suelo, es decir a través de los distintos procesos de meteorización estudiados. En el Cuadro 4.1 se presentan varios perfiles de meteorización característicos y su relación con algunas propiedades geotécnicas. Los procesos de meteorización han sido estudiados en el Apéndice 1, mientras que las propiedades geotécnicas medidas in situ han reflejado sensiblemente los cambios operados en la composición y estructura del suelo. Así, en las zonas de pendiente baja, con formación de haloisitas, se obtiene los rangos más bajos de resistividades y de SPT, junto con un mayor desarrollo de suelos. El tránsito del material arcillo-piroclástico al de lapillis y escorias poco meteorizadas es acusado por el SPT dando

ta su apertura y ensayo.

Estas investigaciones proporcionaron el necesario material para efectuar los ensayos de laboratorio y permitieron la observación y descripción visual de los suelos. La descripción de las columnas de los sondeos más representativos se ha incluido de forma detallada en el Apéndice A.3. Por otro lado, las calicatas permitieron obtener de forma precisa las características físicas observables en los suelos, complementadas con las descripciones realizadas en la apertura de las muestras - inalteradas.

Como características comunes de los niveles superficiales se destacan las siguientes: Coloración marrón rojiza, que varía desde marrón oscuro a roja. Estructura esponjosa a gruesa, atravesada por numerosas fisuras y grietas verticales - que no suelen pasar los 0,50 m de profundidad. Presencia de cantos y granos lapillis. Estado seco y generalmente firme. - Con carácter local en la formación las Mercedes (FLM) predominaron las tonalidades marrones e inclusiones eólicas de gravas y cantos, siendo generalmente suelos muy firmes. Las grietas fueron abundantes. En la formación Pozo Cabildo (FPC) las coloraciones han sido más oscuras, algo más blandas y con menos cantos. En la formación San Diego (FSD) los tonos han sido más rojizos y vivos. En la lámina 4.1 se muestran algunos aspectos característicos de estos suelos. En general estos niveles presentaron una mayor dureza que los inferiores.

*
Las muestras inalteradas procedentes de testigos de sondeos fueron abiertas en el laboratorio mediante extrusión del revestimiento plástico y rotura de los sellos de parafina. En general la recuperación fue muy alta, prácticamente del 100%.

...acio m
...itieron
...deaci
...vos se
...cto lo
...as para
...todas
...uestras

...erficie
...tina, q
...sa a q
...icolas
...anda d
...fina.

...roñan
...as de
...Lo
...do (Sp
...y con
...nas
...algu
...al es
...ores.



...do son
...ón del
...na. En
...1906.

Platina 4.1.- Aspectos de los niveles superficiales de los suelos de la Laguna.

Las muestras procedentes de niveles profundos presentan en la FLM, colores marrones rojizos o marrones oscuros. La consistencia varió entre firme y blanda. Siempre se encontró la presencia de algún cantito de lapilli. Se observaron zonas limosas o limo-arenosas amarillentas y zonas azuladas de composición más arcillosa. En ocasiones se detectaron nódulos arenosos. Otras características fueron las fisuras y slickensides. La estructura grumosa ha sido la más frecuente pero también se observó la hojosa y laminar.

Las muestras de la FPC procedentes de niveles inferiores mostraron tonos de color marrón oscuro, azulados, grises o grises oscuros. La consistencia fue generalmente blanda. Presentaban frecuentes laminaciones amarillentas y azuladas. Los cantitos de lapilli sólo se detectaron esporádicamente. Los slickensides también se pusieron de manifiesto, así como ocasionales restos vegetales. Las muestras de la FSD presentaban un color predominantemente rojo, que muchas veces era rojo vivo. Algunos aspectos de estas muestras inalteradas pueden observarse en la lámina 4.2.

4.2.- INFLUENCIA DE LOS FACTORES GEOLOGICOS EN LAS PROPIEDADES GEOTECNICAS

A través del Capítulo 3 se han ido estudiando las distintas características geológicas que han condicionado la formación de los depósitos sedimentarios de La Laguna. Todos ellos en mayor o menor grado, y con distinto nivel de influencia, están relacionados con sus propiedades geotécnicas. El resumen de los mismos se presenta en el Cuadro 4.2. De dicho cuadro merecen destacarse los siguientes aspectos, citando en primer lugar aquellos que de forma más general han afectado a toda la cuenca:

- Predominio de la composición feldespática y piroxénica en minerales primarios.
- Desarrollo de suelos residuales con formación de minerales secundarios y posterior transporte y sedimentación de los mismos.
- Formación de una laguna en el centro de la cuenca y paulatina desecación de la misma. Establecimiento de un medio drenado y de un medio confinado, dando lugar a condiciones químicas diferentes.
- Transformaciones mineralógicas en zonas drenadas y confinadas con génesis de minerales de neoformación.
- Variaciones en el nivel freático por desecación de la laguna y por bombeo de pozos.

Cuadro 4.2.— FACTORES GEOLOGICOS Y SUS IMPLICACIONES GEOTECNICAS

FACTORES GEOLOGICOS	IMPLICACIONES GEOTECNICAS
1.— FACTORES GEOLOGICOS REGIONALES Y AMBIENTALES <ul style="list-style-type: none"> — Litología áreas fuentes (composición minerales primarios, rocas piroclásticas y escorias). — Procesos volcánicos (cierres del valle, cambio del régimen fluvial por endorreico). — Geomorfología (geometría cuenca, altas a moderadas pendientes, rápida erosión y meteorización). — Clima (rápida meteorización y erosión, variación en el nivel freático, Formación de una laguna y posterior desecación). — Hidrología e hidrogeología (medio de transporte, oscilaciones en el nivel freático, Permeabilidad del orden 10^{-3} cm/seg, zona acuífero, mayor concentración iones Cl^{-} en FPC, Drenaje hacia el sustrato en FLM y confinamiento en FPC. Oscilaciones del N.F. por bombeo de pozos). — Sedimentación de tipo lacustre con esporádicos episodios volcánicos de proyección aérea, Sedimentación continua y uniforme, con una primera fase de rápida colmatación con aportes gruesos, seguida por otra más lenta y de aportes más finos. — Medio (zonas confinadas con $Ph > 7$, y zonas drenadas). 	<ul style="list-style-type: none"> — Minerales primarios poco estables angulares y quebradizos. — Alta y rápida meteorización de rocas piroclásticas con formación de suelos residuales en función de la pendiente y clima. — Variable profundidad del sustrato rocoso (entre 5 y 30 m, prof. media). — Rápida acumulación de sedimentos. — Grandes cambios en el contenido de humedad de los depósitos. — Variaciones en la química del agua y cambios de las condiciones geoquímicas de la cuenca. — Niveles sobreconsolidados entre 2 y 4 m de profundidad con formación de grietas de desecación. — Permeabilidad relativamente alta del acuífero. — Sedimentos de tipo lacustre con un nivel inferior (más de 10 m de profundidad) detrítico y más grueso que el superior que es arcilloso.
2.— FACTORES LITOESTRATIGRAFICOS <ul style="list-style-type: none"> — FLM predominio limo arcilloso con lentejones de gravas. — FPC predominio arcilloso. — Espesor sedimentos variable entre 5 y 30 m. — Frecuentes cambios laterales de facies en FLM. — Sedimentación rítmica con laminaciones en FPC. — Contenido en arcillas del 40–60 o/o. — Fracción arena con granos muy angulosos. 	<ul style="list-style-type: none"> — Suelos de grano muy fino. — FLM más gruesa que la FPC. — Grandes variaciones de propiedades tanto lateralmente como en profundidad. — Espesor variable. — Propiedades más uniformes en la FPC que en la FLM. — Inclusiones de gravas. — Granulometría bien graduada. — Partículas muy angulosas.
3.— FACTORES MINERALOGICOS <ul style="list-style-type: none"> — Predominio de micas y/o sanidina en zonas de borde y fondo de cuenca (FLM y FPC). — Predominio de haloisitas en zonas interiores de la cuenca (FLM). — Predominio de montmorillonitas en zonas centrales de la cuenca (FPC). — Origen extracuenca de las haloisitas e intracuenca de las montmorillonitas. — Predominio de haloisitas en la FLM y montmorillonitas en la FPC a profundidades en general inferiores a 10 m. — Predominio de micas y/o sanidina en profundidades en general superiores a 10 m en toda la cuenca. — Control granulométrico de la composición mineral. 	<ul style="list-style-type: none"> — Propiedades geotécnicas determinadas por la presencia de haloisitas, montmorillonitas y detríticos. — FPC sujeta a la influencia geotécnica de la montmorillonita. — FLM sujeta a la influencia geotécnica de la haloisita. — Control mineralógico tanto con la profundidad como con la variación lateral y por tanto de sus propiedades geotécnicas, marcando un límite aproximado sobre los 10 m de profundidad. — Inestabilidad en la red cristalina. — Control mineralógico de la granulometría estando las montmorillonitas y haloisitas asociados a los tamaños más finos.
4.— FACTORES DE FABRICA <ul style="list-style-type: none"> — Tendencia generalizada a formar agregaciones de tipo esférico de origen sinsedimentario. — Agregaciones regulares, tamaño limo-arena, no cementadas pero compactas, con huecos interagregados y abundante porosidad intrapartícula. Estructura partículas flocculada. — Agregaciones oolíticas, tamaño limo-arena, duras, cementadas con óxido de Fe, empaquetamiento denso, asociadas a óxidos de Fe. — Agregaciones entrelazadas, muy compactas, con orientaciones, porosidad alta entre partículas, asociadas a haloisitas. — Matriz arcillosa, muy compacta, desordenada, asociada a montmorillonitas. — Presencia de microlaminaciones. — Grietas rellenas de arcilla y superficies de despegue a favor de contactos interagregados o detríticos. — Control mineralógico de la fábrica. 	<ul style="list-style-type: none"> — Partículas de arcilla formando agregaciones de tamaño limo-arena. — Alta compacidad entre agregaciones pero que no están cementadas. — Buena cementación en oolitos asociados a óxidos de Fe. — Huecos entre agregaciones y abundantes poros interconectados entre partículas. — Estructuras orientadas con microlaminaciones. — Abundantes grietas rellenas postsedimentariamente por arcilla. — Superficies de despegue y fisuras a favor de contactos entre agregaciones y elementos detríticos gruesos. — Importante control mineralógico y granulométrico en la fábrica.

— Transformaciones en la fábrica de los suelos como consecuencia de los procesos postsedimentarios.

En segundo lugar se destacan aquellos factores que de forma más local han afectado a los depósitos sedimentarios:

— Composición más detrítica con predominio de limo en la FLM situada en zonas de borde e interior de la cuenca frente a la composición más arcillosa de la FPC situada en la zona central de la cuenca.

— Mayor variación en propiedades geotécnicas de la FLM frente a una mayor uniformidad de la FPC. Frecuentes cambios laterales de facies en la FLM y finas laminaciones en la FPC.

— Mayor uniformidad en propiedades en sentido vertical que la lateral.

La composición mineralógica es quizás uno de los factores que más influyen sobre las propiedades geotécnicas de los suelos (Grim 1962, Gillot 1968 y Mitchell 1976). Pero esta no actúa aisladamente, sino que depende también de factores físico-químicos, como el ion de cambio, el agua de absorción, etc. Con independencia de estos factores y para condiciones estándar se presentan en el Cuadro 4.3 las tendencias más habituales seguidas por algunas especies minerales y sus propiedades geotécnicas. Sin embargo, el orden dado en dicho Cuadro se ve frecuentemente alterado al intervenir los citados factores físico-químicos, y la composición polimineral del suelo.

De acuerdo con el Cuadro 4.3 y en función de la composición predominante de los suelos estudiados, se podría anticipar la tendencia que cabría esperar para las propiedades geotécnicas. Así, las facies montmorilloníticas estarían asociadas a una mayor plasticidad expansividad, compresibilidad y actividad frente a una menor permeabilidad y resistencia, que

en las facies haloisíticas, y estas lo serían de forma semejante con respecto a las de predominio en micas y sanidina.

CUADRO 4.3.- TENDENCIAS ESTANDAR ENTRE LA COMPOSICION MINERAL Y SUS PROPIEDADES GEOTECNICAS

MINERAL	LL	ACTIVIDAD	PERMEABILIDAD	RESISTENCIA	COMPRESIBILIDAD	POTENCIAL EXPANSIVO
Montmorillon.	1	1	4	4	1	1
Alofana	2	3	-	-	-	-
Illita	3	2	3	3	2	2
Caolinita	4	4	2	2	3	3
Haloisita	5	5	-	-	-	-
Mica	5	4	1	1	-	-

(1 es el valor más alto)

Bajo el punto de vista granulométrico y mineralógico la FPC tendría que tener mayor plasticidad, actividad, compresibilidad y expansividad, y menor resistencia y deformabilidad que la FLM. Estas tendencias se cumplirían hasta los 10 primeros metros de profundidad aproximadamente en donde se ha observado que la composición es indistintamente detrítica para ambas formaciones.

La fábrica es otro de los factores que ejercen gran influencia sobre las propiedades geotécnicas, sin embargo su papel ha sido reconocido mucho más tarde que el de la composición mineralógica. Mitchell (1976) pone bien patente su importancia sobre la resistencia, compresibilidad y permeabilidad. A este respecto se recordará que al estudiar los suelos volcánicos de otras regiones (Capítulo 2) las hipótesis dadas sobre su comportamiento geotécnico se polarizaban sobre crite

rios de fábrica y mineralogía. A continuación se destacan los principales resultados obtenidos de los estudios de fábrica expuestos en el Capítulo anterior.

- La tendencia generalizada mostrada por la fábrica a formar agregaciones de tamaño muy superior al propio de cada partícula individual dará lugar a un comportamiento geotécnico más afin al de un suelo de granulometría superior al estudiado. Sin embargo, dichas agregaciones están sujetas a distintos grados de compactación y cementación, lo cual repercute diferencialmente sobre las propiedades geotécnicas.

CUADRO 4.4.- INFLUENCIA DEL TIPO DE FABRICA EN LAS PROPIEDADES GEOTECNICAS

FABRICA	RESISTENCIA	COMPRESIBILIDAD	PERMEABILIDAD	POTENCIAL EXPANSIVO
Agregaciones oolíticas	1	2	1	3
Agregaciones regulares	2	1	2	2
Matriz arcillosa	3	4	4	1
Agregaciones entrelazadas	4	3	3	2

(1 es el valor más alto)

- En el Cuadro 4.4. se indica la posible influencia sobre las propiedades geotécnicas de las fábricas observadas. Para el establecimiento de los órdenes indicados en el Cuadro 4.4 se han tenido en cuenta las características de la fábrica analizadas en el apartado 3.4.6. Las más importantes han sido: la forma y tamaño de las agregaciones, el grado de cementación y el tipo de cemento, el grado de compactación, el número de huecos y de poros, el tipo de contactos y disposición de las partículas individuales, las orientaciones y las discontinuidades.
- Con respecto al comportamiento de los suelos ante la rotura se han observado distintos planos de discontinuidad caracterizados por laminaciones, superficies de despegue, grietas, fisuras y rellenos de fluxión y precipitación. Las laminaciones y orientaciones constituyen una anisotropía de primer orden. Las grietas y fisuras han sido observadas hasta profundidades superiores a los 10 m. Sin embargo, de todas ellas las superficies de despegue son quizás las más sobresalientes. Estas se forman a favor de partículas más gruesas, presentando a veces, rellenos coloidales.
- En función del tipo de cemento y grado de compactación se deduce que las agregaciones oolíticas precisarán tratamientos energéticos para lograr su dispersión, mientras que los restantes tipos de fábrica al no estar cementadas sino compactadas, no precisarán del mismo grado de energía en el tratamiento químico y mecánico empleado para su dispersión.

4.3.- PROCESOS DE SOBRECONSOLIDACION

La formación de la laguna y su posterior desecación, junto con las variaciones del nivel freático debidas al bombeo de pozos y cambios estacionales, han conducido a la sobreconsolidación de los niveles superiores de los suelos estudiados. Estos procesos han ocasionado cambios en el contenido de humedad, en la fábrica y en la mineralogía que se han traducido en un aumento de la consistencia y resistencia de los citados niveles.

De acuerdo con las conclusiones del apartado 3.5.7, la Laguna se extendió a través de la FPC no afectando a la FLM, y las oscilaciones tanto estacionales como las producidas por el bombeo de los pozos existentes en la zona suponen, actualmente, unas variaciones en el nivel freático del orden de 5 a 10 m.

Del reconocimiento visual de las muestras se observó que en la FLM solamente se apreciaba un nivel de 0.5 a 1,5 m de profundidad más duro que el resto, cuya causa se ha atribuido a la meteorización y desecación y no a un proceso de sobreconsolidación. Por el contrario, en la FPC se identificaron niveles endurecidos hasta una profundidad de 6 m, con grandes grietas de retracción visibles hasta 1,5 m de profundidad, correspondiendo dichos niveles a las áreas propiamente lacustres.

La máxima presión de sobreconsolidación fue estimada mediante la construcción de Casagrande en ensayos edométricos, -

oscilando entre 0.5 y 1.5 kg/cm^2 , presentándose de forma gráfica en la Fig. 4.1. la variación de presiones efectivas con las presiones de sobreconsolidación. La mayor resistencia y menor deformación de los niveles sobreconsolidados se puso de manifiesto a través de la resistencia al corte sin drenaje y del módulo de deformación, los cuales presentan una inflexión a partir del cuarto metro de profundidad aproximadamente (Fig. - 4.2). Igualmente la resistencia a la penetración en términos del número de golpes del ensayo SPT puso de manifiesto dicha variación. Por consiguiente puede estimarse que los 4 primeros metros de profundidad de la FPC están sobreconsolidados afectando este proceso a la resistencia y deformación de dichos niveles.

Figura 4.1.- PRESIONES DE PRECONSOLIDACION EN UNA ZONA REPRESENTATIVA DE LA FPC

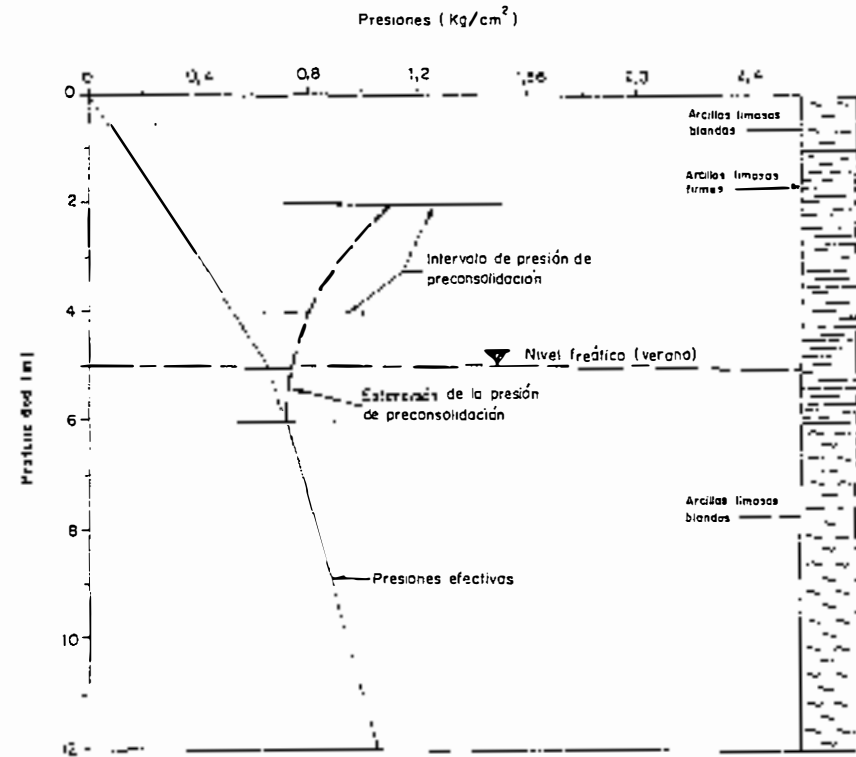
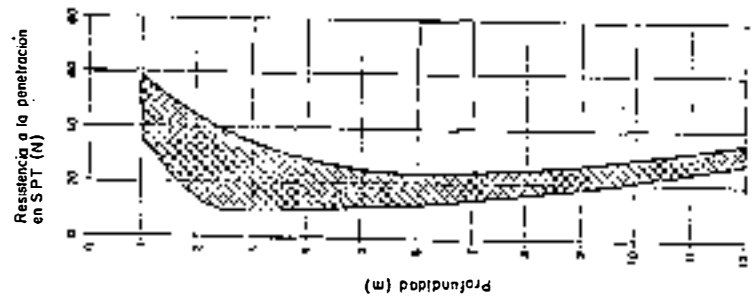
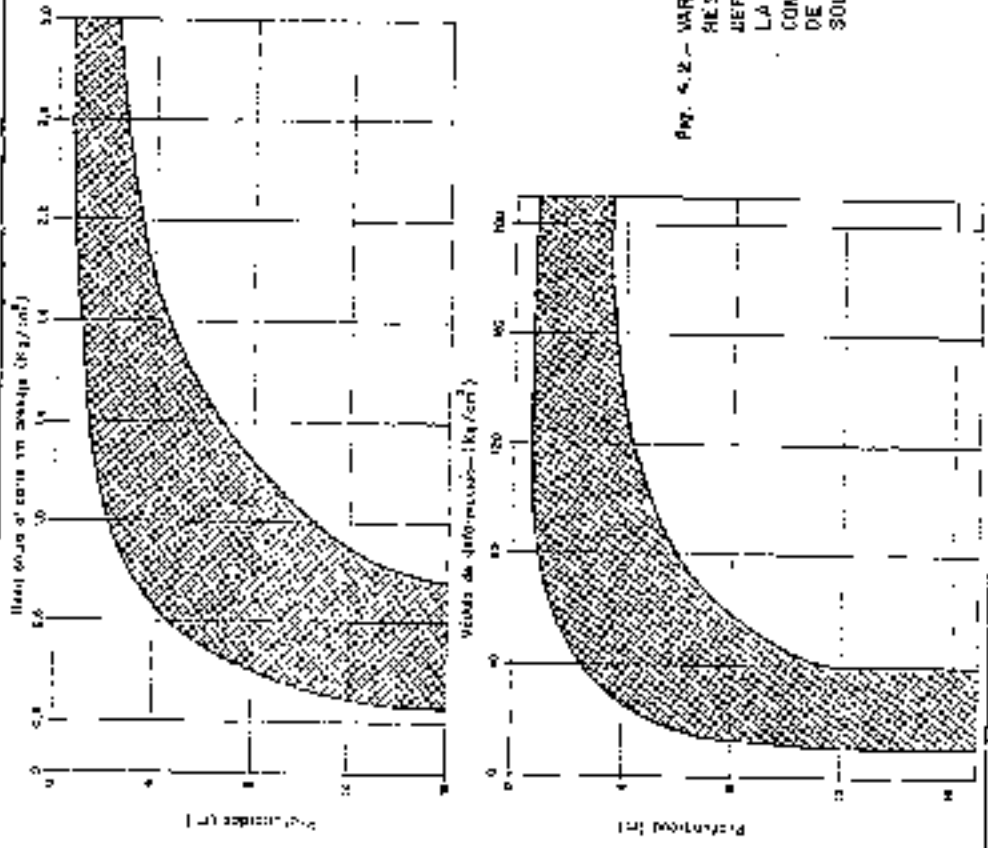


Fig. 4.2.- VARIACION DE LA RESISTENCIA Y LA DEFORMACION CON LA PROFUNDIDAD COMO CONSECUENCIA DE LA SOBRECARGA SOLICITADA

196.



4.4.- PROPIEDADES INDICE Y DE ESTADO

4.4.1.- Introducción

Las propiedades índice y de estado definen las condiciones físicas del suelo y los ensayos para determinar tales propiedades se les conoce como ensayos de identificación y de estado. Estas propiedades están estrechamente relacionadas con la composición mineralógica, propiedades físicas y la resistencia y deformación del suelo. Siendo pues de la mayor trascendencia a ellas se las ha dedicado una parte importante de los estudios geotécnicos realizados.

Para el estudio de las propiedades índice se han obtenido 196 muestras alteradas e inalteradas, procedentes de sondeos y calicatas a las que se les sometió a ensayos en el laboratorio. Los distintos ensayos realizados han sido efectuados de acuerdo con las Normas del Laboratorio del Transporte y Mecánica del Suelo del MOP (NLT), y British Standard (BS 1377: - 1967).

4.4.2.- Granulometría

En el Apartado 3.4.3. del Capítulo 3 se ha llevado a cabo el estudio granulométrico de los suelos. No obstante aquí se hará alguna consideración de tipo más geotécnica sobre los resultados obtenidos. En primer lugar se destacan las variaciones encontradas al someter las muestras a una dispersión mecánica, ya que en todos los casos se aplicó un agente químico dispersante debido a la tendencia a la floculación mostrada por estos suelos. Estas variaciones introducen cambios en la

granulometría que deben tenerse presentes conforme a los resultados obtenidos en el Apartado 3.4.3. En general, los suelos de La Laguna son de tamaño fino, siendo más del 85% de los mismos de tamaño menor a 60 micras (limos y arcillas), y con proporciones variables entre 40 - 60% de limos y 38 - 57% de arcillas, como valores medios. Bajo el punto de vista geotécnico la forma de la curva granulométrica indica un suelo relativamente bien graduado con un coeficiente de uniformidad entre 2 y 4 según se hayan dispersado las muestras mecánicamente o no.

La característica quizás más sobresaliente de la granulometría es la gran similitud entre ambas formaciones (FILM con una media del 43% menor de 2 micras y la FPC con 49% de media) y el tamaño muy fino de las mismas. Los tratamientos efectuados ponen de manifiesto que los agentes químicos dispersantes disgregan las agregaciones no cementadas, mientras que el tratamiento mecánico, por ejemplo, el ultrasonido, rompe también las partículas cementadas. Si se pretende obtener una idea lo más próxima posible a la granulometría de las partículas del suelo se deberá aplicar un tratamiento químico y mecánico, teniendo en cuenta que así también se romperán las fábricas cementadas como son las oolíticas. La granulometría más representativa del estado del suelo se obtiene aplicando únicamente un agente químico dispersante, y los resultados utilizados en este trabajo han sido los obtenidos por este método.

4.4.3.- Límites de Atterberg

Para definir las condiciones de plasticidad se han determinado los límites de Atterberg correspondientes al límite líquido (LL) y al límite plástico (LP) de acuerdo con los métodos usuales descritos por la NLT. El LL indica el contenido de humedad natural al cual un suelo comenzaría a fluir en un aparato de Casagrande o, de otra forma, el contenido de humedad al cual el suelo deja de actuar como un líquido y comienza a comportarse como un sólido plástico. El límite plástico in-

dica el límite entre la rotura plástica y la frágil o, la mínima humedad al cual el suelo muestra plasticidad. El índice de plasticidad (IP) se define por:

$$IP = LL - PL$$

este índice indica el grado de humedad al cual el suelo es plástico.

En el Apartado 2.3.1.1. del capítulo 2 se ha discutido el problema del secado y de la duración del mezclado en los resultados de los límites de Atterberg de los suelos volcánicos. Al influir estos factores en los límites de Atterberg su incidencia también ha sido objeto de investigación en el presente trabajo. En primer lugar se estudió si el secado de las muestras tenía un efecto apreciable sobre los límites, para lo cual se compararon los resultados de muestras secadas al aire y muestras ensayadas a su contenido natural de humedad.

Por otro lado, se estudió también el efecto de la duración del tiempo de mezclado sobre los límites, sometiendo muestras a 10 y 20 minutos de mezclado. En las Figs. 4.3 y 4.4 y Cuadro 4.5, se presentan los resultados obtenidos, que en síntesis son los siguientes:

- a) El límite líquido aumenta considerablemente con el prolongado mezclado.
- b) El límite líquido disminuye con el secado de las muestras de aire.
- c) Estas mismas tendencias pero menos acusadas se observaron para el límite plástico.

CUADRO 4.5.- INFLUENCIAS DEL SECADO Y DURACION DEL MEZCLADO EN LOS LIMITES DE ATTERBERG

FORMACION	LIMITE LIQUIDO			INDICE DE PLASTICIDAD		
	SA-BM	SA-PM	HN-BN	SA-BM	SA-PM	HN-BM
FLM	35-52	50-75	40-60	10-20	20-40	10-22
FPC	40-55	60-90	60-70	15-35	30-55	15-25
FSD	38-52	45-55	45-55	10-25	20-30	10-20

SA - Secado de aire; BM - Breve mezclado; PM - Prolongado mezclado; HN - Humedad natural.

En función de la composición mineralógica y la granulometría, los valores más representativos de los límites de Atterberg resultan de someter a las muestras a un prolongado mezclado y humedades iniciales lo más próximas posibles a su contenido natural. Las propiedades peculiares de las halositas, que tienen la facultad de ser muy poco plásticas en sus formas con dos o cuatro moléculas de agua y muy plásticas en las intermedias (Grim 1962), hace que el estado de humedad de las muestras sea un factor de gran importancia. De otra par

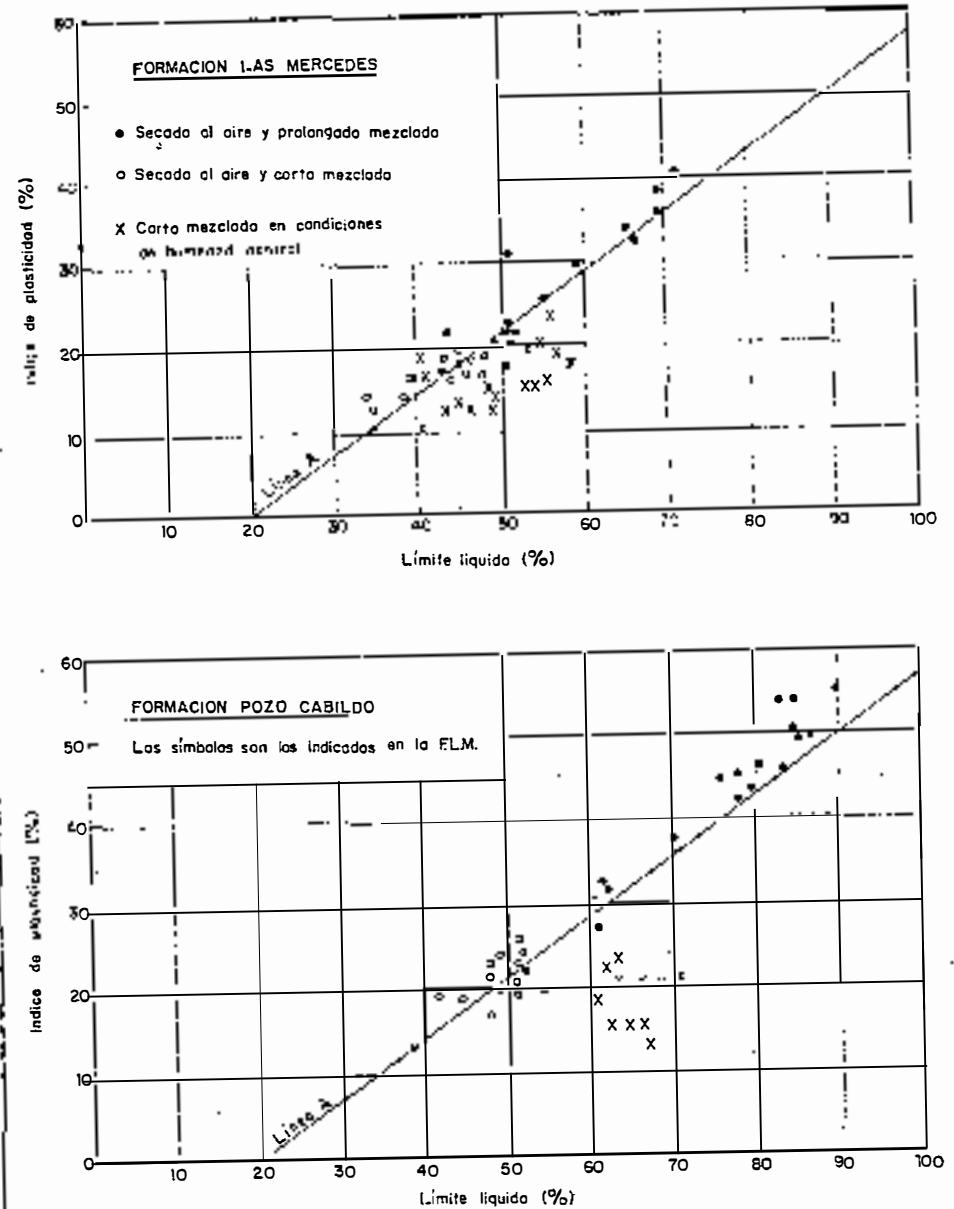


Fig. 4.3 - Posición de los suelos en la carta de plasticidad e influencia del secado y mezclado en los límites de Atterberg

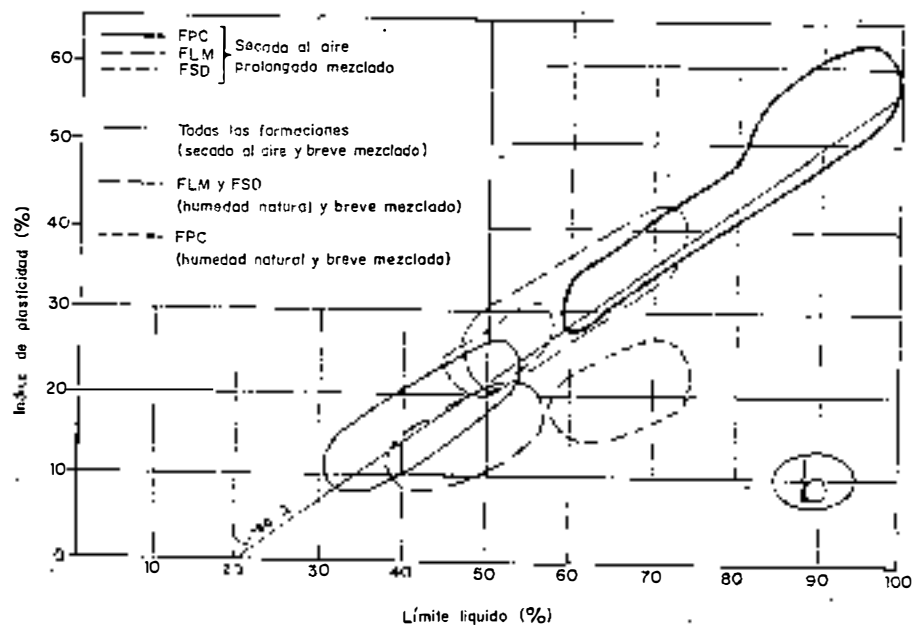
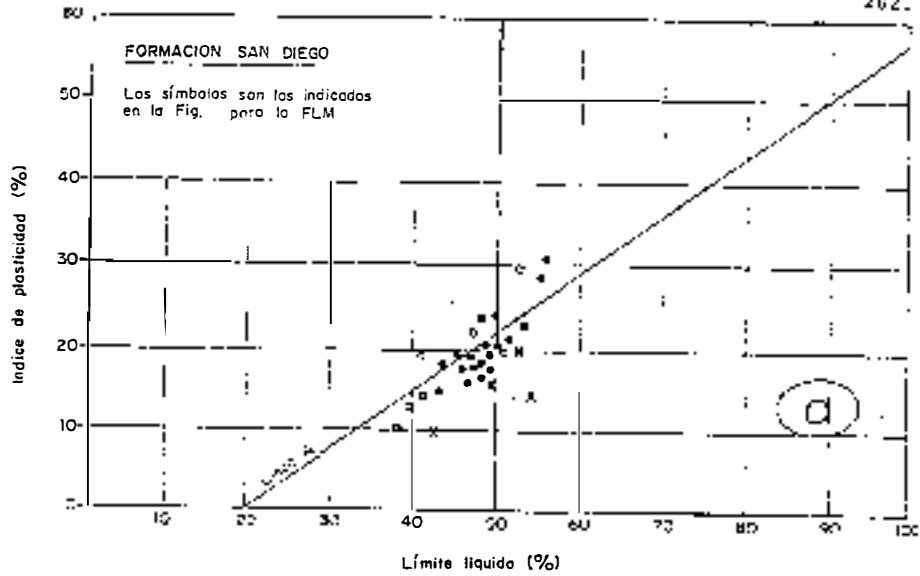


Fig. 4.4 - Posición de los suelos en la carta de plasticidad de Casagrande e influencias del secado y mezclado en los límites de Atterberg (continuación)

te la naturaleza agregada de las partículas influye también en los resultados de los límites para lo cual se debe dispersar totalmente al suelo y permitir la absorción de agua dejando las muestras, por ejemplo, en humidificación durante 1 día.

En la Fig. 4.4 se presenta la envolvente de las muestras tratadas con prolongado mezclado y secado al aire, resultados que serán los utilizados como representativos, correspondiendo a una clasificación CH según la clasificación unificada de suelos. En el Cuadro 4.6 se resumen los resultados de los límites referidos a las formaciones litoestratigráficas y facies mineralógicas. Estos valores indican una mayor plasticidad en las facies montmorilloníticas seguidas por haloisitas y micas, lo cual concuerda con su composición mineralógica.

Cuadro 4.6.- VALORES MEDIOS DE LOS LIMITES DE ATTERBERG POR FORMACIONES LITOESTRATIGRAFICAS Y FACIES MINERALOGICAS

COMPOSICION	LL	LP	IP
FLM	60	28	32
FPC	78	33	44
F. Micas y Sanidina	60	30	30
F. Haloisitas	71	29	42
F. Montmorillonitas	84	33	51

Las FLM y FPC son menos sensibles a tales cambios mineralógicos, toda vez que en las mismas intervienen términos detríticos junto con haloisitas o montmorillonitas.

La variación de los límites con la profundidad se muestra en las Fig. 4.20, 4.21 y 4.22 en donde a través de varios sondeos representativos se observa que en la FLM existen frecuentes oscilaciones con tendencia a disminuir, mientras que en la FPC los valores son más uniformes y la tendencia es a aumentar, lo cual se justifica por la presencia de materiales más heterogéneos en la FLM frente a una mayor uniformidad en la FPC.

4.4.4.- Humedad natural

La humedad natural (W) viene dada como la relación entre el peso del agua y el de la materia sólida de un suelo en su estado natural, expresado en tanto por ciento. Para realizar esta determinación se precisan muestras inalteradas extraídas según el procedimiento descrito por la norma NLT.

El contenido en humedad natural estuvo comprendido entre un 35 y 40% como valores medios de todas las muestras. Por formaciones, la FPC fue la que mayor porcentaje retuvo, entre 36 y 41%, mientras que la FLM y la FSD dieron valores entre 30 y 36%, con una media del 34% en la FLM, frente a un 40% de la FPC.

En general, el contenido en humedad natural aumentó con la profundidad, si bien este aumento no ha sido muy acusado.

Con respecto al límite líquido la relación W/LL ha sido siempre menor de 1, -con valores medios entre 0.65 y 0.82 para la FLM-, 0.58 y 0.73 para la FPC y 0.66 para la FSD, por lo que el contenido en humedad ha sido inferior al límite líquido.

Un importante índice que relaciona la humedad con los límites de Atterberg es el índice de fluidez (IF), que representa una medida indirecta de la resistencia al corte del suelo. Terzaghi definió el IF del modo siguiente:

$$IF = \frac{W - LP}{IP}$$

Según esta definición un índice de fluidez igual a cero correspondería a la humedad del límite plástico y de 1 a la del límite líquido, por lo que cuanto menor sea el índice de fluidez mayor es la resistencia al corte. Los suelos estudiados presentan generalmente un IF muy bajo, inferior a uno. Así, para la FLM el IF osciló entre -0.59 y -0.03, para la FPC entre 0.12 y -0.59 y para FSD -0.44, con lo que prácticamente el IF ha estado muy cerca de la humedad del límite plástico. Su variación con la profundidad indica que para la FLM el IF aumenta con la profundidad y para la FPC disminuye, pero siempre dentro de muy estrechos márgenes.

Estos resultados indican, en general, un contenido de humedad relativamente muy bajo para lo que cabría esperar de estos sedimentos lacustres, debido al estado de desecación, o que parte de su contenido natural de humedad se perdió como consecuencia del muestreo, aspecto que a continuación se discute.

Con objeto de comprobar tanto en el sentido horizontal como vertical la homogeneidad de las muestras, se efectuaron determinaciones del contenido de humedad natural subdividiendo en partes muestras tomadas a lo largo del eje de un testigo -inalterado a unos 350 mm de largo y 55 mm de diámetro. En la Fig. 4.5 se presentan los resultados alcanzados. En el sentido longitudinal se han registrado desviaciones hasta + 17% con respecto a la mitad del testigo observándose, en general, una tendencia a aumentar la humedad hacia los extremos, con variaciones algo rítmicas.

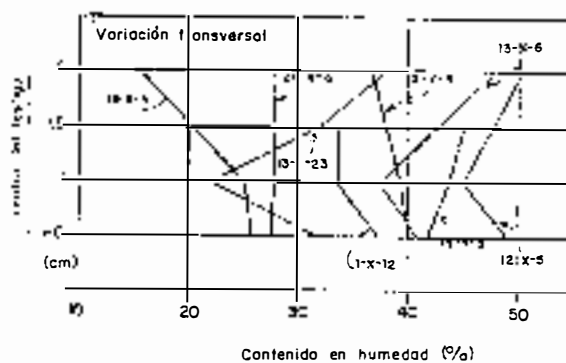
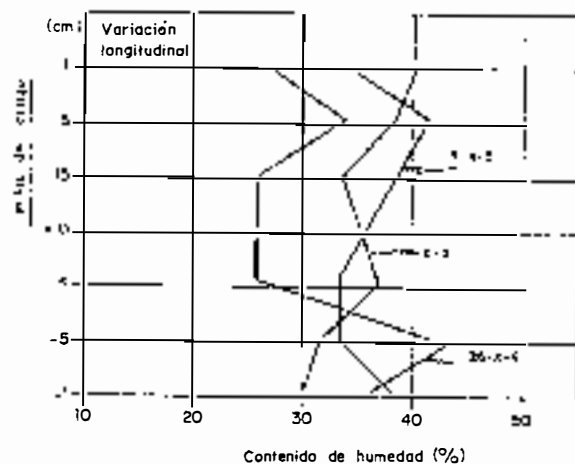


Fig.4-5 Variación en el contenido natural de humedad en el sentido longitudinal y transversal al eje de una muestra

En el sentido transversal 5 de las 8 muestras ensayadas acusaron aumento de la humedad hacia los bordes, con desviaciones comprendidas entre + 13% y -10% con respecto al centro del testigo. Cabe entonces preguntarse si tales diferencias son naturales o provocadas por alteraciones de muestreo. Las variaciones registradas en el sentido longitudinal pudieran estar asociadas a la presencia de laminaciones compuestas por materiales alternantes más arcillosos o más limo-arenosos de acuerdo con las observaciones de visu. El hecho de que las variaciones en el sentido transversal ocurran generalmente en la zona próxima al tubo extractor parece indicar que también la segunda hipótesis es correcta. Concluyendo, que el sistema de extracción -tubo Shelby de pared gruesa hincado a percusión- ha introducido alteraciones al ejecutar el muestreo.

4.4.5.- Actividad coloidal

La actividad definida en el apartado 2.3.2.3. del Capítulo 2 es una medida indirecta de la actividad coloidal asociada a las arcillas, encontrándose que cuanto mayor es el índice de plasticidad más pronunciadas son las propiedades coloidales del suelo.

En la Fig. 4.6 se han representado gráficamente la actividad de las arcillas estudiadas observándose que las pertenecientes a la FLM se clasifican en normales a inactivas, la FPC normales a activas, y la FSD inactivas. Los valores obtenidos han estado comprendidos entre 0,5 y 1,1 para la FLM, 0,4 y 1,7 para la FPC y entre 0,4 y 0,8 para la FSD, por lo que la mayoría de los suelos estudiados presentan una actividad normal a inactiva.

Según las facies mineralógicas, los valores medios de la actividad han correspondido a 0.69 para las facies de micas y sanidina, 0.75 para las haloisíticas y de 1.14 para las

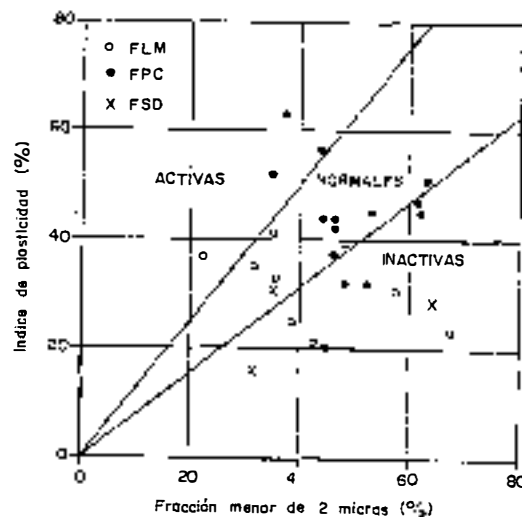


Fig. 4.6 Actividad coloidal de las arcillas estudiadas

montmorilloníticas, concluyendo pues estar frente a suelos de actividad baja a intermedia con un aumento acorde con la composición mineralógica.

4.4.6.- Peso específico de las partículas sólidas

El peso específico de las partículas sólidas fue determinado por medio del picnómetro, obteniéndose los valores medios indicados en el Cuadro 4.7.

Cuadro 4.7.- PESOS ESPECIFICOS MEDIOS

COMPOSICION	PESO ESPECIFICO g/cm ³
FLM	2.88
FPC	2.80
F. Micas y sanidina	2.86
F. Haloisíticas	2.90
F. Montmorillonitas	2.76

Los altos valores encontrados reflejan la composición mineralógica de estos suelos. Según se estudio en el apartado la fracción ligera está compuesta por feldspatos calcáreos cuyo peso específico es de 2.76 y de potásicos (sanidina) con 2.57, mientras que en la fracción pesada abundan la edenita (3.0), titanita (3.40 - 3.55) y la magnetita (5.18), de pesos específicos muy elevados. Puesto que en el suelo intervienen una mezcla de ambas fracciones el promedio resultante refleja los valores citados en el Cuadro 4.7. Sin embargo, se acusan pesos específicos relativamente más bajos en las facies montmorilloníticas que en las haloisíticas, lo cual concuerda con las condiciones sedimentológicas de ambos medios. Así, las fracciones pesadas son más abundantes en las haloisíticas y

más escasas en las montmorilloníticas, como consecuencia de las condiciones de transporte y sedimentación.

4.4.7.- Contenido en materia orgánica, sulfatos y características químicas de los suelos

El contenido en materia orgánica no superó en ningún caso el 1%, y el contenido en sulfatos fue muy escaso a nivel de ligeros indicios principalmente en la FPC.

No se han efectuado análisis químicos por lo que a continuación se incluyen algunos datos de acuerdo con Fernandez - Caldas y Tejedor Salguero (1975). A pesar de que las muestras estudiadas por estos autores están tomadas a menos de 3 m de profundidad y sobre suelos residuales cercanos a La Laguna, los resultados por ellos obtenidos pueden ser orientativos.

Los amorfos expresados en óxidos anhídridos muestran relaciones moleculares $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de 0.77 a 7.7. El contenido en Al_2O_3 ha variado de 6 a 7%, Fe_2O_3 de 15 a 18% y SiO_2 de 2 a 6%.

El calcio ha sido la base cambiante más abundante. Los valores oscilaron entre 24,0 meq/100 gr y 1,3 meq/100 gr en superficie, y entre 2,79 meq/100 gr y 0,99 meq/100 gr en profundidad. A continuación le sigue el magnesio, el sodio y el potasio por este mismo orden.

4.5.- RESISTENCIA Y DEFORMACION

4.5.1.- Introducción

Las propiedades de resistencia y deformación caracterizan el comportamiento mecánico de un suelo ante los esfuerzos. En los suelos cohesivos dichas propiedades vienen dadas principalmente por su resistencia al esfuerzo cortante y por los módulos de deformación, los cuales han sido determinadas a través de ensayos de laboratorio consistentes en compresiones simples, ensayos triaxiales y edométricos.

En 20 de los sondeos mecánicos efectuados se realizaron ensayos de penetración dinámica SPT según el procedimiento descrito por Terzaghi y Peck (1948). Estos ensayos constituyen un método muy eficaz para estimar la resistencia a la penetración de un suelo y deducir su grado de densidad o consistencia, si bien su uso en terrenos cohesivos presenta limitaciones (Jimenez Salas et al 1976). Teniendo en cuenta la naturaleza cohesiva de los suelos analizados, los resultados que a continuación se exponen han sido considerados principalmente para indicar la variación de la resistencia con la profundidad y establecer comparaciones entre las distintas formaciones. En la Fig. 4.7 se presenta un resumen de estos resultados, destacándose la mayor uniformidad en la FPC frente a la FLM, en donde las intercalaciones de niveles de distinta consistencia y sus aternancias litológicas reflejan una mayor heterogeneidad. Igualmente se acusa el efecto de la sobreconsolidación, señalándose en el Cuadro 4.8 los valores medios y su variación

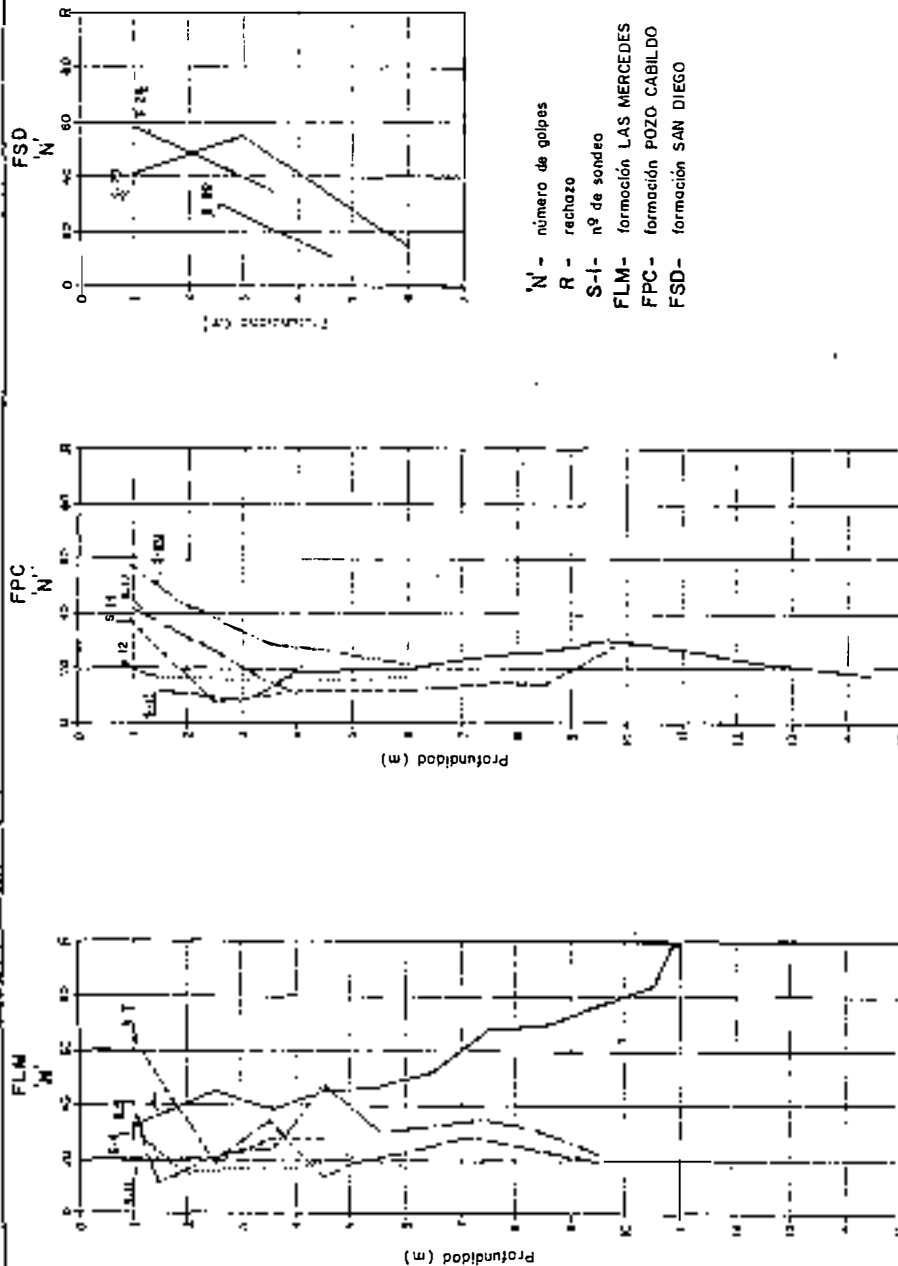


Fig. 4.7 Síntesis de los ensayos de penetración dinámica S.P.T.

con la profundidad. El valor medio de N para la FPC es prácticamente la mitad que el correspondiente a la FLM a partir de una profundidad de 5 m, lo cual esta acorde con las condiciones sedimentológicas del medio. Como valores medios de la FIM se obtiene un N de 34 frente a 20 para la FPC.

CUADRO 4.8.- VALORES MEDIOS DE LOS ENSAYOS DE SPT

FORMACION	PROFUNDIDAD (m)	"N" MAS FRECUENTE	CONSISTENCIA
FLM	1 - 3	18-60 ($N_m = 40$)	Dura
	3 - 7	18-45 ($N_m = 25$)	Muy Firme
	7 - 20	20-R ($N_m = 40$)	Dura
FPC	1 - 3	10-60 ($N_m = 35$)	Dura
	3 - 15	10-30 ($N_m = 18$)	Firme

4.5.2.- Resistencia al esfuerzo cortante sin drenaje

La resistencia al corte sin drenaje fue estimada a partir de ensayos de compresión simple y de ensayos triaxiales sin consolidación y sin drenaje (rápidos). Los ensayos de compresión simple fueron realizados sobre muestras inalteradas tallándose probetas cilíndricas de 5,5 cm de diámetro y 11 cm de altura. Los resultados obtenidos se indican en el Cuadro 4.9, mostrándose en la Fig. 4.8 algunas curvas típicas de tensión-deformación. La rotura más frecuente correspondió a fracturas longitudinales de tipo frágil y, en menor grado, a fracturas de corte a 45 grados de tipo dúctil. La resistencia a la compresión simple (q_u) ha variado entre 1,6 y 2,8 kg/cm^2 siendo el valor medio 2,4 kg/cm^2 .

CUADRO 4.9.- ENSAYOS DE COMPRESION SIMPLE

Sonda	Volumen rotario	Profundidad (m)	Diámetro (cm)	Alte. (cm)	N.º	Resistencia (kg/cm ²)	Resistencia (kg/cm ²)	E (1) (kg/cm ²)	E (2) (kg/cm ²)
1	1-1-3	0,50-0,45	5,5	11	40,20	1,49	38	103	2,70
1	1-1-4	1,00-1,45	5,5	11	30	1,57	48	46	2,79
1	1-1-7	1,90-1,40	5,5	11	32,45	2,50	54	28	2,50
1	1-1-14	2,00-2,40	5,5	11	17,50	1,53	170	34	2,50
4	4-3-3	0,50-0,95	5,5	10	29,50	1,44	44	100	2,40
5	5-2-1	0,50-0,95	5,5	10,5	32,35	1,36	44	150	2,40
12	12-2-2	0,50-0,95	5,5	10	17	1,50	54	162	2,40
13	13-2-1	1,20-1,40	5,5	10,5	10,50	1,53	44	110	2,40
15	15-2-2	2,00-2,28	5,5	9,5	14,50	1,44	28	175	2,40
17	17-2-1	1,30-1,15	5,5	10,5	10,80	1,47	68	40	1,65
29	29-1-1	4,50-4,45	5,5	10,5	45,74	1,20	48	51	1,40

(1) Modulo de Young (tangente al 50% de resistencia en rotura).

CUADRO 4.10.- RESULTADOS DE LOS ENSAYOS TRIAXIALES RAPIDOS

MUESTRA	PROFUNDIDAD (m)	w %	LL %	LP %	Cu kg/cm ²	E kg/cm ²	E/ER
1-X-4	2	14	54	32	1,5	120	
1-X-8	1	15	44	32	1,5	120	
1-X-10	5	32	46	34	1,5	120	
1-X-14	1	15	15	32	0,9	120	1,7
1-X-16	8	35	43	31	1,1	65	3,2
4-X-10	4	35	46	34	1,1	70	
7-X-6	1	37	71	38	1,5	120	
7-X-8	3	36	68	47	1,9	200	
7-X-10	5	34	67	45	1,6	180	
7-X-12	5	34	56	32	1,5	100	
7-X-18	3	44	53	33	0,7	40	
9-X-3	2	32	71	48	2,2	200	
12-X-8	4	34	63	40	0,8	100	
13-X-6	3	48	51	43	1,3	100	
13-X-17	9	37	65	43	0,5	30	3,0
13-X-18	10	16	78	33	1,1	150	
13-X-23	14	32	-	-	0,6	30	1,2
14-X-8	4	56	70	47	0,5	30	2,5
15-X-2	1	38	61	40	1,0	120	
17-X-8	4	48	54	42	0,5	30	
19-X-5	4	43	54	30	1,5	140	3,3
20-X-6	3	42	64	41	1,7	180	
21-X-5	3	31	54	40	1,5	150	
26-X-6	3	30	52	34	1,4	120	

Fig. 4.9 DIAGRAMA P-q DE ENSAYOS TRIAXIALES SIN DRENAJE

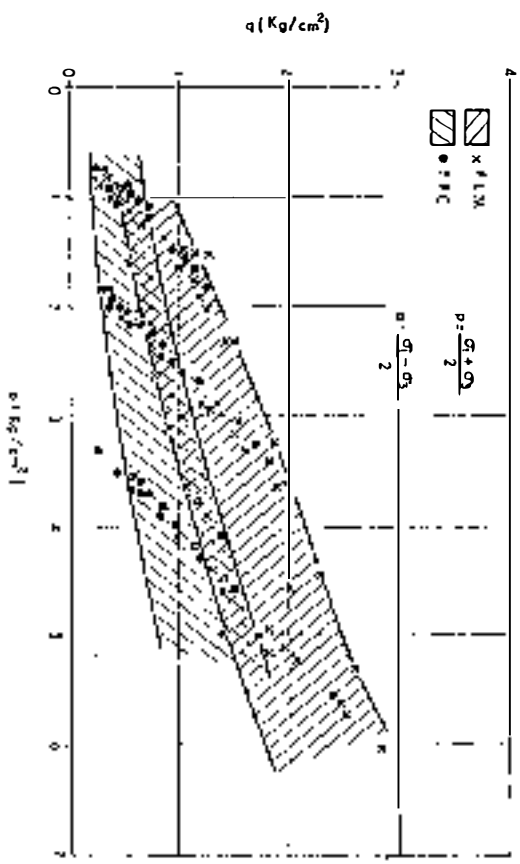
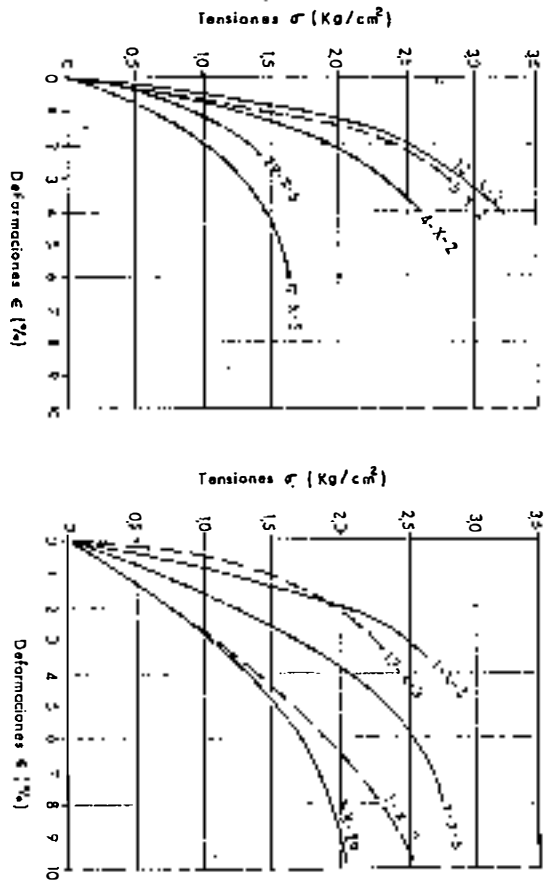


Fig. 4.8 CURVAS TENSION-DEFORMACION OBTENIDAS A PARTIR DE ENSAYOS DE COMPRESION SIMPLE SOBRE MUESTRAS INALTERADAS.



Los ensayos triaxiales rápidos se efectuaron sobre probetas talladas a 5,5 cm de diámetro por 11 cm de longitud. Las presiones laterales (σ_3) aplicadas fueron de 0.50, 1.50 y 3.00 kg/cm². El principal tipo de rotura correspondió a fracturas de corte en contrapartida con las de tracción predominantes en los ensayos de compresión simple, observándose en la lámina 4.2 el aspecto de dichas fracturas, así como la heterogeneidad litológica de las probetas. En la Fig. 4.9 se ha representado un diagrama p-q, es decir, las coordenadas del punto más alto de los citados círculos de Mohr de cada probeta ensayada. En dicha figura se han trazado los envolventes correspondientes a puntos de distintas formaciones litológicas observándose un aumento de la profundidad, o con la presión lateral σ_3 . Los valores obtenidos reflejaron una resistencia (\bar{C}_u) variable entre 0.5 y 2.2 kg/cm². Por formaciones, la FPC presentó valores inferiores a la FLM, con una media de 1.3 kg/cm² en la FLM y de 0.9 en la FPC, presentándose en el Cuadro 4.10 un resumen de los resultados.

Teóricamente la resistencia a la compresión simple de muestras inalteradas totalmente saturadas debería ser igual a la resistencia determinada en el ensayo triaxial rápido. Sin embargo, las diferencias pueden ser significativas en materiales fisurados, como los presentes, siendo en estos casos recomendable utilizar el ensayo triaxial rápido para determinar su resistencia. Con objeto de comparar ambas resistencias, en el Cuadro 4.11 se presentan los resultados correspondientes a muestras pertenecientes al mismo nivel litológico, resultando, en general valores de (q_u) que se aproximan al doble de los de (C_u).

En consecuencia, pueden tomarse como valores medios y representativos de la resistencia al corte sin drenaje los indicados en el Cuadro 4.12.

sobre pro
 ntud. Las
 1.50 y 1.00
 estructuras
 nadas en
 lámina
 heteroge
 ha repre
 punto -
 ta ensa
 corres
 as obser
 lateral
 (Cu) va
 C presen
 y/mm² en
 1.10 un

de
 igual
 do. Sin
 ateria-
 reco
 múnar
 as, en
 a
 tando,
 los de

os y
 los

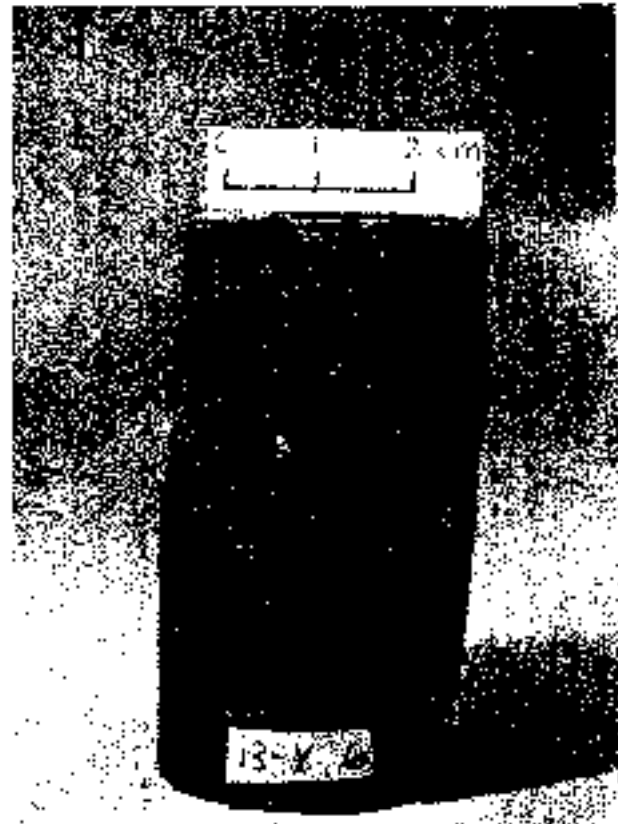
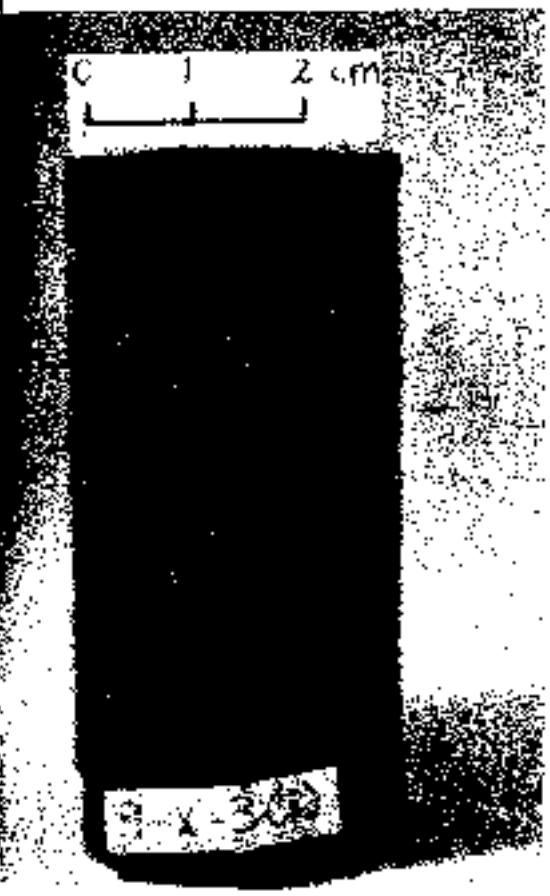


Lámina 4.2.- Probetas sometidas a rotura a compresión simple.

CUADRO 4.11.- COMPARACION ENTRE LA RESISTENCIA A LA COMPRESION SIMPLE Y A LA COMPRESION TRIAXIAL

MUESTRA	PROF. (m)	LI, %	LP %	COMPRESION SIMPLE		TRIAxIAL RAPIDO Cu (kg/cm ²)	qu/cu
				W %	qu kg/cm ²		
1-X-2	1	53	34	30	2,70	-	-
1-X-4	2	54	32	-	-	1,5	1,8
1-X-6	3	58	38	30	2,79	-	-
15-X-2	1	64	40	-	-	1	2,0
15-X-5	3	-	-	34	2,05	-	-
17-X-5	2,5	44	34	36	1,65	-	-
17-X-8	4,5	54	42	-	-	0,5	3,3

La disminución prácticamente a la mitad de la resistencia en las facies montmorilloníticas con respecto a las halosílicas en los niveles sin sobreconsolidar, refleja la influencia de la composición mineralógica, mientras que los altos valores hallados en los niveles superiores acusa el efecto de la sobreconsolidación. Con respecto a la fábrica se aprecia una mayor resistencia en las agregaciones regulares y oolíticas que en las agregaciones entrelazadas y en las de matriz arcillosa. Este orden se ajusta a las características de dichas fábricas estipuladas en el apartado 4.2 y Cuadro 4.4.

Cuadro 4.12.- VALORES MEDIOS DE LA RESISTENCIA AL CORTE SIN DRENAGE EN FUNCIÓN DE LA COMPOSICION MINERALOGICA Y DE LA FABRICA

COMPOSICION	Cu (kg/cm ²)	Consistencia
FM y F. Halosílicas	1.3	firme
FPC para niveles sobre consolidados	1.4	firme
FPC para niveles normales consolidados y F. Montmorilloníticas.	0.6	semiblanda
Agregaciones regulares y oolíticas (sin sobre consolidar)	0.93	-
Agregaciones entrelazadas	0.85	-
Matriz arcillosa	0.72	-

CUADRO 4.13.- SUSCEPTIBILIDAD DE LOS SUELOS DE LA LAGUNA

MUESTRA	Cu ₁ kg / cm ²	Cu ₂ kg / cm ²	Cu ₁ /Cu ₂
1-X-14	0,75	0,65	1,15
1-X-16	1,4	1,10	1,27
13-X-17	0,55	0,35	1,57
13-X-23	0,75	0,70	1,07
14-X-8	0,70	0,50	1,40
19-X-5	1,90	0,45	4,22

Cuadro 4.14.- COEFICIENTE DE COMPRESION

MUESTRA	Coef. de compresión
1-X-2	0,15
1-X-4	0,18
1-X-6	0,15
15-X-2	0,15
15-X-5	0,15
17-X-5	0,15
17-X-8	0,15

- E (1) - Módulo de deformación tangente al 50% de resistencia en rotura (rama de cargas en el ensayo de compresión simple).
 E (2) - Idem. anterior pero en ensayo de compresión triaxial rápido.
 * - Muestra remoldeada.

La susceptibilidad definida por la relación entre la resistencia al corte sin drenaje de una muestra inalterada y la misma muestra remoldeada a humedad constante, ha sido determinada en varias muestras a través de ensayos triaxiales rápidos, según se muestra en el Cuadro 4.13. Estos resultados indican una susceptibilidad generalmente baja, lo cual confirma el proceso de sobreconsolidación sufrido (Terzaghi y Peck, 1948). En la Fig. 4.10 se muestran varias curvas de tensión-deformación, siendo interesante observar la caída de tensiones experimentada en las pertenecientes a la FLM la cual, es mucho más acusada que en las de la FPC, en que prácticamente no ha habido diferencias entre muestras inalteradas y las remoldeadas. La posible explicación de este fenómeno puede encontrarse en la fábrica ya que en las muestras pertenecientes a la FPC son frecuentes las fábricas de matriz arcillosa (compactas y sin orientación) frente a las entrelazadas de la FLM de estructuras orientadas. Al remoldear una muestra con fábrica entrelazada se modificará su estructura, dando lugar a un comportamiento tenso-deformacional muy diferente al de una muestra inalterada, mientras que no existiría tanta diferencia al remoldear una muestra con fábrica arcillosa, en el que sus elementos están desordenados y no sufrirían un cambio tan instantáneo.

La resistencia al corte sin drenaje experimenta variaciones con respecto a la profundidad y al contenido de humedad natural según se muestra en la Fig. 4.11. En el primero de los casos, ya comentado al tratar de la sobreconsolidación, pone de manifiesto dicho proceso. En el caso de la humedad su vaciación es muy sensible a partir del 40% valor por encima del cual, la resistencia al corte correspondería a arcillas semiblandas y, por debajo, arcilla firmes y duras, reflejándose en este caso la posible desecación natural y/o artificial de las muestras discutida en el apartado 4.4.

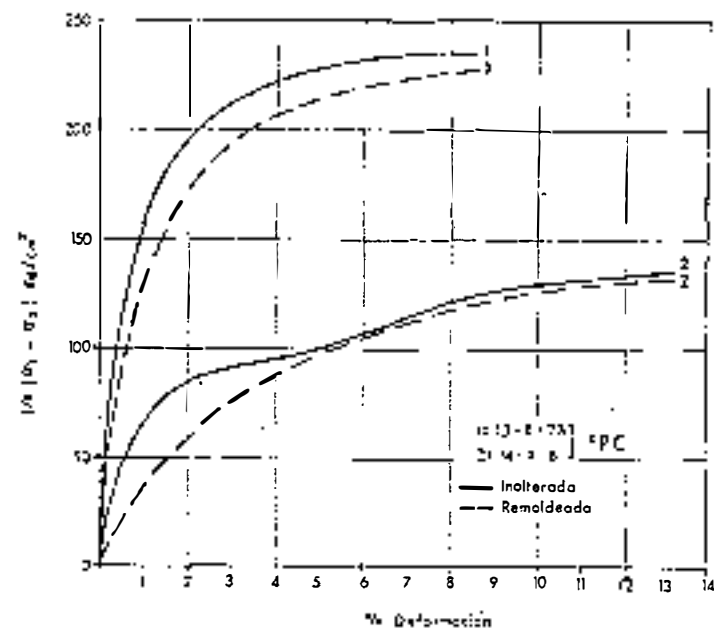
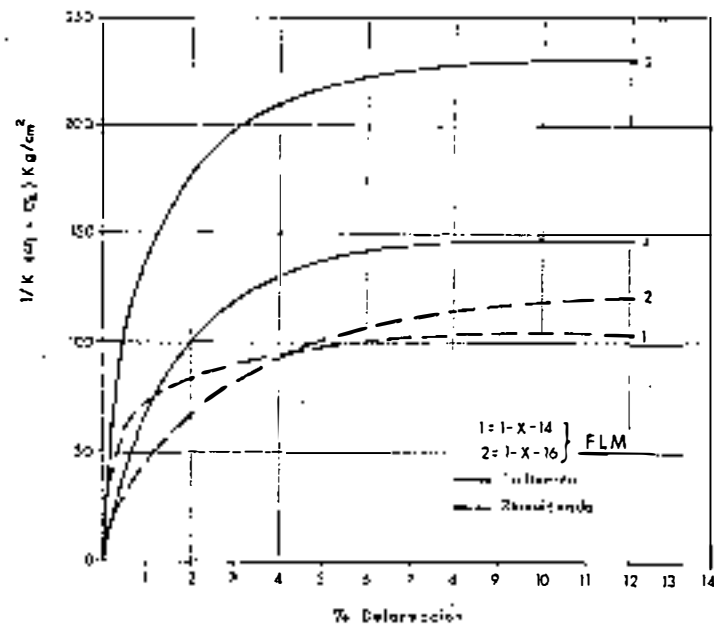


Fig. 4.10 CURVAS DE TENSION-DEFORMACION DE ENSAYOS TRIAXIALES RAPIDOS

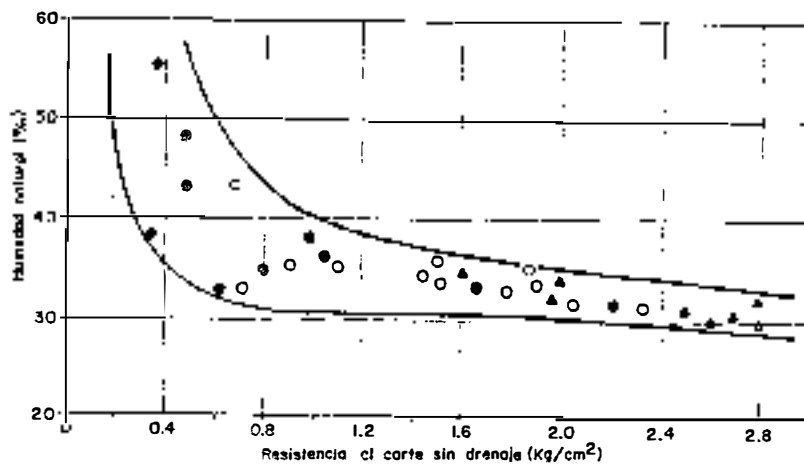
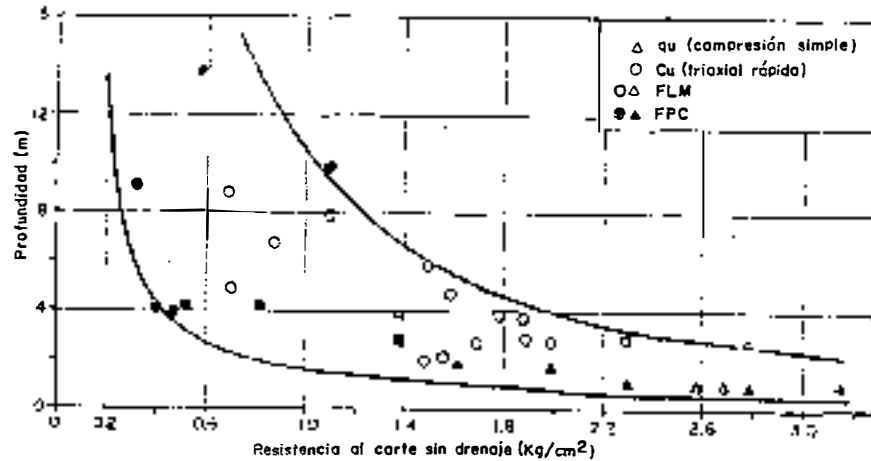


Fig. 4.11 Variación de la resistencia al corte sin drenaje con la profundidad y con el contenido de humedad.

En la Fig. 4.12 se ha estudiado la variación entre la resistencia al corte sin drenaje y el número de golpes N del ensayo SPT, observándose que sigue aproximadamente una relación del orden de $N \approx 20 Cu$. Sin embargo, con respecto a los límites de Atterberg se encontró una gran dispersión de resultados con tendencia a aumentar la resistencia al corte con la disminución del límite líquido (Fig. 4.13).

4.5.3.- Deformabilidad

La deformabilidad de los suelos ha sido investigada a partir de ensayos de compresión simple, triaxiales rápidos y ensayos de consolidación edométrica, determinándose el módulo de deformación (E) o módulo de Young, tangente al 50% de la resistencia en rotura en las curvas de tensión-deformación, - en los citados ensayos triaxiales y de compresión simple.

Estos ensayos permitieron además analizar las curvas edométricas y estudiar la compresibilidad, calculándose diversos parámetros como la presión de sobreconsolidación (P_c), el índice de compresión (C_c), el índice de hinchamiento (C_s) y el coeficiente de compresibilidad (M_v), cuyos resultados se presentan a continuación.

El módulo de deformación fue estimado en muestras tanto inalteradas como remodeladas a partir de las curvas de tensión deformación, mostrándose en la Fig. 4.8 y Fig. 4.10 varios ejemplos característicos y, en el cuadro 4.14 sus resultados. Los módulos obtenidos a partir de ensayos de compresión simple han variado entre 35 y 125 kg/cm^2 , con una media de 70 kg/cm^2 , mientras que los módulos calculados a partir de los ensayos triaxiales variaron entre 40 y 180 kg/cm^2 con una media de 108 kg/cm^2 observándose que, generalmente, los módulos calculados a partir de ensayos triaxiales

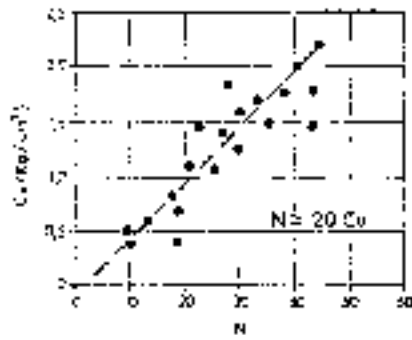


Fig. 4.12 RELACION ENTRE LA RESISTENCIA AL CORTE SIN DENAJE Y EL NUMERO DE GOLPES DEL ENSAYO SPT.

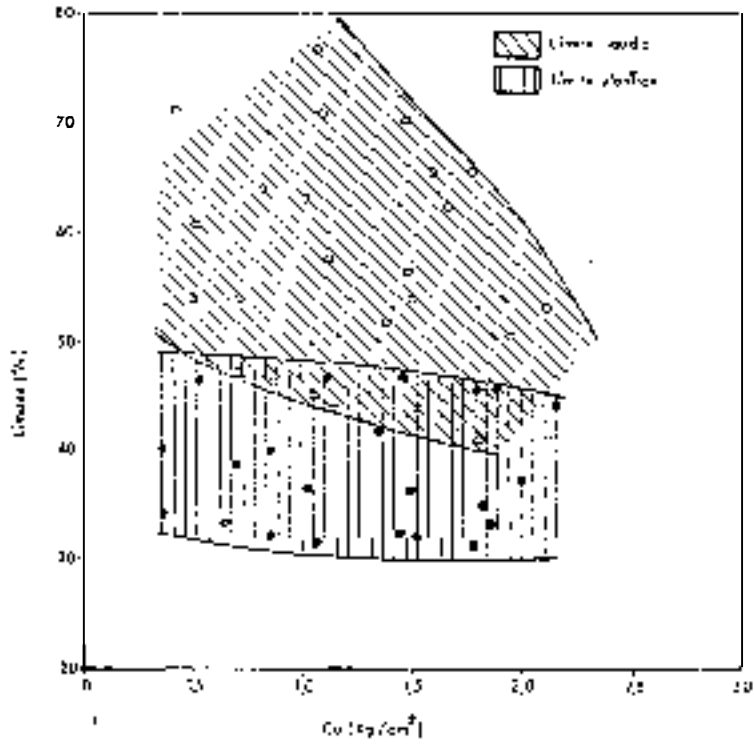


Fig. 4.13 RELACION ENTRE LA RESISTENCIA AL CORTE SIN DRENAJE Y LOS LIMITES DE ATTERBERG.

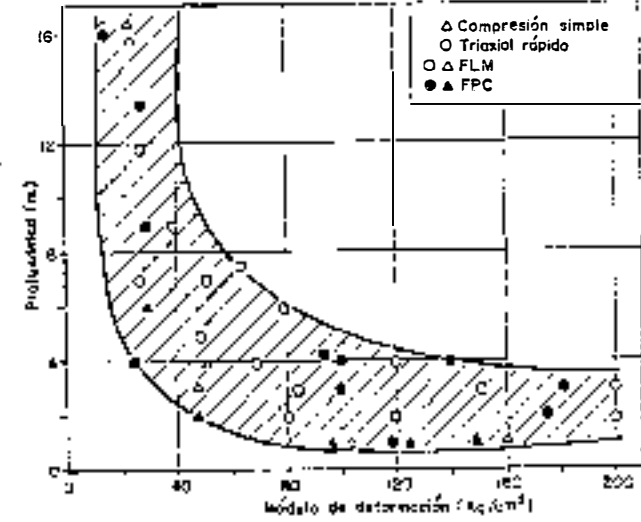


Fig. 4.14.- Variación del módulo de deformación con la profundidad.

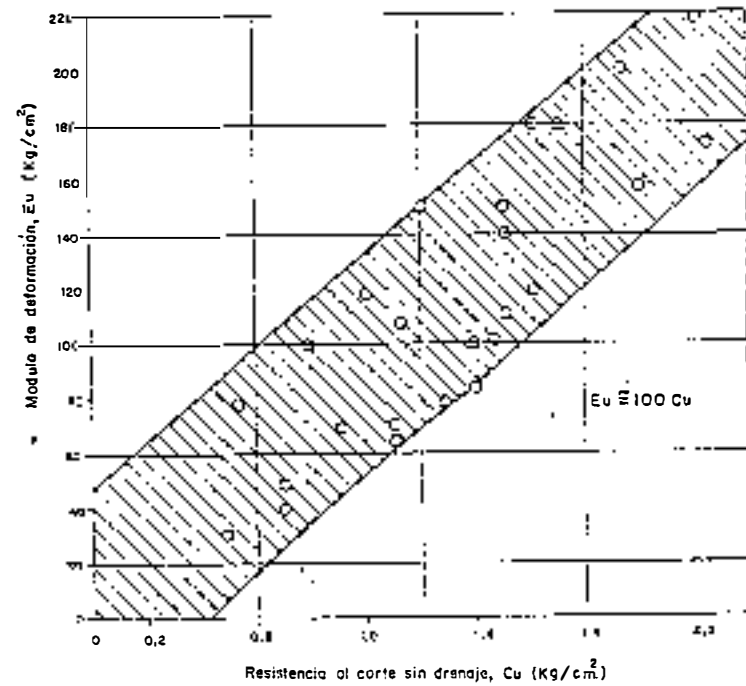


Fig. 4.15 - Relación entre la resistencia al corte sin drenaje y el módulo de deformación.

dieron valores más altos que los calculados en ensayos de presión simple.

De acuerdo con la clasificación establecida por formaciones litoestratigráficas y facies mineralógicas, las medias representativas de dichas formaciones son de 100 kg/cm^2 para la FLM y de 90 en la FPC. En las facies haloisíticas ha sido de 100 kg/cm^2 y en la montmorilloníticas de 85 kg/cm^2 . Estos valores difieren muy poco entre sí aunque su tendencia coincide con el tipo de mineral constituyente. No obstante era de esperar un mayor contraste y sobre todo valores más bajos dada la alta plasticidad y también alta actividad geotécnica de las arcillas.

Sin duda el efecto de la sobreconsolidación, según se muestra en la Fig. 4.14, puede justificar estos altos valores, si bien la influencia de la fábrica también incide disminuyendo la deformabilidad de estos suelos.

La relación entre el módulo de deformación (E_u) y la resistencia al corte sin drenaje (C_u) parece aproximarse a $E_u \approx 100 C_u$, según se muestra en la Fig. 4.15.

La compresibilidad de los suelos estudiados ha sido investigada por medio de ensayos de consolidación edométrica sobre muestras inalteradas y remoldeadas al límite líquido. En ambos casos el diámetro de las pastillas ensayadas ha sido de 45 mm y su altura de 12 mm. En las muestras inalteradas se efectuaron los ensayos con un ciclo de compresión y otro de decompresión. En las inalteradas se efectuó además un ciclo de recompensación incluyéndose en la Fig. 4.16 varias curvas edométricas representativas, así como en la Fig. 4.17 las envolventes de las distintas curvas obtenidas.

En los ensayos realizados sobre muestras inalteradas se determinó la presión de sobreconsolidación (P_c) por medio de la construcción de Casagrande (descrita en Jiménez Salas y Justo Alpañes, 1971), calculándose los valores indicados en el Cuadro 4.12. Dichos valores están comprendidos entre 0,5

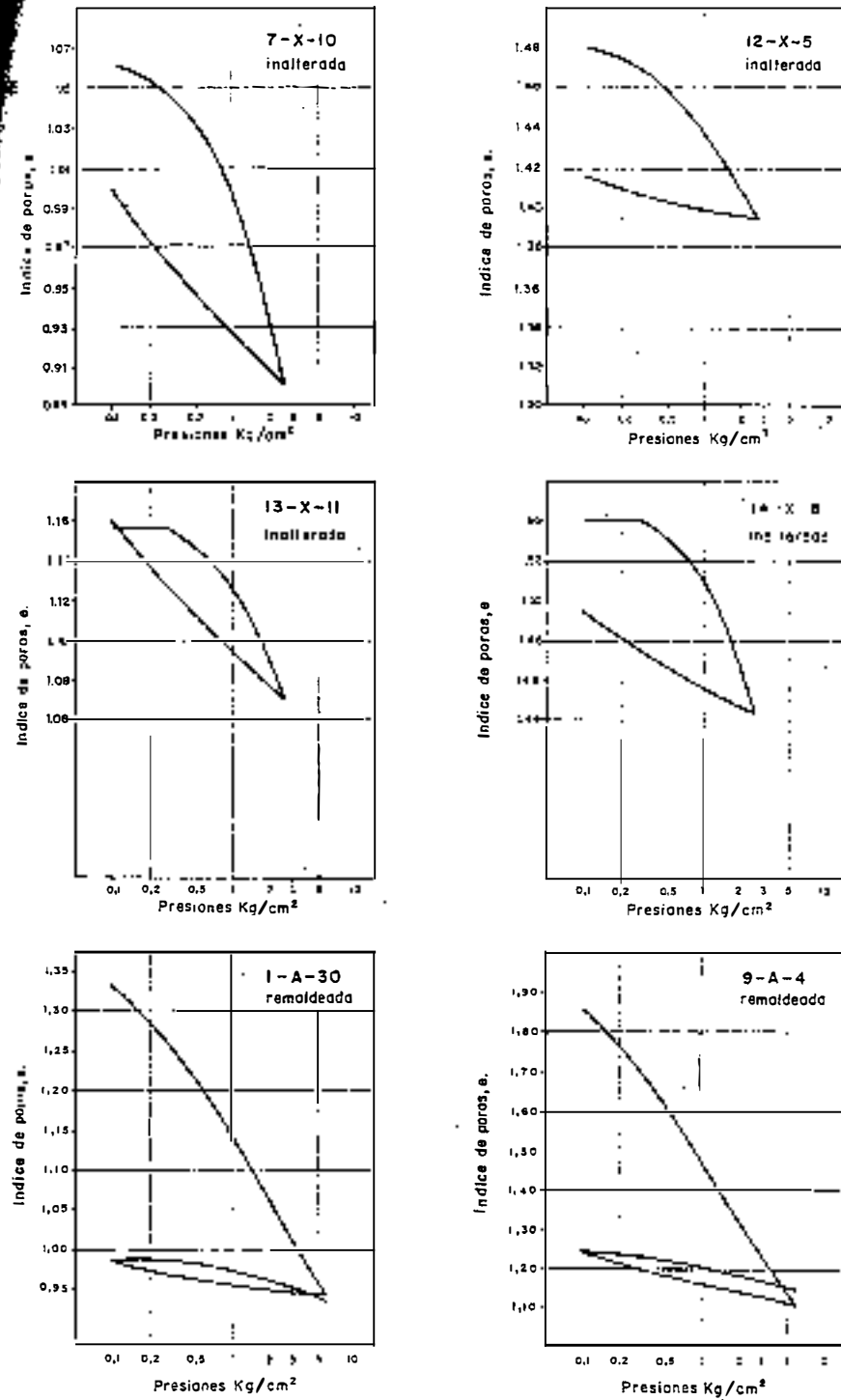


Fig. 4. 16 Ejemplos de curvas edométricas

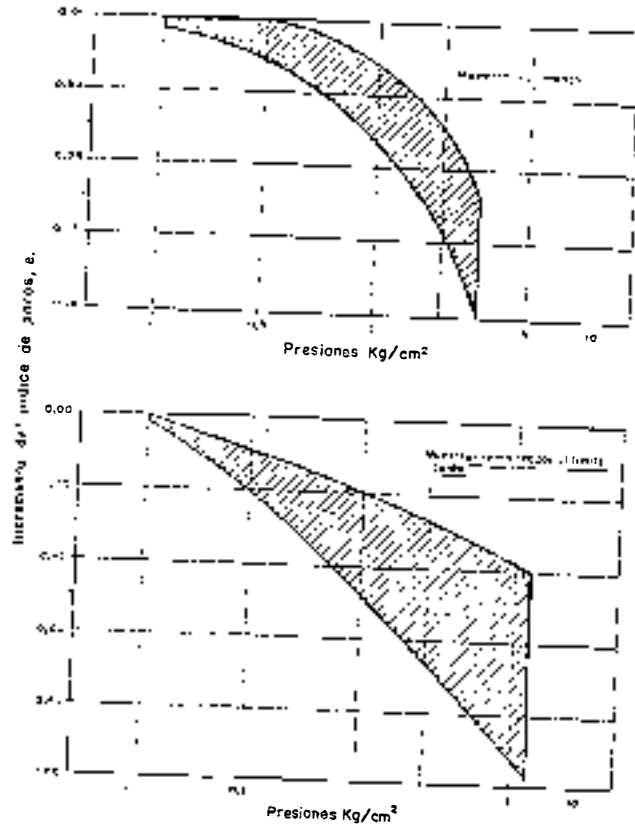


Fig. 4.17 - Envolventes de las curvas edométricas (Ramas de compresión normal)

y 1,5 kg/cm², con una media de 0,8 kg/cm², utilizándose sus resultados para el estudio de la sobreconsolidación efectuada en el apartado 4.3.

El índice de compresión (Cc) fue calculado tomando la pendiente del tramo final a recto de la curva presión-índice de poros, mediante la expresión:

$$C_c = \frac{e_0 - e_1}{\log \frac{P_1}{P_0}}$$

en donde e es el índice de poros y P es la presión. De forma semejante se estimó el índice de hinchamiento (Cs), pero calculando la pendiente en la curva de descarga.

CUADRO 4.15.- VARIACION DE LA COMPRESIBILIDAD CON LA LITOESTRA TIGRAFIA, MINERALOGIA Y FABRICA (VALORES MEDIOS)

COMPOSICION	M. INALTERADAS			M. REMOLDEADAS		
	C _c	C _c / C _s	M _v / cm ² /kg	C _c	C _c / C _s	M _v / cm ² /kg
Micas y sanidina	0.24	-	-	0.36	-	-
Haloisitas	0.20	4.4	-	0.40	7.0	-
Montmorillonitas	0.13	6.1	-	0.56	4.7	-
FLM	0.19	-	0.026	0.37	-	0.09
FPC	0.17	-	0.014	0.45	-	0.11
F. regulares y oolíticas	0.20	19	-	-	-	-
A. entrelazadas	0.18	3.3	-	-	-	-
Matriz arcillosa	0.13	6.6	-	-	-	-

El coeficiente de compresibilidad (Mv) fue calculado a partir de la expresión:

$$M_v = \frac{e_0 - e_1}{P_1 - P_0}$$

Cuadro 4.11
 Resultados de los ensayos de compresión sobre muestras remoldeadas al límite líquido
 (datos de Zeevaert, 1973)

Muestra	Wp (%)	Cc	Cs	Wp (%)	Cc	Cs
1-A-1	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
1-A-2	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
1-A-3	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
1-A-4	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
1-A-5	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
1-A-6	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
1-A-7	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
1-A-8	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
1-A-9	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
1-A-10	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
2-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
3-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
4-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
5-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
6-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
7-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
8-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
9-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
10-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
11-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
12-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
13-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
14-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
15-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
16-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
17-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
18-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
19-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
20-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
21-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
22-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
23-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
24-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
25-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
26-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
27-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
28-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
29-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017
30-A	15	0,11	0,017	15	0,11	0,017

Tabla de datos de compresión de muestras remoldeadas al límite líquido.

Wp = Humedad de agua (%)
 Cc = Índice de compresión
 Cs = Índice de hinchamiento

Muestra	Wp (%)	Cc	Cs
1-A-1	15	0,11	0,017
1-A-2	15	0,11	0,017
1-A-3	15	0,11	0,017
1-A-4	15	0,11	0,017
1-A-5	15	0,11	0,017
1-A-6	15	0,11	0,017
1-A-7	15	0,11	0,017
1-A-8	15	0,11	0,017
1-A-9	15	0,11	0,017
1-A-10	15	0,11	0,017
2-A	15	0,11	0,017
3-A	15	0,11	0,017
4-A	15	0,11	0,017
5-A	15	0,11	0,017
6-A	15	0,11	0,017
7-A	15	0,11	0,017
8-A	15	0,11	0,017
9-A	15	0,11	0,017
10-A	15	0,11	0,017
11-A	15	0,11	0,017
12-A	15	0,11	0,017
13-A	15	0,11	0,017
14-A	15	0,11	0,017
15-A	15	0,11	0,017
16-A	15	0,11	0,017
17-A	15	0,11	0,017
18-A	15	0,11	0,017
19-A	15	0,11	0,017
20-A	15	0,11	0,017
21-A	15	0,11	0,017
22-A	15	0,11	0,017
23-A	15	0,11	0,017
24-A	15	0,11	0,017
25-A	15	0,11	0,017
26-A	15	0,11	0,017
27-A	15	0,11	0,017
28-A	15	0,11	0,017
29-A	15	0,11	0,017
30-A	15	0,11	0,017

Los valores medios obtenidos tanto de Cc como de Wp y del índice de hinchamiento (Cs) se incluyen en el Cuadro 4.15, mientras que en los Cuadros 4.16 y 4.17 se incluyen los resultados de los ensayos efectuados. Estos ensayos fueron efectuados sobre muestras inalteradas y remoldeadas al límite líquido.

La compresibilidad de las muestras inalteradas corresponde a arcillas de compresibilidad media, típica de los suelos volcánicos semicompactos a blandos, según Zeevaert (1973).

Los resultados previamente expuestos señalan que las facies montmorilloníticas son menos compresibles que las haloisíticas, y las de micas y sanidina. Sin embargo, en los ensayos realizados sobre estas mismas muestras pero remoldeadas al límite líquido el orden es el inverso, siendo las más compresibles las montmorillonitas seguidas por las haloisitas y por las micas y sanidinas. Estas mismas relaciones se cumplen para las formaciones FLM y FPC, aunque de forma menos acusada. Al analizar estos resultados, la plasticidad puede ser indicativa del grado de compresibilidad que cabría esperar. Así se puede obtener una expresión del tipo propuesto por Jimenez Salas y Justo Alpañes (1971) para suelos españoles que relaciona a ambos parámetros:

$$C_c = 0.0097 (LL - 16.4)$$

Según esta expresión los índices de compresión correspondientes a la plasticidad medida serían los indicados en el Cuadro 4.18. Estos resultados muestran que la compresibilidad de muestras montmorilloníticas inalteradas es la que cabría esperar para una plasticidad aproximada del 18% frente al valor medio obtenido del 84%. Semejantemente ocurren con las facies haloisíticas y de micas y sanidina, aunque las diferencias no son tan pronunciadas.

Si se atiende a la composición mineralógica, las facies montmorilloníticas deberían ser las más compresibles, seguidas

Cuadro 4.18.- RELACION ENTRE EL INDICE DE COMPRESION CALCULADO A PARTIR DE FORMULAS EMPIRICAS Y EL OBTENIDO EN ENSAYOS EDOMETRICOS

FACIES	LL	$\frac{C_c}{C_c}$ EDOMETRO INALTER.	$\frac{C_c}{C_c}$ EDOMETRO REMOLDEA.	$\frac{C_c}{C_c}$ FORMULA	$\frac{C_c(f)}{C_c(edo)}$ INALTERADA	$\frac{C_c(f)}{C_c(edo)}$ REMOLDEADA
Micas y Sanidina	60	0.24	0.36	0.42	1.75	1.1
Haloisitas	71	0.20	0.40	0.52	2.6	1.2
Montmorillonitas	84	0.13	0.56	0.65	5.0	1.1

por las haloisitas y las micas (apartado 4.2). Sin embargo, los resultados obtenidos en muestras inalteradas señalan justo lo contrario. Incluso los valores que serían propios de dicha composición deberían ser mucho más alto a los obtenidos. Estos resultados muestran que la compresibilidad de las muestras inalteradas no está en consonancia con la mineralogía, granulometría y plasticidad.

Al discutir en el apartado 4.2 la influencia de la fábrica sobre las propiedades geotécnicas quedó bien patente la tendencia a formar agregaciones de tamaño muy superior al de sus partículas individuales. También se indicó que en las facies de predominio montmorillonítico era típica la fábrica de matriz arcillosa y, en las facies de predominio haloisítico, eran características las agregaciones entrelazadas. En el Cuadro 4.4 de dicho apartado se señaló que estos tipos de fábrica serían las menos compresibles, en contraposición de lo que cabría esperar para su composición mineralógica (Cuadro 4.3).

Este comportamiento ha podido ser comprobado al encontrar que las fábricas de matriz arcillosa son las menos compresibles seguidas por las entrelazadas y las regulares y oolíticas (Cuadro 4.15). Este mismo orden coincide con el estimado en el Cuadro 4.4 en función de la observación de los elementos de la fábrica y su distribución.

Por el contrario, los valores de los índices de compresión de muestras remoldeadas al límite líquido, en que las que se ha destruido la fábrica, son acordes con la composición mineralógica, poniéndose de manifiesto la clara influencia ejercida por la fábrica sobre la compresibilidad.

En la Fig. 4.18 se muestran algunos ejemplos de la variación de la compresibilidad con respecto a otros parámetros geotécnicos. En las muestras inalteradas el índice de compresión aumentó con la profundidad, acusando el efecto de la sobreconsolidación. Con respecto al límite líquido también hubo un aumento proporcional al mismo, encontrándose una buena relación lineal, en el caso de las muestras remoldeadas.

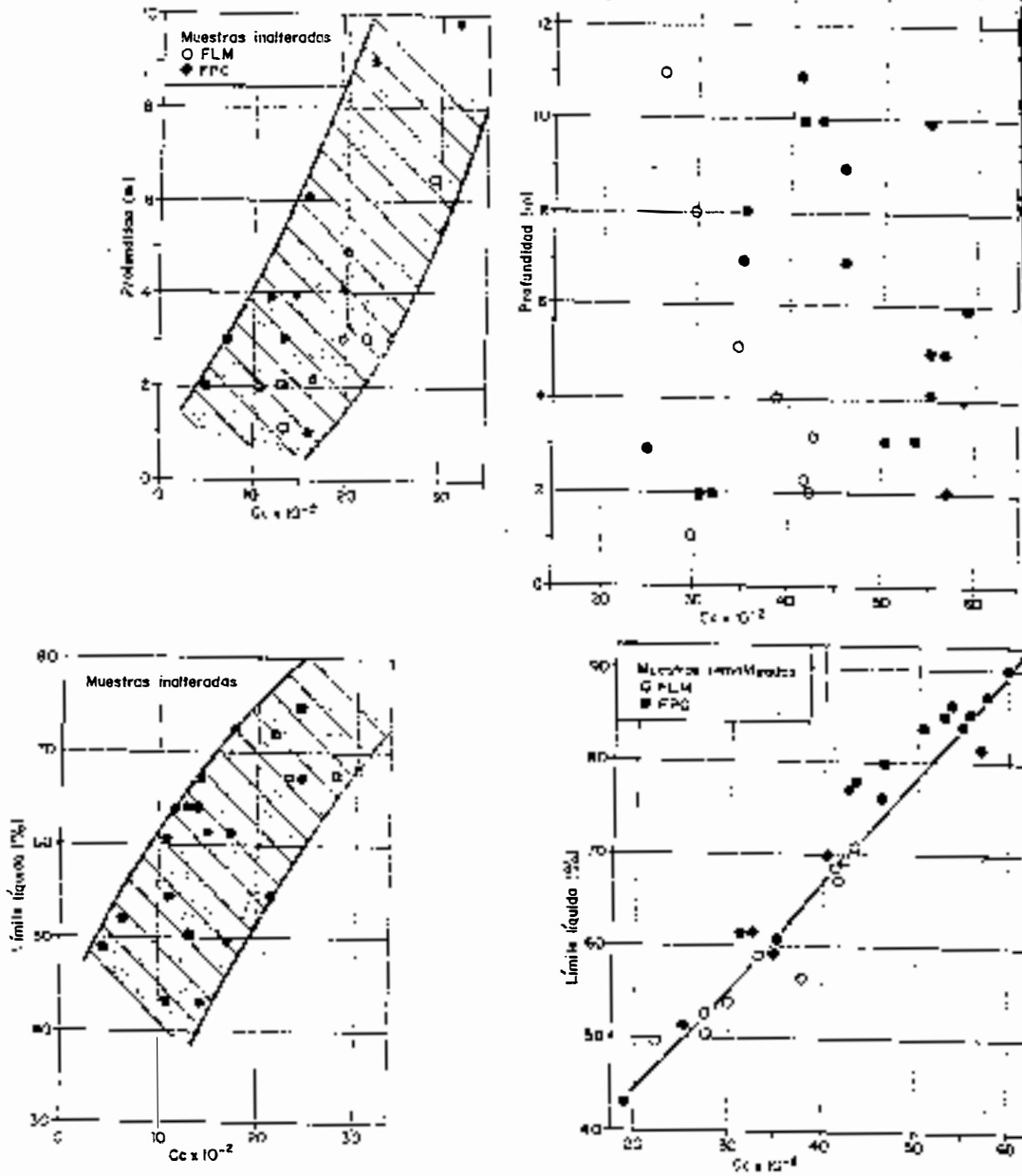


Fig. 4.18 Variación del índice de compresión con la profundidad y límite líquido.

4.6.- EXPANSIVIDAD

Dada la composición montmorillonítica de parte de los suelos estudiados se ha llevado a cabo un estudio sobre su expansividad para lo cual se han efectuado diversos ensayos de laboratorio así como determinaciones basadas en el cálculo de índices de expansividad. La tendencia actual para analizar la capacidad de expansividad de un suelo se basa en la utilización conjunta de varios ensayos e índices, ya que no existe unanimidad en la aceptación de una única prueba o determinación como definitiva para definir tal capacidad. (Serrano 1977).

Los ensayos de clasificación se han usado como una primera estimación del riesgo de expansividad. Según la posición de los suelos en la Carta de Plasticidad de Casagrande, los situados por encima de la línea A, a la derecha de la línea correspondiente al 30% del límite líquido y por encima de la línea de índice de plasticidad 12 son potencialmente expansivos. Según la fig. 4.4., los suelos de la FPC son especialmente susceptibles al hinchamiento. La actividad también puede indicar el riesgo de expansividad. De acuerdo con el apartado 4.4.5., los índices de actividad han variado entre 0,7 y 1,1, por lo cual existe tal riesgo en numerosas muestras.

Vijayvergiya y Ghazzaly (1973) han propuesto un criterio para estimar la expansividad de las arcillas basado en la relación entre la humedad natural y el límite líquido, definiendo el siguiente índice:

$$I_{ev} = \frac{w}{L.L.}$$

De acuerdo con este índice los suelos con I_{LL} inferiores al 25% tienen una expansividad muy alta. Entre el 25 y el 35% alta, moderada entre el 35-50% y no crítica por encima de este valor. Los suelos estudiados presentan un I_{LL} de 0,56 en la FLM; con un I_{LL} de 0,51 en la FPC, valores referidos a las medias, por lo que según el I_{LL} la expansión no llega a ser crítica en ambas formaciones.

Lambe propuso un método para determinar mediante un ensayo rápido la expansividad relativa de una arcilla, método que está descrito por Jimenez Salas y Justo (1971). En el Cuadro 4.19, se incluyen los valores obtenidos de los ensayos Lambe efectuados en estado seco, dados en función del índice de expansividad y del cambio potencial de volumen, encontrando que los suelos estudiados están comprendidos entre valores críticos y marginales.

La forma que presenta en descarga las curvas edométricas es otro índice empleado para conocer la expansividad. En general, cuando en un ensayo edométrico la rama de descarga corta o se aproxima a la curva de carga noval es posible suponer que el suelo ensayado pueda dar lugar a problemas de hinchamiento, característica que ha sido observada en algunas de las curvas edométricas. En general, se admite que cuando la relación entre el índice de compresión C_c y el de hinchamiento C_s están comprendidos entre 2 y 4 existe peligro de expansividad, siendo mayor la peligrosidad cuanto más se acerque a 2. En el Cuadro 4.16, se puede observar que algunas de las muestras están comprendidas entre estos valores, aunque la mayoría superan a 4.0.

La máxima presión desarrollada en el edómetro cuando se inunda una muestra de suelo sin permitir un cambio de volumen se conoce con el nombre de presión de hinchamiento. El valor así determinado puede considerarse representativo de las características expansivas del material siempre que se analice en función de los demás ensayos de identificación. En el Cuadro 4.19, se incluyen los resultados obtenidos, dando presiones comprendidas entre 0,2 y 0,6 kg/cm², valores que están por debajo de los críticos.

CUADRO 4.19.- I_{LL} de hinchamiento

MUESTRA	Prof. m	I_{LL} %	C_c %	C_s %	$I_{E.L.}$ kg/cm ²	C.P.V.	P.H.E. kg/cm ²
1-X-4	2	54	32	20	0,11	no crítico	0,41
1-X-6	3	58	38	18	-	-	0,39
7-X-6	2	71	48	23	-	-	-
7-X-8	7	68	48	20	0,78	no crítico	-
7-X-10	5	67	45	22	0,94	marginal	0,43
7-X-12	5	56	32	24	-	-	-
7-X-15	7	-	-	-	-	-	-
7-X-18	4	44	25	15	-	-	-
9-X-3	2	41	21	11	-	-	0,44
9-X-13	4	41	26	14	-	-	0,44
12-A-7	3	52	30	22	-	-	0,51
12-X-11	4	61	43	18	-	-	0,15
12-X-12	7	59	29	12	-	-	0,24
13-A-2	1	55	30	24	1,73	crítico	0,21
13-X-3	2	64	51	15	-	-	-
13-X-8	4	68	48	19	1,54	marginal	-
13-A-13	6	52	28	23	-	-	0,55
14-A-4	1	51	37	25	-	-	0,25
14-X-8	5	70	47	21	1,62	crítico	-
14-A-14	5	51	30	20	-	-	0,38
14-A-15	-	-	-	-	-	-	0,22
15-X-2	1	65	40	23	1,11	marginal	-
17-X-2	1	44	37	9	-	-	-
17-A-7	4	51	37	18	-	-	0,12
17-A-9	5	51	25	19	-	-	0,23
19-A-2	-	-	-	-	-	-	0,20
19-A-3	-	-	-	-	-	-	0,61
20-X-2	-	62	41	22	-	-	-
20-A-5	2	43	28	22	0,41	no crítico	0,12
20-X-6	3	64	41	23	0,39	no crítico	-
20-X-10	6	67	54	13	0,91	marginal	-
21-X-5	3	54	40	14	-	-	-
26-X-6	3	52	34	15	-	-	-

$I_{E.L.}$ = índice de expansividad de Lambe

C.P.V. = cambio potencial de volumen

P.H.E. = presión de hinchamiento en edómetro

Con objeto de establecer un criterio general sobre la expansividad de estos suelos, se deben analizar conjuntamente los resultados de los ensayos previamente considerados. El orden de prioridad dado a los referidos ensayos sería el siguiente: presión de hinchamiento, ensayo de Lambe, relación Cc/Cs, e índices basados en propiedades de clasificación. Según este orden la presión de hinchamiento califica a los suelos como fuera de la zona de expansividad potencial alta con valores propios de una expansividad baja a media. Según el ensayo de Lambe solamente la zona cercana al sondeo 13 (FPC) estaría dentro de la clasificación de crítica a marginal.

En resumen, la expansividad en general, es baja con posibles problemas de carácter local en áreas correspondientes a la FPC en donde lo más probable es que la expansividad esté comprendida entre valores intermedios. Estos resultados pudieran ser discutibles en función de la composición mineralógica, rica en montmorillonita, de la FPC. Sin embargo, la posible justificación reside en la presencia de fábricas agregadas con estructuras con estructuras abiertas (agregaciones regulares y oolíticas), que hacen disminuir sensiblemente los cambios de volumen. En el cuadro 4.15 se puede observar que las relaciones Cc/Cs más bajas son las pertenecientes a la fábrica entrelazada y la de matriz arcillosa seguíbles por las agregaciones regulares y oolíticas. Este mismo orden fue estimado en el apartado 4.2, sin embargo las citadas relaciones Cc/Cs son excesivamente altas dada la composición montmorillonítica, en particular para la fábrica de matriz arcillosa, lo cual ratifica la influencia de la fábrica que, en este caso, actúa disminuyendo la capacidad de cambio de volumen.

4.7.- COMPACTABILIDAD

El proceso de comprimir mecánicamente las partículas de un suelo incrementando así su densidad se conoce como compactación. Este proceso se emplea generalmente en la construcción de presas, terraplenes y carreteras, en donde se persigue obtener las máximas densidades al terreno mejorando así otras propiedades geotécnicas. Teóricamente en la compactación se expulsa el aire contenido entre las partículas del suelo, diferenciándose del proceso de la consolidación en el que se expulsa el agua. La compactación se puede llevar a cabo experimentalmente en el laboratorio por medio del ensayo de compactación descrito en BS 1.377 (1967), según el procedimiento de Proctor.

Con objeto de conocer la compactabilidad de los suelos estudiados se llevaron a cabo 15 ensayos de compactación en materiales provenientes de calicatas obteniéndose los resultados del Cuadro 4.20. Estos resultados se muestran gráficamente en la fig. 4.19 en donde puede observarse la existencia de varios grupos de suelos a efectos de su compactación, contrariamente relacionados a su dependencia genética, es decir, mineralógica y litoestratigráfica.

Las máximas densidades secas obtenidas han oscilado entre 1,3 y 1,5 gr/cm³ con valores más frecuentes entre 1,40 y 1,45 gr/cm³. Las humedades óptimas han presentado una amplia variación entre el 18 y el 33%. Los suelos de la FLM se agrupan en torno a un 17 al 20% de humedad, mientras que los de la FPC lo hacen en un intervalo comprendido entre un 27 y un 33% de humedad óptima, siendo más agudas las curvas de la FLM que las de la FPC.

CUADRO 4.20.- Resultados de los ensayos de compactación

MUESTRA	LL %	LP %	IP %	# 200 %	Yd max. gr/cm ³	H.opt. %
C-1	37	21	16	82	1,42	18,50
C-2	48	28	20	85	1,45	20,19
C-3	47	28	19	94	1,40	18,28
C-5	49	28	21	89	1,30	27,80
C-6	53	32	21	92	1,48	32,80
C-7	49	29	20	82	1,50	31,60
C-8	45	29	15	84	1,51	30,22
C-9	41	21	20	82	1,37	32,70
C-10	49	22	21	80	1,47	19,20
C-11	42	24	18	70	1,39	30,20
C-12	51	23	22	87	1,44	25
C-13	46	29	17	88	1,45	18,76
C-14	45	28	16	87	1,43	29,00
C-16	45	27	18	88	1,42	28,85
C-17	42	24	18	83	1,39	28,30

Yd = Máxima densidad seca.

H.opt= Humedad optima.

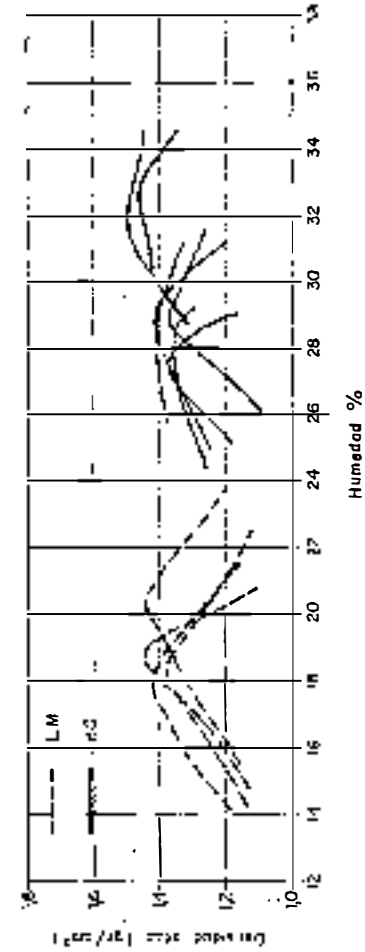


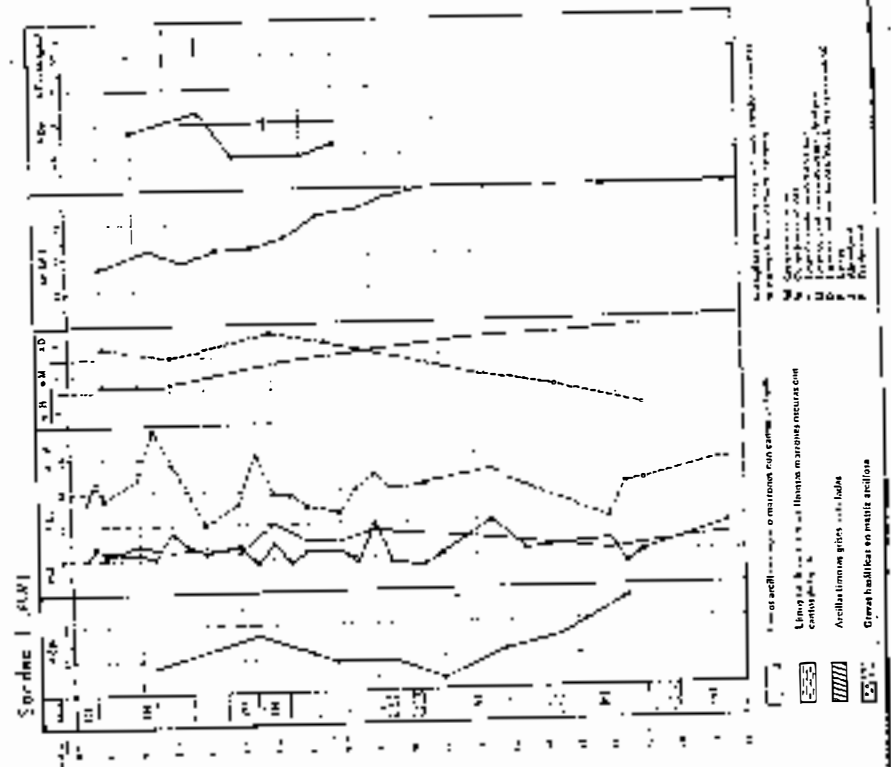
Fig- 4. 19 Ejemplos de curvas de compactación

4.8.- RESUMEN DE LAS PROPIEDADES GEOTECNICAS

La variación de las distintas propiedades geotécnicas con la profundidad, representada por varios sondeos elegidos como característicos de las formaciones y facies consideradas, constituye un "perfil geotécnico-tipo" y, por tanto, permite expresar de forma gráfica gran parte de los resultados anteriormente discutidos.

En los sondeos 1 y 7 (Fig. 4.20 y 4.21), representativos de la FLM, se aprecia un aumento con la profundidad tanto en la fracción arcilla, como en la plasticidad. La resistencia al corte y el módulo de deformación disminuyen algo con la profundidad, si bien la característica más conspicua de esta formación es la variabilidad de sus propiedades reflejo de su heterogeneidad litológica. En los sondeos 12 y 13 (Fig. 4.21 y 4.22) representativos de la FPC, sucede lo contrario, manifestándose mucho mejor el control mineralógico y sedimentológico con gran uniformidad en propiedades. La plasticidad aumenta con la profundidad y el SPT y la resistencia acusan los efectos de la sobreconsolidación. Estos perfiles, junto con los anteriores, presentan un panorama resumitivo a la vez de puntual, de las diferencias existentes entre ambas formaciones, su mineralogía, plasticidad y resistencia.

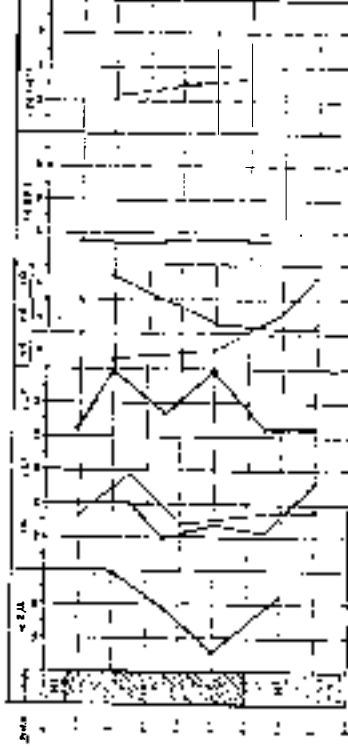
Por otro lado, las relaciones existentes entre las propiedades geotécnicas y los factores geológicos pueden ser comparadas



Sondeo 7 (m)

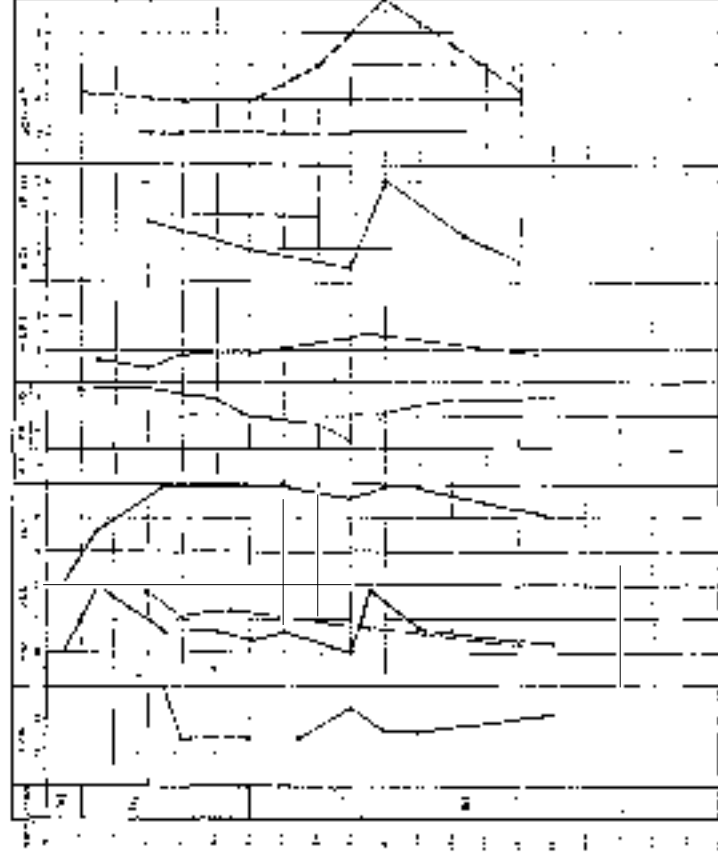


Sondeo 12 (m)



La sonda está instalada en la ig. 30

Sondeo 13 (m)



a través de la mineralogía, granulometría y fábrica, como elementos representativos del resto de los factores geológicos y las propiedades geotécnicas, en función de sus valores medios según se indica en el Cuadro 4.21.

Del exámen de dicho Cuadro se deduce que las propiedades geotécnicas son mucho más sensibles a la clasificación en facies mineralógicas que en formaciones litoestratigráficas. Mientras que los criterios que se siguen usualmente para identificar litoestratigráficamente las formaciones se basan básicamente en observaciones visuales, la composición mineralógica demuestra ser un factor de mucha mayor incidencia sobre las propiedades geotécnicas. Así, la FLM difiere esencialmente de la FPC por su color marrón rojizo frente al gris azulado de esta última, además de una consistencia más blanda en la FPC que en la FLM. Sin embargo, la FLM está formada por facies haloisíticas y de micas y sanidinas y la FPC por montmorilloníticas y de micas y sanidinas.

La sobreconsolidación ha supuesto un aumento importante de la resistencia en los niveles superficiales de las facies montmorilloníticas, transformando sus primitivas propiedades tenso-deformationales. Este efecto se ha observado también en la fábrica la cual ha sufrido los consiguientes cambios postsedimentarios. Los altos valores de la plasticidad están bien justificados mineralógicamente, mientras que el alto peso específico también refleja la composición de los minerales primarios, así como las condiciones sedimentológicas del medio, reflejadas a través de las relaciones entre facies mineralógicas y sus pesos específicos asociados.

La resistencia al corte sin drenaje y el módulo de de formación fueron relativamente altos dada la plasticidad, granulometría y composición mineralógica de las muestras. Las causas residen en la citada sobreconsolidación pero también

Cuadro 4.21. - VALORES MEDIOS DE LAS PROPIEDADES GEOTÉCNICAS ESTUDIADAS EN FUNCIÓN DE LA COMPOSICIÓN MINERALÓGICA, LITOLOGÍA Y FÁBRICA.

PROPIEDADES GEOTÉCNICAS	FACIES MINERALÓGICAS			FORMACIONES		FÁBRICAS		
	Micas y Sanidinas	Argilas	Montmorillonitas	FLM	FPC	AGREGACIONES MECANICAS Y DISLUCIONES	AGREGACIONES ENTRELAZADAS	MATRIZ ARGILLOSA
Artiliz (a) σ_{1h}	4h	38	23	43	48	-	-	-
Artiliz (a) σ_{2h}	4h	44	43	47	47	-	-	-
Lim. Argilas (b) σ_{1h}	4b	31	41	40	48	-	-	-
Lim. Argilas (b) σ_{2h}	4b	29	33	28	31	-	-	-
Acoplado	0.84	0.75	5.14	-	-	-	-	-
Peso específico aparente	2.80	2.93	2.70	2.08	2.20	-	-	-
Resistencia al corte sin drenaje	-	1.3	0.0 1/2	1.3	0.95	0.00 1/2	0.80 1/2	0.72 1/2
Módulo de deformación en (argilas)	-	170	85	100	90	-	-	-
Módulo de deformación en (argilas)	-	0.20	0.13	0.19	0.13	0.20	0.18	0.18
Índice de compresión σ_{1h}	-	0.87	1.16	-	-	-	-	-
Índice de compresión σ_{2h}	-	4.4	0.1	-	-	18	30	30

(a) Sin superposición mineralógica
 (b) Con superposición mineralógica
 (c) Muestra no superconsolidada

en la fábrica, cuya influencia pudo ser comprobada al comparar la caída tensional entre muestras inalteradas y remoldeadas sometidas a ensayos triaxiales rápidos, así como el carácter agregado de la misma. Por otro lado, los valores más altos de resistencia correspondieron a las agregaciones oolíticas y las regulares, seguidos por las entrelazadas y las de matriz arcillosa.

La compresibilidad ha sido una de las propiedades que mejor ha reflejado la influencia de los factores geológicos, en particular el de la fábrica. Los valores de compresibilidad hallados son generalmente demasiados bajos y no guardan relación con la composición mineral, ni con la granulometría ni con la plasticidad. Sin embargo si se destruye la fábrica por medio del remoldeo, la compresibilidad es la que cabría esperar para tales factores, poniéndose de manifiesto el decisivo papel jugado por la fábrica.

La fábrica de matriz arcillosa fue la menos comprensible seguida por las agregaciones entrelazadas, las regulares y las oolíticas. Este orden es consecuente con los caracteres observados en las citadas fábricas. De la misma forma se comprobó el efecto de la fábrica sobre los cambios de volumen atribuyendo a esta un papel importante en los anómalos valores de expansión relativamente bajos para la composición montmorillonítica.

Del análisis conjunto de los resultados expuestos se encuentra una estrecha relación entre la mineralogía, la fábrica y los demás factores geológicos y las propiedades geotécnicas, así como el control existentes entre ellos. Sin embargo, conviene recordar que los factores geológicos no actúan aisladamente, -según se demostró en el capítulo anterior- sino que están ligados entre sí a través de su historia geológica, siendo ésta en definitiva la que condiciona las propiedades geotécnicas de los suelos estudiados.

4.9.- RELACION ENTRE LOS SUELOS DE LA LAGUNA Y LOS DEMAS SUELOS VOLCANICOS ESTUDIADOS Y REVISION DE LAS HIPOTESIS DE TERZAGHI Y DE WESLEY.

En el Capítulo 2 se estudiaron las principales características tanto geológicas como geotécnicas de una serie de suelos volcánicos ampliamente repartidos (Africa, América y Oceanía) y que reunían un conjunto de propiedades semejantes que los diferenciaban de los demás tipos de suelos.

De la comparación global de las características de los suelos de La Laguna y las de los citados suelos se deduce que, salvando las lógicas diferencias derivadas de su diversidad geográfica, es posible establecer para el conjunto de suelos volcánicos una serie de propiedades y comportamientos semejantes de los que son plenamente partícipes los suelos de La Laguna, aunque este amplio principio presenta lógicas condiciones, que particularizan a un tipo específico de suelo volcánico con respecto a las características genéricas del grupo. Como caracteres comunes entre las referidas propiedades genéricas de los suelos volcánicos y los de La Laguna destacan los siguientes:

Presentan el mismo tipo de asociaciones minerales formadas a partir de rocas volcánicas básicas. Aunque las fábricas de los suelos volcánicos de otras regiones no han sido determinadas de forma sistemática, sí se han deducido indirectamente sugiriéndose unas características muy similares a las encontradas en el caso de los suelos de La Laguna.

La granulometría y la plasticidad son igualmente semejantes, ilustrándose en la Fig. 4.23 su posición en el gráfico de plasticidad de Casagrande en relación con otros tipos. Es eviden

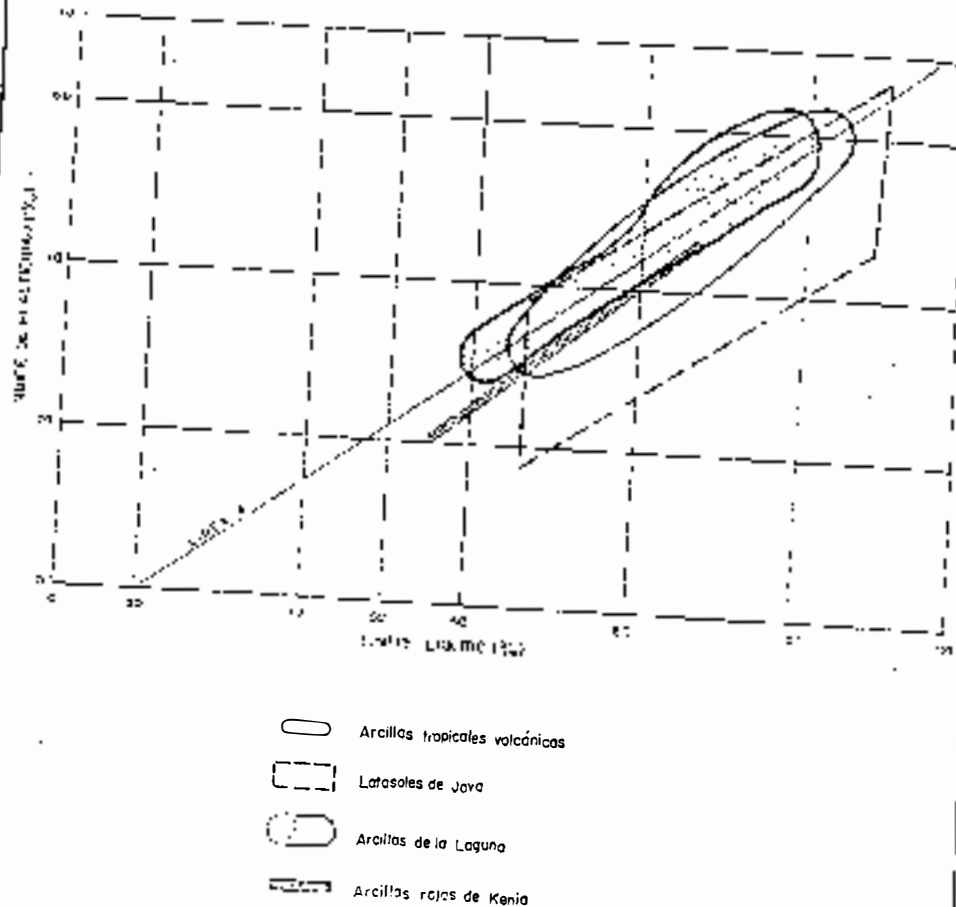


Fig. 4.23. Posición de los suelos de la Laguna en el gráfico de plasticidad de Casagrande en relación con otros suelos volcánicos.

te la buena asociación que se manifiesta en particular con respecto a la envolvente del grupo de las arcillas tropicales propuesta por Nixon y Skipp, (1957), quienes parten de gran número de datos y matizan en definir los situados por encima de la línea A como suelos de origen transportado. Por otro lado, los suelos de La Laguna responden de forma similar ante el secado, remoldeado y tratamientos en los ensayos de plasticidad.

Igualmente la actividad y el peso específico entran en el mismo orden de valores, pero de todas las citadas propiedades la más destacable es posiblemente el anómalo comportamiento de la resistencia y deformación frente a la composición mineralógica, granulometría y plasticidad, anomalía que comparten y caracterizan al grupo de los suelos volcánicos.

A pesar de estas similitudes, existen las lógicas diferencias derivadas de la diversidad geológica y ambiental, lo cual no significa que deban ser idependizados del resto de los suelos volcánicos sino que, como sucede con cualquier formación geológica, adquieren características propias.

Terzaghi y Wesley han polarizado fundamentalmente, las corrientes de opinión sobre la atribución de causas al comportamiento geotécnico de los suelos volcánicos y sus hipótesis, aunque desarrolladas para casos de Kenia y Java, respectivamente, han sido aplicadas a gran número de suelos volcánicos situados en muy diversas latitudes. Parece apropiado tratar de aplicar dichas hipótesis al caso considerado y analizar su vigencia en función de los resultados obtenidos.

En general, las causas aducidas por Wesley para explicar las propiedades geotécnicas no se justifican ni encuentran soporte a partir de los estudios aquí realizados. Los altos valores de la resistencia y baja deformabilidad frente a la activa composición mineral, fina granulometría y alta plasticidad atribuidas por Wesley a la composición individual de las partículas y no a la

fábrica cuya influencia, en todo caso, es admitida por dicho autor si las muestras son secadas posteriormente a su extracción, son hipótesis que han sido descartadas a lo largo del presente capítulo. Sin embargo se confirma la influencia de la composición mineralógica, pero es la fábrica quien condiciona prioritariamente el anómalo comportamiento de los suelos volcánicos y ésta es de origen singenético y no, como afirma Wesley, con secuencia del secado de las muestras. No obstante, se acepta parcialmente la hipótesis de Wesley en lo que se refiere a la explicación dada a la alta permeabilidad como debida a la fábrica agregada y también se acepta el papel de la naturaleza individual de las partículas como causa contribuyente pero no como razón prácticamente fundamental y única.

Por el contrario, la hipótesis que formulara Terzaghi en 1958 y sucesivos autores contribuyentes (Newill, Coleman, Sherwood, etc), se ha comprobado ampliamente en sus puntos conceptuales, si bien, en detalle, caben puntualizaciones. Así, se ha observado que la fábrica consiste en agregaciones aunque no siempre se presentan fuertemente cementadas ni asociadas a la presencia de óxidos de Fe. Esto es cierto únicamente en el caso de las agregaciones oolíticas en donde la cementación es manifiesta, así como su agente cementante el óxido de Fe. Sin embargo el grado de cementación no es alto. Por otro lado, se han encontrado otros tipos de agregaciones de tendencia manifiesta hacia formas redondeadas y compactas, pero no cementadas ni con presencia de óxidos de Fe. Los agentes químicos y mecánicos han dispersado tales agregaciones y rompen los elementos cementados.

La hipótesis de Terzaghi no sólo es aplicable al caso estudiado sino que ha sido empíricamente confirmada. A pesar de atribuir a la fábrica un papel fundamental, ésta no puede desligarse ni ser analizada independientemente de la composición mineralógica, granulometría, y condiciones geoquímicas del medio, así como de los cambios postgenéticos. La relación entre estos factores ha podido ser igualmente observada y, en su interacción conjunta, han de explicarse las propiedades geotécnicas de los suelos volcánicos.

5.- CONCLUSIONES

Los resultados expuestos a lo largo de los capítulos precedentes permiten llegar a las siguientes conclusiones:

- El origen del valle de La Laguna se relaciona con tres etapas geomorfológicas, caracterizada la primera por la erosión de los materiales volcánicos del Macizo de Anaga (Serie I) con formación del primitivo barranco; la segunda por la emisión de coladas basálticas de la Serie III que producen el cierre del citado barranco; y la tercera por la sedimentación y colmatación que dió lugar al valle actual.
- Los datos proporcionados por las investigaciones geológicas de superficie, geofísica, sondeos y pozos, permiten diferenciar tres formaciones litoestratigráficas: Formación Las Mercedes (FLM), Formación Pozo Cabildo (FPC) y Formación San Diego (FSD). La FLM, localizada en las áreas de cabecera y borde de cuenca, tiene carácter marcadamente detrítico con predominio de limos arcillosos de tonalidades marrón rojizas. La FPC, situada en las zonas centrales, presenta características típicamente lacustres estando formada por arcillas y barros de tonalidades grises y azuladas. La FSD ocupa el borde de cierre y está constituida por sedimentos más recientes con predominio de limos de intensa coloración rojiza.

- Desde el punto de vista granulométrico no existen grandes diferencias en la distribución de tamaños, siendo las fracciones - limo y arcilla las que muestran una clara preponderancia. La presencia de fragmentos de piroclastos intercalados con las citadas fracciones, ha sido atribuida a un transporte simultáneo, dada la baja densidad de dichos piroclastos.
- El carácter marcadamente oxidante que muestran los depósitos - de la Formación Las Mercedes evoluciona hacia un medio reductor en la Formación Pozo Cabildo, como consecuencia de la generación de un proceso endorréico que conduce a la formación de una laguna, según se pone de manifiesto por los datos hidrogeológicos. Dentro de este ambiente se detecta un progresivo incremento de la actividad geoquímica hacia las fases finales de colmatación, con predominio de minerales de neoformación.
- Los procesos anteriormente descritos quedan fielmente reflejados en la composición mineralógica de la fracción arcilla en donde se puede establecer una perfecta correlación con los medios sedimentarios:
 - a) Facies de borde: Caracterizada por la presencia de mica y sanidina procedentes de la rápida meteorización de rocas volcánicas que corresponden a los materiales más antiguos de relleno de la cuenca.
 - b) Facies de transición: Constituida por haloisitas, micas degradadas e interestratificados, procedentes de la denudación de los suelos extracuenca. Ocupan la mayor parte de los aportes sedimentarios.
 - c) Facies lacustres: Constituida fundamentalmente por montmorillonitas y restos de materiales de las facies anteriores, según el grado de evolución. Se localiza en las partes centrales de la cuenca.

- Las características cristaloquímicas de las partículas, así como los procesos incipientes de diagénesis condicionan su reorganización, en distintas agrupaciones estrechamente ligadas a las características granulométricas y mineralógicas, que permite diferenciar los siguientes tipos de fábrica:
 - a) *Agregaciones regulares*, cuando predominan las micas sobre las haloisitas.
 - b) *Agregaciones entrelazadas*, cuando predominan las haloisitas sobre las micas degradadas.
 - c) *Agregaciones de matriz arcillosa*, cuando predominan las montmorillonitas.
 - d) *Agregaciones oolíticas*, cuando predominan los óxidos de Fe.
- Las investigaciones geotécnicas han puesto de manifiesto una mejor correlación de los resultados obtenidos con las facies mineralógicas que con las formaciones litoestratigráficas.
- La desecación de la laguna y las oscilaciones del nivel freático han conducido a la sobreconsolidación de los niveles superiores de la Formación Pozo Cabildo, ocasionando importantes cambios en el contenido de humedad, mineralogía y fábrica, los cuales han determinado un aumento en la consistencia y resistencia de los citados niveles.
- La plasticidad presenta valores generalmente altos, con resultados superiores para las facies montmorilloníticas, intermedios en las haloisíticas, y menores en las de micas y sanidinas. Aunque dichos resultados pueden sufrir ciertas variaciones según las condiciones de preparación previas al ensayo, así como del grado de humedad de las muestras.

- Los valores de la resistencia al corte sin drenaje y del módulo de deformación, son más altos de los que cabría esperar en función de la composición mineralógica, del tamaño de las partículas y de su alta plasticidad. Esto es debido, por un lado, al efecto de la sobreconsolidación, anteriormente mencionada y, por otro, a la fábrica del suelo, ambos factores determinan un comportamiento tenso-deformacional, más acorde al de un suelo de menor plasticidad y mayor tamaño de grano.
- Entre los distintos tipos de fábrica diferenciados, las agregaciones oolíticas y regulares son más resistentes que las entrelazadas y las de matriz arcillosa.
- La compresibilidad se encuentra estrechamente relacionada con las características de la fábrica, correspondiendo los valores más bajos a la matriz de tipo arcillosa, los intermedios a las agregaciones entrelazadas, y los más altos a las agregaciones regulares y las oolíticas.
- La expansividad presenta un comportamiento semejante al descrito anteriormente para la compresibilidad con valores excesivamente bajos dada la composición mineralógica de las muestras.
- Los suelos de La Laguna pueden encuadrarse geotécnicamente dentro del grupo de los suelos tropicales de origen volcánico, al participar de un comportamiento común y presentar propiedades geotécnicas semejantes, que deben interpretarse según las características de la fábrica.
- La dependencia entre la fábrica y la composición mineralógica se encuentra íntimamente relacionada al grado de cristalinidad y evolución de los sedimentos. En los medios de origen detrítico, con escasa evolución extracuenca o, en los medios lacustres, con intensa actividad intracuenca, los minerales detectados -que presentan buena cristalinidad- son básicamente

los responsables directos de los factores determinantes de la formación de la fábrica. Por el contrario, en los depósitos de tríticos, procedentes de suelos muy evolucionados, es significativa la baja cristalinidad de sus componentes, lo cual se traduce en la presencia de elementos en fases de degradación (micas degradadas e interestratificados) → productos de degradación (gules e hidróxidos) → minerales de neoformación (haloisitas), estando relacionadas las características de la fábrica a la distribución de estos componentes que, a su vez están condicionados por la granulometría.

6.- BIBLIOGRAFIA

La relación adjunta se refiere exclusivamente a las obras citadas en el texto.

- ABDEL-MONEN, A. WATKINS, N.D. y GAST, P.W. (1972).- Potassium Argon ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Tenerife, Las Palmas and Hierro. Ann. Jour Scien. 272, 805-825.
- BARDEN, L. (1972) (a).- The influence of structure on the formation and failure of clay soil, Geotechnique, 22, 159-163.
- BARDEN, L. (1972) (b).- The relation of soil structure to the engineering geology of clay soil, 9Q.Jl.Eng. Geol. 5, 85-102.
- BARDEN, L. (1973).- Macro- and Microstructure of Soils, Appendix to the Proceeding of the International Symposium on Soil Structure, Gothenburg, Sweden, pp. 21-26.
- BISHOP, A.W., GREEN, G. E., GARGA, V.K., ANDERSON, A. and BROWN, J.A. (1971).- A new ring shear apparatus and its application to the measurement of residual strength Geotech. 21, 4, (273-328).

- BONEN; F. E. (1974).- The Parahaki Volcanics and their associated clays. New Zealand Department of Sc. and Industrial Research. Bull. 215.
- BOSSAHARD, E., MACFARLANE, D. J., (1970).- Crustal Structure of the Western Canary Islands from seismic refraction and gravity data, Jour. Geoph. 75, 4901-4918.
- BRAVO, T. (1975).- Datos litológicos e hidrográficos de la comarca de Santa Cruz de Tenerife. Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S.A.
- BRITISH STANDARD 1377 (R.S.I.) (1967).- Methods of Testing Soils for Civil Engineering purposes. British Standard Institution Gr9.
- BROWN, G. (Ed.) (1961).- The X-Ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals Mineralogical Soc. of London, 544 pp.
- CARROL, D. (1970).- Clay Minerals: A guide to their X-ray Identification. Geol. Soc. America, Sp. paper 126.
- CASAGRANDE, A. (1932).- The structure of clay and its importance in Foundation Engineering. Contributions to Soil Mechanics, Boston Society of Civil Engineers, 1925-1940 pp. 72-112.
- CENDRERO, A. (1971).- Estudio geológico y petrológico del complejo basal de la Isla de La Gomera (Canarias) Est. Geol. 27, 3-74.
- CIORANESCU, A. (1965).- La Laguna Guía Histórica y Monumental.

- CLARE, K. E. (1957).- Air field construction on overseas soils, paper no. 6243. Symposium on Air field Construction overseas soils. Inst. of Civil Eng. London.
- COELLO, J. (1973).- Las series volcánicas en subsuelos de Tenerife. Estudios Geol. vol. 24, 6, 491-512.
- COLEMAN, J. D., FARRAR, D. M. and MARSH, A. D. (1964).- The Moisture Characteristics, Composition and Structural Analysis of a red Clay soil from Nyeri, Kenya. Geotech. 14, 262-276.
- COLLINS, K., and MCGOWN, A. (1974).- The form and function of Microfabric Features in a Variety of Natural Soils, Geotechnique, Vol. 24, No. 2.
- DIXON, H. H. (1958).- Moisture Control and compaction Methods Sasumua Dam. 6th Congress on Large Dams. vol. 3 pp. 139.
- DIXON, H. H. and ROBERTSON, R. H. S. (1970).- Some engineering experiences in Tropical Soils. Ql. Jl. Eng. Geol. vol. 3, n° 3 - 137-150 pp.
- DUMBLETON, M. J. (1967).- Origin and Mineralogy of African red clays and Keuper Marl. Q. Jl. Eng. Geol. vol. 1, no. 1, 39-45 pp.
- FERNANDEZ CALDAS, E, TEJEDOR SALGUERO, M.L. (1975).- Andosoles de Las Islas Canarias, Caja Gral. de Ahorros de Sta. Cruz de Tenerife, 207 pp.
- FIELDS, M. and WEATHERHEAD, A. J. (1966).- Mineralogy of Sand Fractions of New Zealand Soils. New Zealand Jl. of Sc. vol. 9. no. 3, 1006-1021 pp.

- FIELDS, M. (1966).- The nature of allophane soils part. I. Significance of Structural randomness in pedogenesis. New Zealand Jl. of Sc. 9, 3, 599-607 pp.
- FRITSCH, K. VON, and REISS, W. (1868).- Geologische Beschreibung der Insel Tenerife. Wurster and Co. Winterthur 496 pp.
- FUSTER, J. M., ARANA, V., BRANDLE, J. L., NAVARRO, M., ALONSO y APARICIO, A. (1968).- Geología y Volcanología de las Islas Canarias, Tenerife. Ins. Lucas Mallada CSIC, Madrid, 158 pp.
- FUSTER, J. M. (1975).- Las Islas Canarias: un ejemplo de evolución espacial y temporal del volcanismo oceánico. Est. Geol. vol. XXXI, pp. 439-463.
- GIDIGASU, M.D. (1975).- Laterite soil engineering. Pedogenesis and Engineering Principles. Elsevier, 540 pp.
- GILLOT, J.E. (1968).- Clay in Engineering Geology. Elsevier Amsterdam. 296 pp.
- GIRAULT, P. (1960).- A study on the consolidation of Mexico City Clay. Ph. D. Purdue University. Illinois.
- GIRAULT, P. (1964).- Mineralogía de las arcillas del Valle de Mexico. Ingeniería (Octubre) UNAM.
- GRADWELL, M. and BIRRELL, K. S. (1954).- Physical Properties of Certain Volcanic Soils from New Zealand, N. Z. Jl. Sc. and Tech. 36B, 108-122
- GRIM, R. E. (1953).- Clay Mineralogy, McGraw Hill New York.
- GRIM, R. E. (1962).- Applied Clay Mineralogy. McGraw Hill- New York, 422 pp.

- HERNANDEZ-PACHECO, A. and IBARROLA, E. (1973).- Geochemical variation trends between the different Canary Islands in relation to their geological position. Lithos 389-402.
- IGME, CSIC, UNIVERSIDAD COMPLUTENSE y ENADIMSA (1977) (a).- Hoja de Santa Cruz de Tenerife (1104-1) 1/25.000 Serie MAGNA.
- IGME, CSIC, UNIVERSIDAD COMPLUTENSE, ENADIMSA (1977) (b).- Hoja de Tejina, (1096-2) 1/25.000, Serie Magna.
- JIMENEZ SALAS, J. A. (1963).- Note on a halloysite red clay from Fernando Poo Island. Proc. 3rd Reg. Conf. Africa on Soil Mech. and F. E. 1, 85-88.
- JIMENEZ SALAS, J. A. y JUSTO ALPAÑES, J. L. (1971).- Geotecnia y Cimientos I. Propiedades de los Suelos y de las Rocas. Ed. Rueda, Madrid, pp. 422.
- JIMENEZ SALAS, J. A. DE JUSTO ALPAÑES, J. L., SERRANO, A. (1976).- Geotecnia y Cimientos II. Mecánica del Suelo y de las Rocas. Ed. Rueda 1186 pp.
- JIMENEZ SALAS, J. A., OTEO, C. S. (1978).- The Compressibility of Lapilli Fills in the Canary Islands. 3rd Inter. Conf. IAEG, 2 vol. 1, pp. 200 - 210.
- JOHNS, W. D., GRIM, R. E and BRADLEY, W. F. (1954).- Quantitative estimation of clay minerals by diffraction methods. Jl. Sediment. Petrol. 24 (4): 241-251.

- KANJI, M. A. (1974).- The relationship between drained friction angles and Atterberg limits of natural soils. Geotech. 24 (4) 671-674.
- KIRKMAN, J. H. (1975).- Clay mineralogy of some tephra Beds of Rotorua Area, North Island, New Zealand Clay Minerals (1975). 10, 437.
- KNILL, J. L. (1975).- Lectures on Engineering Geology of Sediments. Imperial College, London (inédito).
- LO, K. Y. (1962).- Shear Strength Properties of a sample of volcanic material of the valley of Mexico, Geotech. vol. 12, 4.
- LOHMAN (1972).- U. S. Geol. Survey, Prof. Paper, 700.
- LAMBE, T. W. (1953).- The Structure of inorganic soil. Proc. ASCE, vol. 79, SMFD, Sept. 315.
- LAMBE (1958).- The Structure of compacted clay. Proc. Amer. Soc. Civ. Engeng. 84, SM2, Jl. Soil Meq. and F. E. pp.1654.
- MARSAL, R. J. y MAZARI, M. (1959).- El subsuelo de la Ciudad de Mexico. Fac. de Ingeniería, UNAM. 2 vol. 377 p.
- MARSAL, R. J. y GRAUE, R. (1969).- The subsoil of Lake Texcoco, Nabor Carrillo Memorial, Vol. SH y CP, Nacional Financiera, Mexico.
- MARSAL, R. J. (1975).- The lacustrine Clays of the valley of Mexico. Contribution of the Instituto de Ingeniería to the 1975 Inter. Clay Conference. UNAM. (E 16).

- MILLOT, G. (1970).- Geology of clays, weathering, sedimentology and geochemistry. Elsevier.
- MITCHELL, J. K. (1956).- The Fabric of Natural Clays and its relation to Engineering Properties. Proc. Highway Res. Bd. 35, 693-713.
- MITCHELL, J. K. (1976).- Fundamentals of Soil Behaviour, Series in Soil Engineering, 422 pp. John Wiley and Sons Inc. New York.
- NEWILL, D. (1961).- A Laboratory Investigation of two red clays from Kenya. Geotech. 11, 4 (302-318).
- NIXON, I, K. and SKIPP, B. O. (1957).- Airfield construction on Overseas soils. Part. 5. Laterite, Part. 6 - Tropical red clays. Symposium on airfield construction on Overseas soils. Inst. of Civil Eng. Sec. III, paper n° 6258.
- POLIMON, J., SANSEGUNDO, F. y MARIN, J. A. (1976).- Las cenizas volcánicas de Montufar. Rev. O. Públicas, Marzo.
- PROCTOR, R. R. (1933).- Fundamental principles of soil compaction Eng. News. Rec.
- RESENDIZ, D., SPRINGALL, G., RODRIGUEZ, J. M. (1970).- Información reciente sobre las características del subsuelo y la practica de la Ingeniería de cimentaciones en la Ciudad de Mexico. V. Reunión Nac. de Mec. de Suelos. IV (1-59).

- ROBERTSON, R.H.S. (1958).- A mineralogical analysis of Sasymua clay. Appendix Proc. Inst. Civ. Eng. 9, April 389 - 394.
- RODRIGUEZ PASCUAL, C., FDEZ. CALDAS Y BORGES PEREZ, A.(1971). Mineralogía de Arcillas y Limos en algunos Suelos Volcánicos de Tenerife (Islas Canarias). Anales de Edafología y Agrobiología. Tomo 30 núms.11-12 (1031-1053).
- RODRIGUEZ PASCUAL, C. QUANTIN, P. TEJEDOR, M.L., FDEZ. CALDAS, E. (1975).- Andosoles Canarios (IV): Anales de Edafología y Agrobiología. Tomo 34, núms. 3-4 (263-279).
- ROWE, P.W. (1972).- The relevance of Soil Fabric to site Investigation Practice, Geotechnique. Vol. 22, No 2, pp. 195-300.
- SERVICIO GEOLOGICO DE OBRAS PUBLICAS (SGOP) (1975).- Inventario de Pozos y Galerías de Tenerife (inédito).
- SERRANO, A.A. (1977).- Análisis crítico de los métodos existentes para el empleo de la arcilla expansiva en obras de carretera y recomendaciones sobre las técnicas más idóneas para su uso habitual en España. Lab. Transporte y Mec. del Suelo. José Luis Escario, MOP.
- SHERWOOD, P.T. (1967).- Classification tests on African red clays and Keuper marl, Q. Jl. Eng. Geol. Vol. 1, n° 1, 47-55.
- SIEFERNANN, G. and MILLOT, G. (1969).- Equatorial and tropical weathering of recent basalts from Cameroon - Int. Clay Conf. Tokyo, pp. 417.

- SKEMPTON, A. W. and NORTHEY, R. A. (1952).- The Sensitivity of clays, Geotech. 3, 1 (30-53).
- SKEMPTON, A. W. (1953).- The colloidal activity of clays 3rd. Inter. Conf. Soil Mech. Zurich 1, 57-61.
- TERZAGHI, K., and PECK R. B. (1948).- Soil Mechanics in Engineering Practice. John Wiley, 2nd. Edit. (1967). 728 pp.
- TERZAGHI, K. (1955).- Influence of Geological Factors on the Engineering properties of sediments. Ecom. Geol. 50th Annv. vol. 2, 557-618.
- TERZAGHI, K. (1958).- Design and Performance of the Sasumua Dam Proc. Inst. Civ. Eng. 9, 369-394.
- UNESCO-MOP (1975).- Estudio Científico de los recursos de agua de las Islas Canarias (Proyecto SPA-15).
- VIERA y CLAVIJO (1758).- Noticias de la Historia General de las Islas Canarias. Ed. Goya. Sta. Cruz de Tenerife.
- VIJAYVERGIYA, U. N. y GHAZZALY, O. I. (1973).- Prediction of swelling potential for natural clays. Proc. 3rd. Inter. Conf. Expansive Soils, Haifa, Vol. 2, p. 227-236.
- VOIGHT, B. (1973).- Correlation between Atterberg plasticity limits and residual shear strength of natural soils, Geotech. 23 (2) 265-266.
- YONG. R. and WARKENTIN, B. P. (1975).- Soil Properties and Behaviour. Elsevier, 443 pp.

- WESLEY, L. D. (1973 a).- Cluster hypothesis and the shear strength of a tropical red clay. Geotech. 23, 1, 109-113.
- WESLEY, L. D. (1973b).- Some basic engineering properties of halloysite and allophane clays in Java, Indonesia, Geotech. 23, 4, 471-494.
- WESLEY, L. D. (1974).- Tjipanundjang Dam in West Java, Indonesia. Jl. of the Geotech. Eng. Div. ASCE. vol. 100, GT-5, 503-522.
- WESLEY, L. D. (1977).- Shear strength properties of halloysite and allophane clays in Java, Indonesia. Geotech. 27. No, 2 125-136.
- WOOLTORTON, F. L. D. (1954).- The Scientific Basis of Road Design. Ed. Arnold Ltd. London.
- ZEEVAERT, L. (1960).- An Investigation of the Engineering Characteristics of the volcanic lacustrine clay beneath Mexico City. Ph. D. Thesis, Univ. of Illinois.
- ZEEVAERT, L. (1973).- Foundation Engineering for Difficult Subsoil conditions. 652 pp. Van Nostrand Co.

APENDICE A.1

PERFILES DE METEORIZACION Y ESTUDIO PETROLOGICO DE LAMINAS DELICADAS

En las laderas que flanquean al valle de La Laguna se estudiaron las condiciones de formación de suelos residuales a partir de los materiales volcánicos existentes analizando su composición litológica por medio del microscopio petrológico. Se tomaron datos de tres perfiles y nueve afloramientos distribuidos a lo largo del valle y situados en el plano 2 describiéndose a continuación sus principales características.

PERFIL 1

En este perfil se observa el tránsito de un material piroclástico a un suelo residual. El horizonte superior está formado por lapilli muy meteorizado a suelo arcilloso pero que aún conserva su estructura originaria. El horizonte inferior corresponde a un lapilli amarillento escoriáceo con zonas más meteorizadas. En la fotografía A.1.1. pueden observarse con claridad ambos horizontes.

PERFIL 2

En este perfil se muestra un ejemplo similar al anterior pasando de un material escoriáceo a un suelo residual rojizo de unos 20 cm de espesor. La composición del horizonte inferior fue estudiada mediante láminas delgadas describiéndose a continuación dos de ellas.

MUESTRA M-1

Clasificación: Escoria basáltica

Textura: Escoriácea.

Componentes secundarios: Mineral de hierro, clinopiroxeno.

Componentes accesorios: Plagioclasa, opaco, material arcilloso.

Observaciones: Se observan pequeños cristales de augita macledos y zonados diseminados junto con algunos microcristos de plagioclasa en una pasta cripta cristalina formada por abundante mineral de hierro. Las vacuolas se observan vacías y solamente en algunas de ellas se ha encontrado en las paredes material de arcillas. En la foto A.1.2. se presenta un aspecto de esta muestra.

MUESTRA M-2

Clasificación: Escoria basáltica

Textura: Escoriácea

Componentes secundarios: Mineral de hierro, mineral arcilloso.

Componentes accesorios: Clinopiroxeno, plagioclasa.

Observaciones: Escasa cristalinidad de clinopiroxeno, en cemento vítreo alterado a mineral de hierro y a material arcilloso.

PERFIL 3

En este perfil se presenta un ejemplo de formación de un potente suelo residual a partir de materiales piroclásticos y tobáceos. El espesor de suelos ha permitido su extracción para fines agrícolas. El horizonte superior está formado por varios metros, a veces 5 m, de un suelo arcilloso rojizo con tonalidades zonales amarillentas. En algunas partes se observa que este material está atravesado por planos de slickensides casi verticales rellenos de arcillas azuladas. El horizonte inferior es piroclástico y tobáceo también de tonos rojizos

y amarillentos. En la foto A.1.3. puede observarse un aspecto de este suelo residual. A continuación se describe una muestra tomada en el horizonte inferior.

MUESTRA M-3

Clasificación: Toba de basalto escoriáceo.

Textura: Porfídica con matriz hialopilitica, vesicular.

Componentes principales: Clinopiroxeno, plagioclasa, vidrio.

Componentes accesorios: Opaco, material arcilloso, óxido de hierro.

Observaciones: Clastos de basaltos escoriáceos con fenocristales de augita en una matriz más o menos evolucionada en la que se distinguen microlitos de plagioclasa en una masa vítrea o ferruginosa. Algunas vacuolas presentan los bordes con material arcilloso micro y criptocristalino.

AFLORAMIENTO 1

MUESTRA M-4

Clasificación: Basalto olivínico

Textura: Porfídica con matriz intergranular

Componentes principales: Clinopiroxeno, olivino, plagioclasa, iddingsita

Componentes accesorios: Opaco, material arcilloso (isótropo y caolín), biotita.

Observaciones: Fenocristales de olivino y clinopiroxeno en una matriz constituida por microlitos de plagioclasa, entre la que se distribuyen abundantes granillos de piroxeno y opaco fundamentalmente. El mineral de arcilla se presenta en las fracturas con formas vermiculares.

El olivino se encuentra casi totalmente alterado a iddingsita, sólo se conservan escasos núcleos en estado fresco.

El clinopiroxeno es augita, se encuentra como fenocristal y en la matriz en microcristales. Se puede observar maclado, a veces en acumulados con otros cristales y opaco, y en ocasiones presenta el zonado en "reloj de arena" típico.

MUESTRA M-5

Clasificación: Basalto olivínico alterado.

Textura: Porfídica con matriz criptocristalina.

Componentes principales: Clinopiroxeno, olivino, ceolita.

Componentes accesorios: Caolín, biotita, opaco, apatito, anfibol.

Observaciones: Fenocristales pequeños y dispersos de olivino, iddingsitizado y más escasos de augita en una mesostasis con abundantes ceolitas, piroxeno opaco y biotita. Escaso caolín vermicular.

AFLORAMIENTO 2

MUESTRA M-6

Clasificación: Basalto olivínico escoriáceo alterado.

Textura: Escoriácea

Componentes principales: Iddingsita, clinopiroxeno, ceolitas.

Componentes accesorios: Mineral de hierro, plagioclasa.

Observaciones: Las vesículas aparecen parcialmente rellenas de ceolitas. Los fenocristales son de iddingsita en sustitución del olivino en una matriz con abundantes clinopiroxeno, opaco alterado, mineral de hierro y plagioclasa.

AFLORAMIENTO 3

MUESTRA M-7

Clasificación: Basalto olivínico.

Textura: Porfídica con matriz fluidal.

Componentes principales: Plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, arc. (caolín).

Componentes accesorios: Iddingsita, opaco.

Observaciones: Fenocristales de olivino iddingsitizado en los bordes de los cristales mayores y alterado por completo en los pequeños, más escasos de augita con inclusiones de mineral metálico en matriz microcristalina constituida por microlitos de plagioclasa orientados, augita, opaco e iddingsita. El grado de alteración es muy bajo, afecta al olivino iddingsitizándolo y a la plagioclasa, transformándola a caolín y mineral de arcilla en general. Similar a la muestra M-4.

MUESTRA M-9

Clasificación: Basalto olivínico.

Textura: Porfídica con matriz poiquilítica.

Componentes principales: Olivino, augita, plagioclasa, iddingsita, opaco.

Componentes accesorios: Apatito, material arcilloso.

Observaciones: Similar a la muestra M-4. Los fenocristales son de olivino del que sólo se conservan escasos núcleos sin alterar a iddingsita. La matriz es microcristalina. La plagioclasa, maclada, tiene carácter poiquilítico incluyendo piroxenos, estos son muy abundantes, a veces aparecen maclados y zonados asociados al opaco. En la fotografía A.1.4 pueden observarse algunos de este aspecto.

AFLORAMIENTO 4

MUESTRA M-10

Clasificación: Basalto piroxénico-olivínico.

Textura: Porfídica con matriz intergranular.

Componentes principales: Augita, plagioclasa, olivino.

Componentes accesorios: Iddingsita, opaco, ceolitas.

Observaciones: Escasos microfeno-cristales de augita zonada, con tintes rosados en los bordes y núcleos verdosos. La presencia de olivino como fenocristal es casual y está casi alterado totalmente. La matriz presenta plagioclasa tabular, augita, opaco y escasa iddingsita. Las ceolitas aparecen como relleno intersticial. En la foto A.1.5 puede observarse alguno de estos aspectos.

MUESTRA M-8

Clasificación: Escoria basáltica con olivino.

Textura: Porfídica vesicular.

Componentes principales: Olivino, clinopiroxeno, iddingsita.

Componentes accesorios: Opaco, plagioclasa, material arcilloso.

Observaciones: Grandes fenocristales de olivino iddingsitizado en matriz con abundante piroxeno, opaco y plagioclasa. Son muy numerosas las vesículas, algunas de las cuales presentan las zonas exteriores con material arcilloso pardo microcriptolaminar.

AFLORAMIENTO 2

MUESTRA M-11

Clasificación: Basalto con olivino.

Textura: Microporfídica con matriz microcristalina.

Componentes principales: Augita, biotita, olivino, iddingsita, opaco, plagioclasa.

Componentes accesorios: Material arcilloso.

Observaciones: Fenocristales de augita, olivino iddingsitizado y microfenocristales de biotita en una matriz microcristalina con piroxeno y opaco. Mineral de arcilla en fracturas e intersticial.

AFLORAMIENTO 3

MUESTRA M-12

Clasificación: Escoria basáltica.

Textura: Escoriácea.

Componentes principales: Mineral de hierro.

Componentes accesorios: Material arcilloso, augita.

Observaciones: Escasos microfenocristales de augita en una matriz vítrea alterada a mineral de hierro. Las vacuolas a veces presentan su parte más exterior con un relleno arcilloso.

AFLORAMIENTO 4

MUESTRA M-13

Clasificación: Escoria basáltica.

Textura: Porfídica, escoriácea.

Componentes principales: Vidrio, clinopiroxeno, olivino.

Componentes accesorios: Iddingsita, opaco, plagioclasa.

Observaciones: Fenocristales de augita y olivino iddingsitizado en una mesostasis vítrea oxidada con pequeños piroxenos. En la Foto A.1.6 puede observarse alguno de estos aspectos.

AFLORAMIENTO 5

MUESTRA M-14

Clasificación: Basalto.

Textura: Microporfídica con matriz microlítica.

Componentes principales: Clinopiroxeno, plagioclasa, opaco, apatito, biotita.

Componentes accesorios: Vidrio, material arcilloso (caolín), esfena, anfíbol, óxido de hierro.

Observaciones: Escasos fenocristales de augita, apatito en microfenocristales y opaco. La mesostasis tiene prismillas de augita abundantes, opaco, biotita asociada a él y ceolitas y vidrio intersticiales.

MUESTRA M-15

Clasificación: Basalto escoriácea.

Textura: Vesicular.

Componentes principales: Vidrio, clinopiroxeno, material arcilloso.

Componentes accesorios: Opaco, apatito, óxido de hierro.

Observaciones: Escasos microfenocristales de augita y apatito en una matriz vítrea vacuolar en la que las vacuolas presentan parcial relleno de material arcilloso microcristalino.



Identificación: Escoria basáltica.

Textura: Porfídica, escoriácea.

Componentes: Vidrio, clinopiroxeno, olivino.

Observaciones: Opaco, apatito, óxido de hierro.

Escasos microfenocristales de magnetita y apatito en una matriz vítrea vacuolar en la que las vacuolas presentan parcial relleno de magnetita.

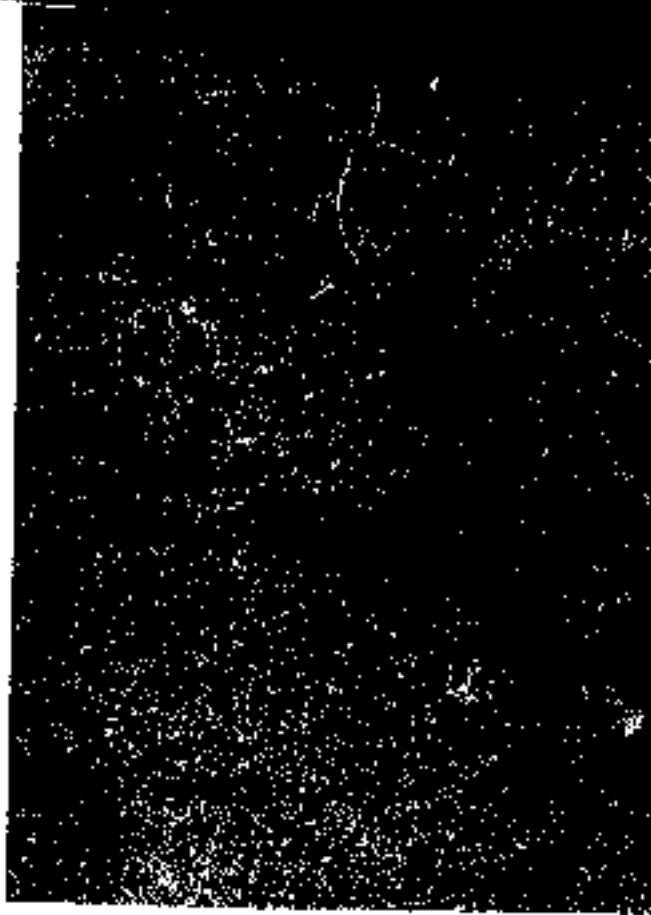


Foto A.1.1.- Aspectos del perfil de meteorización 1

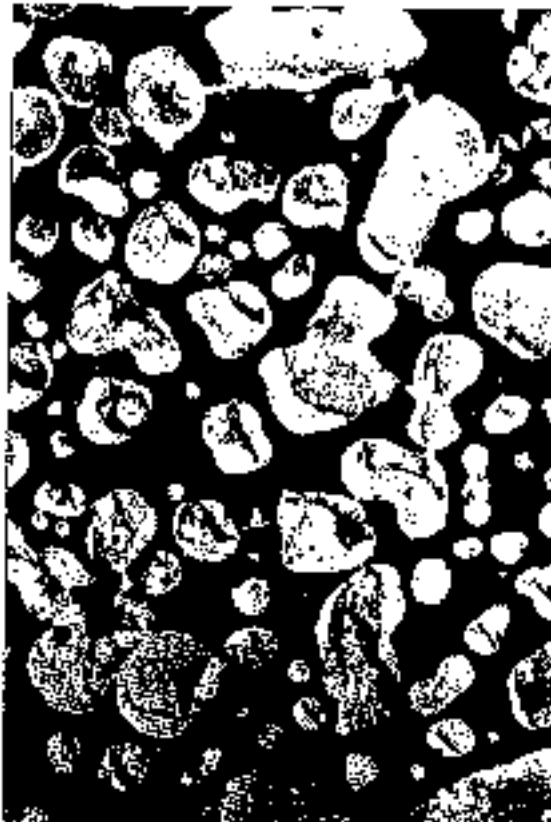


Foto A.1.2.- Escoria N// x25. Muestra M-1



Foto. A.1.3.- Aspectos del perfil de meteorización 3

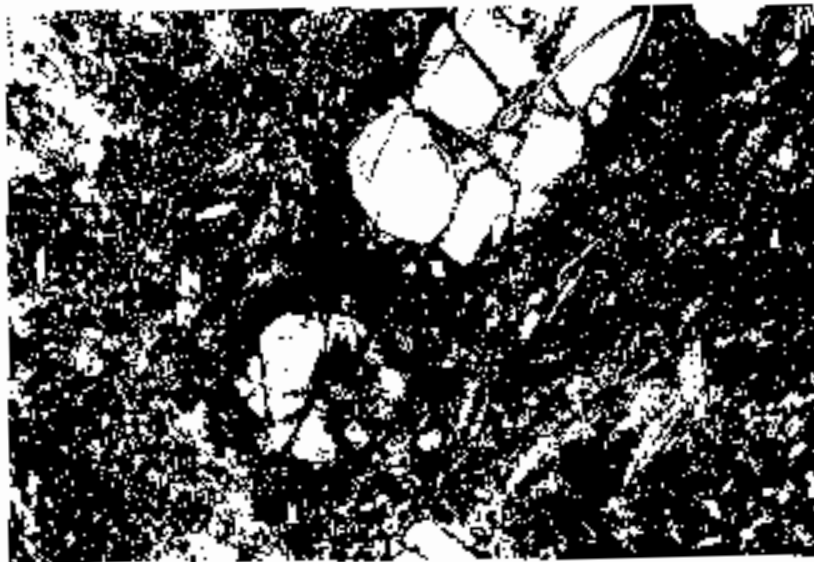


Foto A.1.4.- Basalto olivínico x62, N//. Muestra M-9 fenocris-
tal de olivino en matriz con microlitos de plagioclasa, augita y opaco.



Foto. A.1.5.- Basalto escoriáceo x62 N//. Muestra M-10 fenocristal de olivino con bordes iddingsitizados en matriz vítrea.



Foto. A.1.6.- Basalto escoriáceo x62 N//. Muestra M-13 fenocristal de augita en mesostasis vítrea.

La media de la precipitación total anual durante el periodo referenciado es de 546,6 mm y las precipitaciones medias mensuales se recogen en el Cuadro A.2.1.

APENDICE A.2
HIDROLOGIA Y METEOROLOGIA

Con objeto de aportar los datos necesarios para establecer aproximadamente el balance hídrico de la cuenca se tomaron una serie de datos meteorológicos en la estación de la laguna entre el periodo comprendido entre 1901 y 1950, ya que dicha estación dejó de funcionar en 1951. Con respecto a los datos hidrográficos no existe apenas información dada la inapreciable red hidrográfica, en la que sólo existen dos cursos de agua discontinuos y de caracter torrencial, correspondientes a los barrancos de Gonzalvarez y Jardina, este último canalizado hacia el primero.

El drenaje superficial se efectúa a través de los citados barrancos que vierten sus aguas en el Barranco de Santos y hacia las zonas cuyos suelos permiten la infiltración.

Las precipitaciones corresponden a los siguientes valores:

Máxima precipitación total anual:

- 1.061,0 mm en 1920
- 1.005,2 mm en 1930
- 975,7 mm en 1901

Mínima precipitación total anual:

- 273,0 mm en 1937
- 304,1 mm en 1916
- 316,8 mm en 1904

Las $P-E$ han sido estudiadas entre el intervalo comprendido entre 1911 y 1950, relativo a las temperaturas medias mensuales, máxima media y mínima media, cuyos datos se incluyen en el Cuadro A.2.2.

A fin de obtener una cifra estimativa de la $P-E$ se aplicó el método de Thornthwaite, fundamentado en la idea de que la evapotranspiración potencial está relacionada con el estado físico de la atmósfera y del suelo. La fórmula propuesta por el citado autor es:

$$ETP = 1,6 (10 t/I)^a \dots \dots \dots (1)$$

siendo t la temperatura media mensual, que es la única magnitud necesaria de medir, e I está definido por la expresión:

$$I = \sum (t/5)^{1,514} \dots \dots \dots (2)$$

en donde el signo sumatorio se refiere a los 12 valores mensuales.

En cuanto al exponente "a", éste se determina según la expresión:

$$a = \alpha I^3 + \beta I^2 + \gamma + \delta \dots \dots \dots (3)$$

debiendo obtener los valores numéricos $\alpha, \beta, \gamma, \delta$, experimentalmente y según datos del propio Thornthwaite. Las magnitudes calculadas se indican en el Cuadro A.2.1 y Fig. A.2.1. - habiéndose encontrado una $P-ETP$ de 208 l/m^2 correspondiente a los meses en que la precipitación es superior a la evapotranspiración.

Cuadro A.2.2.- TEMPERATURAS MEDIAS (C°) DE LA ZONA DE LA LAGUNA

Meses	Temperatura media (C)	Temperatura máxima media	Temperatura mínima media
Enero	12,6	16,1	9,1
Febrero	12,8	16,7	8,8
Marzo	13,5	17,7	9,3
Abril	14,4	18,7	10,1
Mayo	15,8	20,1	11,5
Junio	17,6	22,1	13,2
Julio	19,9	25,1	14,8
Agosto	21,6	27,2	16,0
Septiembre	20,5	25,6	15,5
Octubre	18,5	23,0	14,1
Noviembre	15,6	19,2	11,9
Diciembre	13,4	16,7	10,0
Año	16,4	20,7	12,0

Para el cálculo de la escorrentía se ha utilizado, en primer lugar, la tabla 4.2.4.-2b de la norma SIIC del Ministerio de Obras Públicas, en la que se tienen en cuenta los siguientes factores: relieve del terreno, permeabilidad del suelo, vegetación, y capacidad de almacenamiento del suelo. Según estos valores el coeficiente de escorrentía estaría comprendido entre 0,065 y 0,050. Si se tienen en cuenta los valores dados en el trabajo de UNESCO-MOP, 1975 el coeficiente de escorrentía estimado para la zona sería de 0,050 valor que en función de los factores observados in situ se considera como más representativo.

CUADRO A.2.1.- ESTIMACION DE LA EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL SEGUN THORNTHWAITE PARA LA ZONA DE LA LAGUNA.

Meses	Precipitación	Evapotranspiración	P-ETP
	P.mm.	ETP - mm	
Enero	84,3	35,5	48,8
Febrero	77,3	36,8	40,5
Marzo	59,6	46,4	13,2
Abril	37,3	54,6	- 17,2
Mayo	18,1	66,7	- 48,6
Junio	7,4	80,1	- 72,7
Julio	2,6	96,6	- 93,1
Agosto	2,6	105,5	- 102,4
Septiembre	9,9	89,6	79,7
Octubre	49,3	70,6	21,3
Noviembre	105,3	51,1	54,2
Diciembre	92,0	40,3	51,7

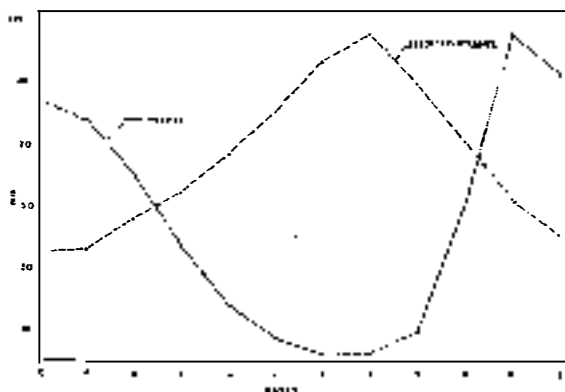


Fig. A.2.1.- Relación entre la Precipitación y la Evapotranspiración

CUADRO A.4.1.- RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS GRANULOMÉTRICOS HECHOS EN EL LABORATORIO DE LA UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA

N° MUESTRA	PROF. (m)	ARZILLA	ARENA	GRAVA	W ₆₀	W ₂₀₀	U ₆₀	U ₂₀₀
1-A-5	1	51.72	47.52	0.74	2.6	0.84	+0.79	0.35
1-A-11	4	27.43	41.10	1.43	3.5	0.81	0.83	0.344
1-A-22	12	67.62	30.96	1.43	5.5	0.79	1.01	0.388
7-A-9	4	67.58	31.00	1.34	6.0	0.771	0.93	0.421
7-A-17	4	31.12	68.34	3.14	1.0	0.90	0.82	0.21
9-A-4	2	38.16	61.09	4.23	1.0	0.86	0.87	0.43
11-A-7	1	21.55	77.57	4.58	1.0	0.90	0.77	0.30
11-A-19	1	35.00	64.65	4.11	1.2	0.87	0.99	0.30
12-A-9	10	35.37	63.63	1.90	1.4	0.87	0.78	0.26
12-A-9	4	35.17	64.04	1.15	1.3	0.93	0.88	0.16
13-A-2	2	52.16	46.5	1.14	2.5	0.79	0.70	0.31
13-A-9	7	42.16	57.70	1.17	1.5	0.89	0.92	0.24
13-A-12	4	43.95	55.97	0.81	1.5	0.86	0.76	0.32
13-A-14	4	44.43	54.65	4.31	1.6	0.88	0.80	0.29
13-A-16	3	25.04	74.77	1.18	1.1	0.98	0.78	0.27
13-A-19	23	46.11	53.60	1.28	1.8	0.89	0.81	0.04
13-A-20	11	46.22	53.44	1.31	1.6	0.89	0.81	0.26
13-A-24	15	51.20	48.20	0.53	2.1	0.76	0.79	0.30
20-A-9	3	36.89	62.80	4.10	1.4	0.85	0.78	0.32
24-A-4	3	30.98	68.69	4.53	1.4	0.96	0.91	0.18
27-A-5	3	35.00	64.37	4.23	1.3	0.92	0.87	0.19
*1-A-5	5	42	32	19.11	1.4	0.88	0.78	0.31
*1-A-22	11	48	32	19.11	2.5	0.76	0.71	0.23
*12-A-4	7	62	35	1	3.0	0.60	0.71	0.30
*13-A-7	7	63	35	1	1.0	0.88	0.79	0.26
*15-A-4	2	53	36	1.5	1.5	0.84	0.84	0.20
*19-A-4	7	48	29	2.3	2.5	0.78	0.78	0.22
*21-A-4	7	63	34	1	1.0	0.90	0.86	0.26
*21-A-4	7	66	29	1	1.0	0.90	0.86	0.21

NOTAS: Las mediciones se realizaron en el laboratorio de suelos de la Universidad Nacional de Ingeniería.

arcillas < 2 μ
limos < 2 < 60 μ
arenas > 60 < 2 mm
gravas > 2 mm < 6 mm

Llave 100, 200 = 1/10

Nota: Los datos de los análisis granulométricos se encuentran en el Anexo A.4.1.

Se = 0.25 - 0.75
U₆₀ = 0.75 - 1.25
U₂₀₀ = 1.25 - 2.75

Ver nota 1

CUADRO A.4.3.- ANALISIS GRANULOMÉTRICO DE LAS MUESTRAS DE SUELO OBTENIDAS EN EL LABORATORIO DE LA UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA

MUESTRA	ZONA DE EXPANSION MECANICA			ZONA DE EXPANSION RECENTE		
	Arzilla	Areia	Grava	Arzilla	Areia	Grava
1-A-5	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
1-A-11	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
1-A-22	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
7-A-9	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
7-A-17	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
9-A-4	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
11-A-7	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
11-A-19	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
12-A-9	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
12-A-9	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
13-A-2	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
13-A-9	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
13-A-12	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
13-A-14	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
13-A-16	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
13-A-19	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
13-A-20	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
13-A-24	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
20-A-9	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
24-A-4	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
27-A-5	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
*1-A-5	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
*1-A-22	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
*12-A-4	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
*13-A-7	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
*15-A-4	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
*19-A-4	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
*21-A-4	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5
*21-A-4	1.4	15.5	12.5	1.4	15.5	12.5

CUADRO A.4.2.- RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS GRANULOMÉTRICOS HECHOS EN EL LABORATORIO DE LA UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA HASTA LA FRACCIÓN DE 60 μ

N° MUESTRA	PROF. (m)	limos y arcillas	arenas	gravas
1-A-1	1	92	7	
1-A-11	4	96		
1-A-11	12	89	1	7
1-A-25	12	93	2	
2-A-1	1	92		
2-A-4	0.5	88		
3-A-1	1	91		6
3-A-5	3	98	2	
4-A-3	1	83	10	
4-A-11	2	97		
4-A-11	11	97		
4-A-13	6	97	2	
6-A-4	1	93		
7-A-1	1.5	85		
8-A-3	3	89		
8-A-5	3	91	11	
8-A-7	3	91		
8-A-9	3	91		23
8-A-11	3	92		
8-A-17	6	92		
9-A-2	2	90		
9-A-5	2	91		
10-A-4	2	92		
11-A-5	2	94		
11-S-6	2	80		
11-S-10	2	94		
11-A-13	2	94		
11-A-16	2	94		
11-S-16	2	90		2
12-A-3	2	97		
12-A-7	2	97		
12-A-11	2	97		
13-A-1	2	99		
13-A-25	2	97		
13-A-27	2	94		
14-A-4	2	94		
14-S-5	2	89		
14-S-12	2	92		
14-A-14	2	94		
14-A-14	2	94		
15-A-7	2	94		
16-A-2	2	89		
16-A-4	2	89		
17-A-4	2	89		
17-A-7	2	89		
18-A-3	2	93		
18-S-5	2	94		
18-A-6	2	94		
18-A-7	2	96		
18-A-2	2	94		
18-A-3	2	96		
20-A-8	2	97	3	
21-A-3	2	97		
22-A-2	2	91		
22-A-4	2	91		
23-S-2	2	37	10	
23-A-3	2	91	6	
23-A-8	2	98	2	
24-A-2	2	91		
24-A-5	2	97		
25-S-2	2	91		
25-A-3	2	91		
25-A-4	2	91		3
25-A-9	2	91		20
26-A-9	2	90		
27-A-2	2	97		
27-A-4	2	97		
28-A-3	2	93	6	1
28-A-4	2	94		
29-A-4	2	87		
30-A-2	2	91	11	
30-A-4	2	91		
30-A-6	2	91		
31-A-2	2	83		
31-A-3	2	91		8

Ver notas del Cuadro A.4.1.

PROF.	FACCION GRANULOMETRICA	MEDIA * (%)	DEVIACION TIPICA (S)
Nivel de 0 a 3 m	Arcilla	36.40	1.31
	Limo	62.80	1.2
	Arena	0.50	0.26
	No	0.90	0.26
Nivel de 3 a 6 m	Si	0.81	0.64
	So	0.22	0.14
	Limo y arcilla	88.04	15.43
	Si	0.81	0.64
Nivel de 6 a 10 m	Arcilla	6.43	4.58
	Limo	40	9.53
	Arcilla	59.33	9.97
	Arena	0.76	0.69
Nivel de 10 a 20 m	So	0.89	0.35
	Sk	0.87	0.08
	No	0.25	0.08
	Limo y arcilla	79.33	10.64
Nivel de 10 a 20 m	Arcilla	6.78	5.12
	Limo	50.30	3.90
	Arcilla	48.25	13.05
	Arena	0.99	0.23
Nivel de 10 a 20 m	So	0.83	0.14
	Sk	0.84	0.13
	No	0.35	0.07
	Limo y arcilla	93.3	3.27
Nivel de 10 a 20 m	Arcilla	8.5	5.8
	Limo	49.33	16.20
	Arcilla	49.60	6.90
	Arena	2.70	0.80
Nivel de 10 a 20 m	So	0.84	0.06
	Sk	0.84	0.08
	So	0.3	0.09
	Limo y arcilla	87.00	-
Nivel de 10 a 20 m	Arcilla	8.57	-

NOTAS: - Véanse notas del Cuadro A.4.2.

- Las medias están tomadas de los resultados de los Cuadros A.4.1 y A.4.2.

*1 Muestras no sometidas a dispersión mecánica, el resto sí.

SONDEO 7

7-A-9 (1 m)

Caolinita/haloisita (7.20, 4.43, 3.57, 2.56 Å). Micas hidratadas e interestratificadas (17 - 20 Å) muy poca montmorillonita, goetita (4.15 Å) hematites (2.69, 2.52) cuarzo (4.26) fel despatos (3.25).

7-A-17 (8 m)

Muy parecida a la anterior, en el diagrama con Mg se observa al hincharse la presencia de algo de montmorillonita en muy pequeña cantidad.

SONDEO 9

9-A-4 (12 m)

Predominio de haloisita y restos de micas hidratadas.

SONDEO 11

11-A-19 (9 m) 11-A-7 (3 m)

Predominio de micas hidratadas (12 - 14 Å), e interestratificadas, no habiéndose formado bien las haloisitas, acumúlase bien en la muestra 11-A-7 las micas hidratadas.

SONDEO 12

12-A-13 (8 m)

Facies detrítica con predominio de sanidina y mica.

ANEXO A.5

DESCRIPCION MINERALOGICA DE LOS DIAGRAMAS DE DIFRACCION DE RAYOS X

SONDEO 1

1-A-30 (17 m)

Minerales mal cristalizados con micas hidratadas (10 y - 3.34 Å) e interestratificados (17 - 20 Å), algo de goetita (4.15 Å) y hematites (2.69, y 2.51 Å). Presencia de haloisita (7.20, 4.43 y 3.57 Å).

1-A-22 (17 m)

Mejor definición de la caolinita/haloisita con presencia de interestratificados y mayor proporción de goetita y hematites.

1-A-11 (6 m)

Similar composición a la anterior pero mejor definición de los espaciados correspondientes a la haloisita. Predominio de caolinita, interestratificados, micas hidratadas, algo de cuarzo y minerales de hierro.

1-A-5 (3 m)

Micas hidratadas y algún interestratificado, caolinita / haloisita, goetita y hematites.

Facie de tránsito hacia hinchables e interestratificados con tendencia hacia la montmorillonita. Presencia de micas hidratadas (10.00 y 3.34 Å) caolinita/haloisita (7.2, 2.43, 3.57, y 2.56 Å), pequeña cantidad de sanidina (3.245 Å), algo de goetita (4.15 Å) y hematitee (3.57 Å).

13-A-14 (8 m)

Se manifiesta la tendencia hacia la formación de montmorillonita (15 a 18.8 Å) con restos de mica e interestratificados. Abundante caolinita (7.2, 4.33, 3.57, 2.56, y 2.37 Å) algo de cuarzo.

13-A-12 (6 m), 13-A-9 (5 m) y 13-A-7 (1 m)

Abundante montmorillonita (18 Å), caolinita (7.2 Å), algo de cuarzo (4.26). Facie de predominio montmorillonítico, aumento de la caolinita hacia el techo.

SONDEO 17

17-A-9 (1 m)

Esta muestra se ha estudiado como prototipo en donde se manifiestan bien las secuencias laminares y finas de especies mineralógicas. En la muestra 17-A-11/A la tendencia es detrítica, y la 17-A-11/B la tendencia es haloisítica, desapareciendo los feldepatos. En resumen predominio de haloisitas y micas hidratadas.

SONDEO 20

20-A-9 (1 m)

Facie de predominio montmorillonítico, caolinita y algo de mica

SONDEO 21

27-A-5 (4 m)

Facie mixta con paso a una tendencia haloisítica y micas.

11-A-12 (1 m)

Facie detrítica de tránsito con predominio de micas y sanidina.

12-A-3 (5 m)

Presencia de montmorillonita (16 y 20 Å). Facie de tendencia montmorillonítica con formación de caolinitas, ausencia de micas y feldepatos.

12-A-4 (1 m)

Montmorillonitas mejor cristalizadas que en las muestras anteriores. Predominio de montmorillonita y caolinita, algo de hematitee y goetita.

SONDEO 13

13-A-24 (15 m), 13-A-20 (12 m) y 13-A-19 (10 m)

Predominio de micas (10.00, 4.96, 3.34, 2.00 Å) micas hidratadas e interestratificados. Facie en que se está degradando a facies hidratadas con formación de interestratificados. Se acusa la degradación a micas hidratadas de ciertas micas y formación de interestratificados. Presencia de sanidina (6.50, 3.245 y 2.165 Å) y algo de haloisita.

En las muestras 13-A-20 y 13-A-19 se empieza a notar un incremento de las micas hidratadas y una pequeña cantidad de caolinita (3.57 y 7.20 Å). En 13-A-20 se aprecia algo de goetita (4.15 Å) y en la 13-A-19 algo de cuarzo (4.26 Å) y de goetita (4.15 Å).

