



MAPA GEOLÓGICO DEL DEPARTAMENTO DE LA GUAJIRA

Geología, recursos minerales y amenazas potenciales

Escala 1:250.000

VERSIÓN 2

Informe técnico preparado por

**Gabriel Rodríguez
Ana Cristina Londoño**

Medellín, enero 2002

República de Colombia
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGÍA
INSTITUTO DE INVESTIGACIÓN E INFORMACIÓN GEOCIENTÍFICA, MINERO-AMBIENTAL Y NUCLEAR

**MINISTERIO DE MINAS Y ENERGÍA
INSTITUTO DE INVESTIGACIÓN E INFORMACIÓN
GEOCIENTÍFICA MINERO – AMBIENTAL Y NUCLEAR**

INGEOMINAS

MAPA GEOLÓGICO DEL DEPARTAMENTO DE LA GUAJIRA

Geología, recursos minerales y amenazas potenciales

Escala 1:250.000

VERSIÓN 2

Informe técnico preparado por

**Gabriel Rodríguez
Ana Cristina Londoño**

Medellín, enero 2002

CONTENIDO

1.	INTRODUCCIÓN	18
1.1	METODOLOGÍA	18
1.2	LOCALIZACIÓN	19
1.3	FISIOGRAFÍA	19
1.4	HIDROGRAFÍA	23
1.5	CLIMA	23
1.6	VEGETACIÓN	25
1.6.1	Matorral desértico subtropical (Md-st).....	25
1.6.2	Bosque seco subtropical (Bs-st)	26
1.6.3	Monte espinoso subtropical (Me-st):.....	26
1.6.4	Bosque seco tropical (Bs-t)	26
1.6.5	Zonas de reservas y parques nacionales naturales.....	26
1.7	SUELOS.....	29
1.8	POBLACIÓN	33
1.9	ACTIVIDAD ECONÓMICA	33
1.10	VÍAS DE COMUNICACIÓN E INFRAESTRUCTURA DE SERVICIOS.....	34
1.11	FUENTES DE INFORMACIÓN	37
2.	ESTRATIGRAFÍA	39
2.1	ROCAS METAMÓRFICAS	40
2.1.1	Grupo Macuira (PR?m)	40
2.1.1.1	Neis de Uray	42
2.1.1.2	Esquistos de Jutúruhu	45
2.1.1.3	Metamorfismo.....	47
2.1.1.4	Origen	48
2.1.1.5	Edad	48
2.1.1.6	Correlaciones	49
2.1.2	Leucogranito de Jojoncito (MPj).....	49
2.1.2.1	Origen	51
2.1.2.2	Edad y correlaciones.....	51
2.1.3	Metasedimentitas de Alas (PZ?a).....	52
2.1.3.1	Origen y edad.....	52
2.1.3.2	Correlaciones	53
2.1.4	Formación Jarara (K _{2j})	53
2.1.4.1	Metamorfismo.....	55
2.1.4.2	Origen	55
2.1.4.3	Edad	56
2.1.4.4	Correlaciones	56
2.1.5	Formación Etpana (K _{2e}).....	56
2.1.5.1	Metamorfismo.....	59
2.1.5.2	Origen	59
2.1.5.3	Edad	60
2.1.5.4	Correlaciones	60
2.1.6	Formación Paráuinkrein (K _{2p}).....	60
2.1.6.1	Metamorfismo.....	62

2.1.6.2	Edad	62
2.1.6.3	Correlaciones	62
2.1.7	Formación Ipanaruhu (K _{2i}).....	62
2.1.7.1	Metamorfismo.....	63
2.1.7.2	Edad	63
2.1.7.3	Correlaciones	63
2.1.8	Formación Carpintero (K _{2c}).....	63
2.1.8.1	Origen y edad.....	64
2.1.8.2	Correlaciones	64
2.1.9	Granulita de Los Mangos (MPgm).....	64
2.1.9.1	Metamorfismo.....	67
2.1.9.2	Edad y correlaciones.....	68
2.1.10	Neis de Buritaca (Neis de Don Diego, MacDonald & Hurley, 1969) (PR?nb)	69
2.1.10.1	Metamorfismo	70
2.1.10.2	Edad y correlaciones.....	71
2.1.11	Neis de Los Muchachitos (PR?nm).....	71
2.1.11.1	Metamorfismo	72
2.1.11.2	Edad.....	72
2.1.11.3	Correlaciones.....	72
2.2	ROCAS ÍGNEAS.....	74
2.2.1	Granodiorita de Siapana (J _{1gs}).....	74
2.2.1.1	Origen	77
2.2.1.2	Edad	77
2.2.1.3	Correlaciones	77
2.2.2	Granodiorita de Ipapure (K _{2gi}).....	77
2.2.2.1	Edad	78
2.2.2.2	Correlaciones	79
2.2.3	Serpentinita del Cabo de La Vela (K _{2scv}).....	79
2.2.3.1	Origen	80
2.2.3.2	Edad y correlaciones.....	80
2.2.4	Cuarzodiorita de Parashi (E _{2cp}).....	81
2.2.4.1	Origen	83
2.2.4.2	Edad y correlaciones.....	83
2.2.5	Batolito Central (J _{1bc}).....	84
2.2.5.1	Edad y correlación	84
2.2.6	Batolito de Patillal (J _{2bp}).....	84
2.2.6.1	Edad	86
2.2.6.2	Correlación.....	86
2.2.7	Batolito de Atanques (J _{ba}).....	86
2.2.7.1	Edad y correlaciones.....	87
2.2.8	Pórfidos Graníticos (J _{3pg}).....	87
2.2.8.1	Edad y correlación	88
2.2.9	Plutón de Buritaca (E _{2pb}).....	88
2.2.9.1	Edad	89
2.2.9.2	Correlaciones	89
2.2.10	Cuarzomonzonita de Palomino (E _{2cmp}).....	89

2.2.10.1	Edad y correlación.....	89
2.2.11	Riodacitas de Ipapure – cerro La Teta (Jri).....	90
2.2.11.1	Edad y correlaciones.....	90
2.2.12	Ignimbrita de Los Clavos (J _{1ic}).....	91
2.2.12.1	Edad y correlación.....	92
2.2.13	Vitrófiro Riolítico (J _{1vr}).....	92
2.2.13.1	Edad y correlación.....	93
2.2.14	Riodacita de Los Tábanos (J _{3rt}).....	93
2.2.14.1	Edad y correlación.....	95
2.2.15	Rocas Volcánicas no Diferenciadas (Jvnd).....	95
2.2.15.1	Correlación.....	96
2.2.16	Riolita del Golero (K _{1rg}).....	96
2.2.16.1	Origen.....	97
2.2.16.2	Edad.....	97
2.2.16.3	Correlación.....	97
2.2.17	Formación La Quinta (Jq).....	97
2.2.17.1	Origen.....	98
2.2.17.2	Edad.....	100
2.2.17.3	Correlaciones.....	100
2.3	ROCAS SEDIMENTARIAS.....	100
2.1.3.	Formación Rancho Grande (Jrg).....	100
2.3.1.1	Origen.....	101
2.3.1.2	Edad.....	101
2.3.1.3	Correlaciones.....	103
2.3.2	Formación Uipana (Ju).....	103
2.3.2.1	Origen.....	103
2.3.2.2	Edad y correlaciones.....	103
2.3.3	Formación Cheterló (J _{1ch}).....	105
2.3.3.1	Origen.....	107
2.3.3.2	Edad y correlaciones.....	107
2.3.4	Formación Cajú (J _{2c}).....	107
2.3.4.1	Origen.....	109
2.3.4.2	Edad y correlaciones.....	109
2.3.5	Formación Chinapa (J _{2ch}).....	109
2.3.5.1	Origen.....	111
2.3.5.2	Edad y correlaciones.....	111
2.3.6	Shale de Cuisa (Formación Jipi, Rollins, 1960, en Julivert, 1968) (J _{3sc}).....	111
2.3.6.1	Origen.....	113
2.3.6.2	Edad y correlaciones.....	113
2.3.7	Formación Poschachi (K _{1ps}).....	113
2.3.7.1	Edad.....	114
2.3.7.2	Correlaciones.....	114
2.3.8	Formación Palanz (K _{1p}).....	114
2.3.8.1	Origen.....	115
2.3.8.2	Edad y correlaciones.....	115
2.3.9	Grupo Yuruma.....	117
2.3.9.1	Formación Moina (K _{1m}).....	117

2.3.9.2	Formación Yuruma Superior (K _{1ys}).....	119
2.3.9.3	Origen	119
2.3.9.4	Edad y correlaciones.....	119
2.3.10	Grupo Cogollo.....	119
2.3.10.1	Formación Cogollo Inferior (K _{1c}).....	120
2.3.10.1.1	Origen.....	120
2.3.10.1.2	Edad.....	120
2.3.10.2	Formación Maraca (K _{1ma}).....	122
2.3.10.2.1	Origen.....	122
2.3.10.2.2	Edad.....	122
2.3.10.3	Formación Maraca (K _{1ma}).....	122
2.3.10.3.1	Origen.....	123
2.3.10.3.2	Edad.....	123
2.3.11	Formación La Luna (K _{2l}).....	123
2.3.11.1	Origen.....	124
2.3.11.2	Edad.....	124
2.3.11.3	Correlaciones.....	124
2.3.12	Formación Guaralamai (K _{2g}).....	126
2.3.12.1	Origen.....	126
2.3.12.2	Edad y Correlaciones.....	126
2.3.13	Formación Macarao (E _{2m}).....	128
2.3.13.1	Origen.....	128
2.3.13.2	Edad y correlaciones.....	128
2.3.14	Formación Siamaná (E _{3s}).....	130
2.3.14.1	Origen.....	132
2.3.14.2	Edad y correlaciones.....	132
2.3.15	Formación Uitpa (E _{3u}).....	133
2.3.15.1	Origen.....	135
2.3.15.2	Edad y correlaciones.....	135
2.3.16	Formación Jimol (N _{1j}).....	135
2.3.16.1	Origen.....	137
2.3.16.2	Edad y correlaciones.....	137
2.3.17	Formación Castilletes (N _{1c}).....	137
2.3.17.1	Origen.....	138
2.3.17.2	Edad y correlaciones.....	138
2.3.18	Formación Monguí (N _{1m}).....	138
2.3.18.1	Edad.....	140
2.3.19	Terrazas (Q _{1t}).....	140
2.3.20	Depósitos de abanicos y gravas (Q _{2g}).....	141
2.3.21	Depósitos de llanura aluvial (Q _{2ll}).....	141
2.3.22	Arenas eólicas (Q _{2a}).....	142
2.3.23	Depósitos costeros (Q _{2c}).....	142
2.3.24	Depósitos de cauce aluvial (Q _{2al}).....	143
2.3.25	Formación Corual (Tc).....	143
2.3.25.1	Edad y correlación.....	145
2.3.26	Formación Guatapurí (Tg).....	145
2.3.26.1	Origen.....	147

2.3.26.2	Edad y correlación.....	147
2.3.27	Rocas sedimentarias del Mioceno (N1)	148
2.3.27.1	Edad.....	149
2.3.28	Depósitos de morrenas (Q _{2m})	149
2.3.29	Metasedimentitas cámbricas y ordovícicas (εOms).....	149
2.3.29.1	Edad.....	152
2.3.29.2	Correlación	152
2.3.30	Rocas sedimentarias devónicas y carboníferas (DCs).....	153
2.3.30.1	Rocas sedimentarias devónicas	153
2.3.30.1.1	Edad y correlación.....	155
2.3.30.2	Rocas sedimentarias carboníferas.....	155
2.3.30.3	Origen	157
2.3.30.3.1	Edad y correlación.....	157
2.3.31	Rocas sedimentarias pérmicas (Ps)	157
2.3.31.1	Edad y correlación.....	158
2.3.32	Formación Río Negro (K ₂).....	158
2.3.32.1	Edad y correlaciones.....	159
2.3.33	Formación Colón (K _{2cl}).....	159
2.3.33.1	Origen	161
2.3.33.2	Edad y correlación.....	161
2.3.34	Formación Hato Nuevo (K _{2hn})	161
2.3.34.1	Edad y correlación.....	162
2.3.35	Rocas sedimentarias eocenas (E _{2s})	162
2.3.35.1	Formación Manantial.....	162
2.3.35.1.1	Edad y correlación.....	162
2.3.35.2	Formación Cerrejón.....	163
2.3.35.2.1	Edad.....	165
2.3.35.2.2	Correlación.....	165
2.3.35.3	Formación Aguas Nuevas.....	165
2.3.35.3.1	Edad y correlación.....	166
3.	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	167
3.1	PENÍNSULA DE LA GUAJIRA	170
3.1.1	Fallas de dirección N-NE a NE	170
3.1.1.1	Falla Ororio	170
3.1.1.2	Falla Iitujuru	172
3.1.1.3	Falla Uraitchipa.....	172
3.1.1.4	Sistema de Fallas de Alas	173
3.1.1.5	Falla Santa Ana	173
3.1.1.6	Falla Kasipoch	173
3.1.1.7	Falla Puralapo	174
3.1.1.8	Falla Simarúa	174
3.1.1.9	Sistema de Fallas de Cosinas.....	175
3.1.2	Fallas de dirección E-W a NW-SE.....	177
3.1.2.1	Falla Macuira	177
3.1.2.2	Falla Nazareth	177
3.1.2.3	Falla Huimatirra.....	177

3.1.2.4	Falla Narap.....	178
3.1.2.5	Falla Cuisa.....	178
3.1.2.6	Falla Oca.....	179
3.1.3	Foliación.....	182
3.2	SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA.....	183
3.2.1	Sistema de Fallas Santa Marta - Bucaramanga.....	185
3.3	SERRANÍA DE PERIJÁ.....	186
3.3.1	Fallas de dirección N35°E.....	188
3.3.1.1	Falla Ranchería.....	189
3.3.1.2	Falla Cerrejón.....	189
3.3.1.3	Falla Yaya.....	189
3.3.1.4	Falla Las Minas.....	190
3.3.1.5	Falla Monte Lía.....	190
3.3.1.6	Falla La Colonia.....	190
3.3.2	Fallas de dirección estructural NNW-SSE.....	190
3.3.3	Fallas de dirección estructural E-W.....	190
3.3.3.1	Falla La Palma.....	191
3.3.3.2	Falla Surimena.....	191
3.3.3.3	Falla Juan Simón.....	191
3.3.3.4	Falla Marimonda.....	191
3.3.4	Dirección estructural NW -SE.....	192
3.3.4.1	Falla Masteban.....	192
3.3.4.2	Falla Capuchino.....	192
3.3.4.3	Falla El Molino.....	193
3.3.4.4	Falla Villanueva.....	193
3.3.5	Plegamientos.....	193
4.	RECURSOS MINERALES.....	194
4.1	METALES Y MINERALES PRECIOSOS.....	195
4.2	METALES BÁSICOS.....	196
4.3	METALES DE LA INDUSTRIA DEL ACERO.....	199
4.4	MINERALES Y ROCAS INDUSTRIALES.....	200
4.4.1	Yeso.....	200
4.4.2	Sal.....	202
4.4.3	Calizas.....	202
4.4.4	Mármol.....	204
4.4.5	Fosfatos.....	205
4.4.6	Baritina.....	206
4.4.7	Talco, magnesita, asbesto y vermiculita.....	207
4.4.8	Micas.....	208
4.4.9	Feldespatos.....	208
4.5	MINERALES ENERGÉTICOS.....	210
4.5.1	Carbón.....	210
4.5.2	Gas natural.....	213
4.6	MATERIALES DE LA CONSTRUCCIÓN.....	215
4.6.1	Arcillas.....	215
4.6.2	Arenas y gravas.....	216

4.6.3.	Triturados	216
4.7	RECURSOS HÍDRICOS	217
4.8	ACTIVIDAD MINERA EXTRACTIVA	220
5.	GEOMORFOLOGÍA Y AMENAZAS NATURALES	222
5.1	GEOMORFOLOGÍA	222
5.1.1	Unidades geomorfológicas de la zona litoral	222
5.1.1.1	Unidades y rasgos asociados a costas bajas	222
5.1.1.2	Unidades y rasgos geomorfológicos asociados a costas elevadas	224
5.2	AMENAZAS NATURALES	228
5.2.1	Terremotos	230
5.2.2	Fenómenos asociados a la línea de costa	230
5.2.3	Avenidas torrenciales	230
5.2.4	Avenidas torrenciales	233
5.2.5	Erosión y desertificación	233
6.	EVOLUCIÓN GEOLÓGICA	235
6.1	EVOLUCIÓN TEUTÓNICA	244
6.1.1	Cretácico tardío - Paleoceno	244
6.1.2	Eoceno	244
6.1.3	Eoceno tardío - Oligoceno	246
6.1.4	Mioceno - Plioceno	250
6.1.5	Plioceno - Pleistoceno (Orogenia Andina)	250
7.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	253

FIGURAS

Figura 1. Localización del Departamento de La Guajira.....	20
Figura 2. División política del Departamento de La Guajira	21
Figura 3. Regiones del Departamento de La Guajira	22
Figura 4. Mapa hidrográfico del Departamento de La Guajira	24
Figura 5. Parques naturales del Departamento de La Guajira	27
Figura 6. Mapa de suelos del Departamento de La Guajira	30
Figura 7. Vías de comunicación del Departamento de La Guajira.....	35
Figura 8. Fuentes de información mapa del Departamento de La Guajira.....	38
Figura 9. Afloramientos rocas metamórficas en el Departamento de La Guajira	41
Figura 10. Afloramientos del Neis de Uray. Arroyo Magnaripa.....	43
Figura 11. Bandeamiento y laminación interna en el Neis de Uray. 2 km al noreste del cerro Jimulu.	43
Figura 12. Neis de almandino, hornblenda y plagioclasa del Neis de Uray.....	44
Figura 13. Feldespato mesopertítico y neis de cuarzo y feldespato con monacita en el Leucogranito de Jojoncito. a) Mesopertita en el Leucogranito de Jojoncito; Pr: Pertita; Q: Cuarzo. b) Textura granoblástica lenticular en el leucogranito de Jojoncito. Q: Cuarzo; Mn: Monacita.	50
Figura 14. Filitas negras con intercalaciones delgadas de metarenitas cuarzosas en la Formación Jarara. Sección Arroyo Tumaka	53
Figura 15. Briozoarios del Cretácico Superior en la Formación Jarara	54
Figura 16. Filita cuarzosa plegada de la Formación Etpana.....	58
Figura 17. Filitas con capas arenosas más resistentes de la Formación Parauinkrein.....	61
Figura 18. Granulita máfica en la Granulita de Los Mangos. a) Nicoles II, Bt: Biotita; Cpx: Clinopiroxeno. b) Nicoles X.....	65
Figura 19. Granulita cuarzo pertítica con texturas de intercrecimiento simplectítico. Textura <i>drop like</i> en granulitas hornbléndicas de la Granulita de Los Mangos. Hb: Hornblenda. Q: Cuarzo; Pr: Pertita. Nicoles X.	66
Figura 20. Granulita calcárea de textura granoblástica en la Granulita de Los Mangos. Cc: Calcita. Cpx: Clinopiroxeno; Opx: Ortopiroxeno. Nicoles X.	67

Figura 21. Neis horbléndico en el Nesi de Buritaca, textura grano – nematoblástica. a) Nicoles II. Hb: Hornblenda. Q: Cuarzo; P: Plagioclasa. Bt: Biotita. b) Nicoles X. c) Nicoles II. Textura néisica definida por orientación de hornblenda. Hb: Hornblenda. P: Plagioclasa. Q: Cuarzo.	70
Figura 22. Textura augen en el Neis de Los Muchachitos. a) II. Hb: hornblenda. Q: Cuarzo; Anf: Anfíbol uralítico. b) Nicoles X.....	73
Figura 23. Afloramiento de rocas ígneas en La Guajira.....	74
Figura 24. Granodiorita de Siapana.....	75
Figura 25. Textura hipidiomórfica inequigranular de la Granodiorita de Siapana: cristales zonados de plagioclasa (P) con biotita (Bt) en láminas finas no orientadas. Nicoles X.	76
Figura 26. Textura alotriomórfica inequigranular masiva típica de la Granodiorita de Ipapure: Plagioclasa (P) Subhedral gruesogranular: zonada; Feldespato potásico (Fk)	78
Figura 27. Serpentinitas del Cabo de La Vela.....	79
Figura 28. Bloques de la Cuarzodiorita de Parashi. 1,5 km al sureste de Parashi.....	81
Figura 29. Microfotografía de roca típica de la Cuarzodiorita de Parashi. Nícoles cruzados, 30X.	82
Figura 30. Columna estratigráfica de La Formación La Quinta, Sección Cuchilla de Pereira cerca a La Paz.	99
Figura 31. Columna estratigráfica de la Formación Rancho Grande. Sección Cerro Cojoro	102
Figura 32. Columna estratigráfica de la Formación Uipana. Localidad Tipo, cerro Cojoro.	104
Figura 33. Columna estratigráfica de la Formación Cheterlo. Sección Tipo, un km al sur de Cheterló	106
Figura 34. Columna estratigráfica de la Formación Cajú. Sección Tipo.	108
Figura 35. Columna estratigráfica de la Formación Chinapa. Sección de referencia, cerro Pachepa.....	110
Figura 36. Columna estratigráfica del <i>Shale</i> de Cuisa. Sección de referencia un km al oeste de Jipi.....	112

Figura 37. Columna estratigráfica de la Formación Palanz. Sección de referencia del Miembro Kesima, Quebrada Borochio.....	116
Figura 38. Columna estratigráfica del Grupo Yuruma.....	118
Figura 39. Columna estratigráfica de la Formación Cogollo Inferior. 3,5 km al oeste de Tienda Monojoi	121
Figura 40. Columna estratigráfica de la Formaciones Maraca y La Luna. 4 km al noroeste de la Flor de La Guajira.....	125
Figura 41. Columna estratigráfica de la Formación Guaralamai. Localidad tipo, 4 km al noroeste de La Flor de La Guajira.....	127
Figura 42. Columna estratigráfica de la Formación Macarao. Sección Tipo, 1,5 km al noroeste de Tienda Flor de Guajira.	129
Figura 43. Columna estratigráfica de la Formación Siamana. Sección Tipo, población de Siamana.	131
Figura 44. Columna estratigráfica de la Formación Uítpa. Sección Tipo, población de Uítpa.	134
Figura 45. Columna estratigráfica de la Formación Jimol. Sección de referencia, localidad de Guaranies	136
Figura 46. Columna estratigráfica de la Formación Castilletes. Sección Tipo, 8,5 km al este de Castilletes, La Salina.....	139
Figura 47. Columna estratigráfica de las rocas del Cámbrico – Ordovícico. Sección al este de Manaure, Cesar.....	151
Figura 48. Columna estratigráfica de las rocas del Devónico.....	154
Figura 49. Columna estratigráfica de las rocas del Carbonífero y Pérmico.....	156
Figura 50. Columna estratigráfica de la Formación Colón, Sección Río Molino, La Guajira.	160
Figura 51. Columna estratigráfica de la Formación Cerrejón	164
Figura 52. Marco tectónico regional, Placa Caribe, Suramérica y Nazca.....	168
Figura 53. Bloques tectónicos que conforman La Guajira	169
Figura 54. Trenes estructurales dominantes de La Guajira	171
Figura 55. Bloque Cosinas ,. Sistema de Fallas, rotación y deformación del bloque	176
Figura 56. Corte sísmico de la Falla Oca	181

Figura 57. Sierra nevada de Santa Marta.....	184
Figura 58. Estructuras en la serranía de Perijá	188
Figura 59. Zonas cupríferas de la serranía de Perijá.....	197
Figura 60. Mapa de áreas potenciales.....	201
Figura 61. Salinas de Manaure	203
Figura 62. Vena de baritina y venillas que cortan tobos.....	207
Figura 63. Vena de magnesita superficial en el cabo de La Vela.....	209
Figura 64. Distribución porcentual de la producción nacional de carbón por regiones	212
Figura 65. Áreas y sitios con estudios hidrogeológicos en el Departamento de La Guajira	219
Figura 66. Materiales explotados en el Departamento de La Guajira y estado de actividad (Castiblanco <i>et al.</i> , 1999).....	221
Figura 67. Dunas cerca de la Flor de La Guajira.....	224
Figura 68. Colinas de la serranía de Carpintero	226
Figura 69. Zonas de Amenaza sísmica en el Departamento de La Guajira (AIS- INGEOMINAS).....	232
Figura 70. Grados de erosión en la parte sur del departamento.	234
Figura 71. Posición de Suramerica durante el Cretácico Superior - Paleoceno	245
Figura 72. Deformación y angulo de rotación.....	247
Figura 73. Rotación de la parte norte de la placa Suramericana durante el Eoceno - Oligoceno.....	248
Figura 74. Apertura de la cuenca del Bajo Magdalena.....	249
Figura 75. Posición de La Guajira y Sierra Nevada de Santa Marta hoy.....	251

TABLAS

Pág.

Tabla 1. Sistema de Parques Nacionales Naturales del Departamento de La Guajira.	28
Tabla 2. Reservas forestales nacionales.	29
Tabla 3. Composición modal del Leucogranito de Jojoncito (Álvarez, 1967).....	51
Tabla 4. Edades radiométricas de la Granulita de Los Mangos	69
Tabla 5. Abundancia de las variedades de serpentinita en el cabo de La Vela y áreas aledañas (Álvarez, 1967).	80
Tabla 6. Aspectos mineros de la explotación de oro en el Departamento de La Guajira .	196
Tabla 7. Mineralizaciones de Cu en el Departamento de La Guajira	199
Tabla 8. Aspectos mineros de la explotación de caliza.....	204
Tabla 9. Aspectos mineros de la explotación de carbón en el Departamento de La Guajira.	211
Tabla 10. Recursos y reservas carboníferas en el Departamento de La Guajira.	213
Tabla 11. Reservas de carbón 1998 en millones de toneladas en Colombia.....	213
Tabla 12. Calidad de los carbones del Departamento de La Guajira.	214
Tabla 13. Potencial probable de producción para exportación en La Guajira, en miles de tonelada	214
Tabla 14. Aspectos mineros de la explotación de arena de río.....	216
Tabla 15. Distribución del número de minas según el mineral explotado.	220
Tabla 16. Cantidad de explotaciones encontradas en los diferentes municipios y tipo de minería.	221
Tabla 17. Desastres naturales registrados históricamente en el Departamento de La Guajira.	229
Tabla 18. Sismos instrumentales en el Departamento de La Guajira.....	231
Tabla 19. Unidades metamórficas de la península de La Guajira y la Sierra Nevada de Santa Marta y posibles correlaciones.....	236
Tabla 20. Cuerpos ígneos intrusivos en el Departamento de La Guajira.	238

Tabla 21. Eventos volcánicos registrados en el Departamento de La Guajira	239
Tabla 22. Rocas sedimentarias en el Departamento de La Guajira	241

RESUMEN

El Departamento de La Guajira está situado en el extremo norte de Colombia, en la parte más septentrional de la América del Sur, donde interactúan las placas del Caribe y Suramérica; dicha interacción, sumada a los eventos orogénicos que han afectado el territorio colombiano, ha causado que las unidades geológicas que afloran en el área presenten diferentes estilos estructurales relacionados a cada uno de dichos eventos.

Estos bloques están constituidos por unidades de roca que comprenden un amplio rango de edades y ambientes de formación, con edades asignadas desde el Proterozoico hasta el Reciente. Desde el punto de vista geológico, se reconoce la existencia de tres bloques geológico estructurales que hacen parte del departamento: 1) El área al norte de la Falla Oca, que comprende la península de La Guajira, dividida en dos zonas denominadas alta y baja Guajira. 2) El área entre las fallas Oca y Santa Marta - Bucaramanga en la cual se distingue la Sierra Nevada de Santa Marta. Y 3) una zona que comprende la serranía de Perijá y el valle de los ríos Cesar y Ranchería.

Dos trenes estructurales dominan la tectónica regional de La Guajira: uno regional de dirección N-NE a N-E, presente a todo lo largo de Los Andes de Colombia, las evidencias superficiales indican que las fallas de este sistema fueron activas hasta finales del Cretácico y principios del Paleógeno. Un tren estructural E-W a NW-SE compuesto por fallas de movimiento dextral con una importante componente vertical, que se caracteriza por cortar y desplazar el tren regional N-NE a N-E; la estructura más importante de este sistema es la Falla Oca que representa el límite sur del sistema; este tren tuvo su mayor actividad durante el Eoceno - Oligoceno.

Los principales recursos minerales que se explotan son carbón, sal y materiales de la construcción. La Guajira presenta grandes ventajas para la exploración y la extracción de recursos minerales con relación a otras regiones del país, como la variedad de litología, la ubicación geográfica, costas sobre el océano Atlántico, un mercado potencial con los países del Caribe y Venezuela, además de la infraestructura existente y la fácil implementación de ésta.

El Departamento de La Guajira tiene una configuración de unidades de paisaje variable desde planicies costeras y playas hasta valles y zonas de alta montaña cada una de ellas con unidades geomorfológicas particulares que implican un origen diferente.

Por su posición geográfica, características geológicas, tectónicas y climáticas, se encuentra expuesto a diferentes fenómenos naturales como sismos, deslizamientos locales, inundaciones, huracanes, procesos de desertificación y erosión, y tempestades que han causado pérdidas tanto de vidas humanas como económicas.

La evolución geológica de la región está ligada, hasta finales del Cretácico y principios del Paleógeno, a los eventos que originaron la parte norte de Los Andes, momento en el cual el paso de la Placa Caribe por el borde noroccidental de Suramérica causa la acreción de algunos terrenos que corresponden a las litologías aflorantes al occidente de la Falla Sevilla y de las fallas Simarúa - Ororio. A partir del Eoceno temprano - medio, los bloques que la

conforman, en particular la Sierra Nevada de Santa Marta y la península de La Guajira, tuvieron un importante cambio causado por el choque de la Placa Caribe contra la Placa Suramericana, que desligó parcialmente estos bloques de la evolución de la parte norte de la Cordillera de Los Andes, y generó la apertura de la Cuenca del Bajo Magdalena y los sistemas de fallas de Santa Marta - Bucaramanga y las de dirección E-W como Oca y Cuisa).

1. INTRODUCCIÓN

El mapa geológico de La Guajira y su memoria explicativa son el resultado de la compilación de trabajos de cartografía e investigación llevados a cabo por numerosos investigadores, geólogos y mineros nacionales y extranjeros durante más de cincuenta años, que con su trabajo han contribuido al conocimiento básico de la geología del departamento y sin cuyo esfuerzo y dedicación no hubiese sido posible realizar este trabajo.

El mapa geológico de La Guajira se preparó teniendo en cuenta las diferentes aplicaciones que tiene un documento de esta naturaleza, tanto para la evaluación de los recursos no renovables como para el análisis de los problemas geológicos involucrados en la ejecución de las obras de infraestructura básica para el desarrollo de la región. Este trabajo desempeñará un papel fundamental en el diseño y la construcción de obras civiles, la prospección de recursos naturales no renovables y la elaboración de mapas de ordenamiento del medio físico.

La cartografía geológica suministra la información básica para la elaboración de un plan de desarrollo minero acorde con el entorno físico y condiciones del área seleccionada y la memoria explicativa que acompaña el mapa amplía, desde el punto de vista litoestratigráfico, tectónico, económico y de amenazas naturales, la información consignada a escala 1:250.000.

La descripción de las unidades litológicas se ha hecho de acuerdo con su cronología, teniendo en cuenta la leyenda del mapa y sus ambientes de formación y la relación existente con la evolución geomorfológica actual y los procesos tectónicos que sobre ella han actuado a través del tiempo. El capítulo de geología económica define y describe las posibilidades de encontrar recursos minerales de importancia económica, con base en el análisis de los ambientes geológico tectónicos presentes en el departamento y describe aquellos que se están explotando. Los depósitos y yacimientos minerales desempeñan un papel primordial en la economía del departamento. Algunos de estos depósitos se han desarrollado en las últimas tres décadas, y han convertido la minería en una fuente importante de empleo y riqueza, la cual hoy constituye el renglón más importante de la economía del departamento y tiene promisorias perspectivas.

1.1 METODOLOGÍA

La base topográfica del departamento, a escala 1:250.000, se tomó de las planchas departamentales elaboradas por el IGAC y digitalizada por INGEOMINAS en 1999, la cual sirvió como base para consignar la información geológica básica: geología, tectónica y estructuras mayores. En la compilación se mantienen, en términos generales, los límites, tipos de contactos y nombres de unidades establecidas por los diferentes autores de trabajos

anteriores, y se efectuaron ajustes en aquellas unidades sobre las cuales se tienen avances en el conocimiento geológico.

La información geológica se obtuvo, en general, de trabajos de tesis de doctorado realizados en la década de los 60 del siglo XX y se complementó, en algunas áreas, con informes y artículos publicados en revistas nacionales e internacionales sobre trabajos específicos de geología, geología económica, tectónica, amenazas geológicas y evolución geológica.

La memoria explicativa es el resultado de la revisión de la información bibliográfica disponible, además del conocimiento y la interpretación realizada para algunos capítulos por parte de los autores, fundamentados en los datos bibliográficos y el conocimiento de la geología del país, con la colaboración del geólogo Humberto González I., en lo referente a correcciones y conceptos sobre el modelo evolutivo de la región norte de Colombia. Una vez terminada la recopilación geológica en formato análogo ésta se digitalizó.

1.2 LOCALIZACIÓN

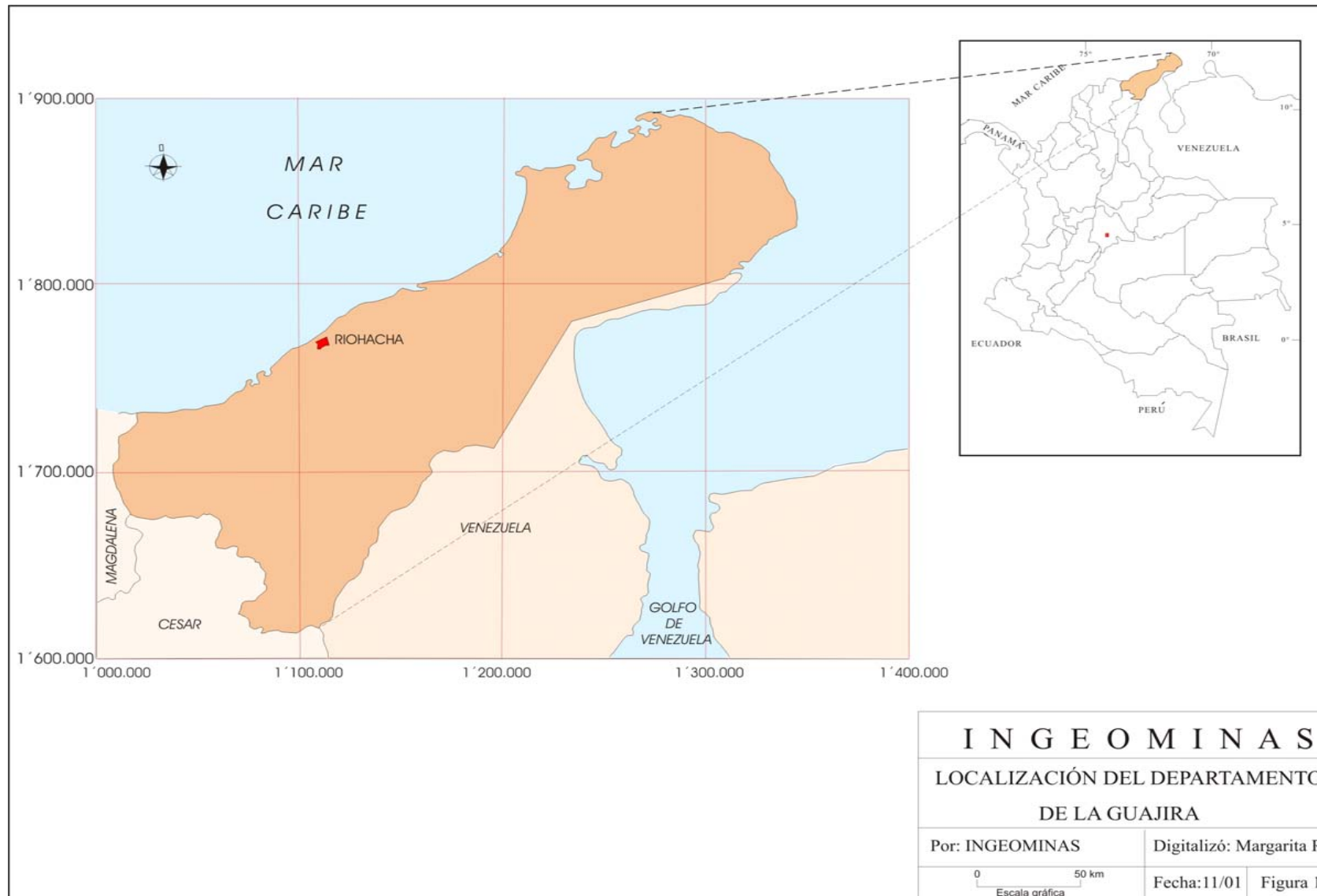
El Departamento de La Guajira está situado en el extremo norte de Colombia, en la parte más septentrional de la América del Sur, localizado entre los 10°23' y 12°28' de latitud norte y los 71°06' y 73°39' de longitud oeste. Cerca de la mitad corresponde a la península de La Guajira, bañada al oeste y norte por el mar Caribe y al este por las aguas del Golfo de Venezuela (Figura 1) (IGAC, 1996).

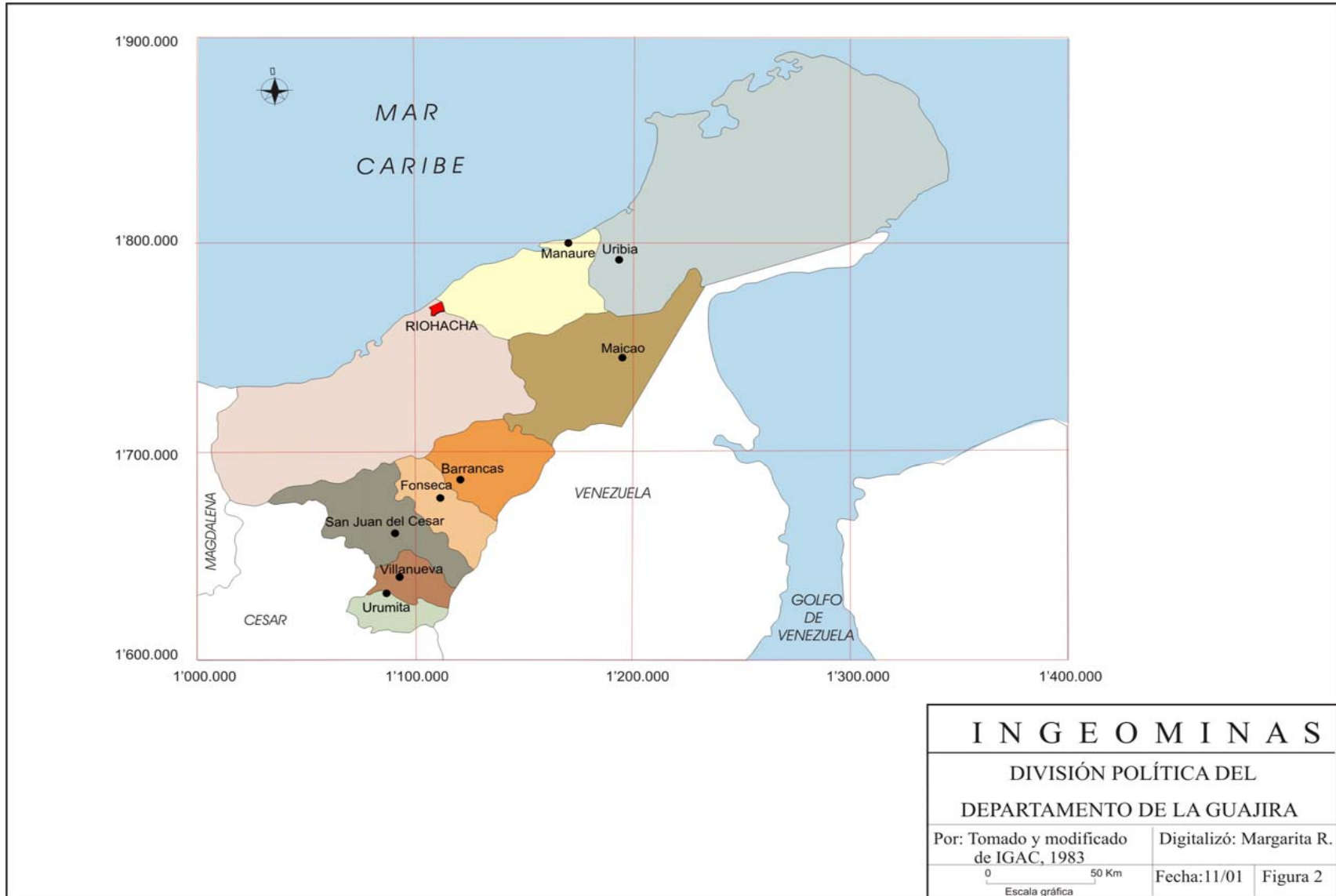
Tiene una superficie de 20.848 km², lo que representa el 1,82% del área total del país. Limita por el norte con el mar Caribe, por el este con el mar Caribe y la República de Venezuela, por el sur con el Departamento del Cesar (franja de territorio en litigio), y por el oeste con el Departamento del Magdalena y el mar Caribe (IGAC, 1996).

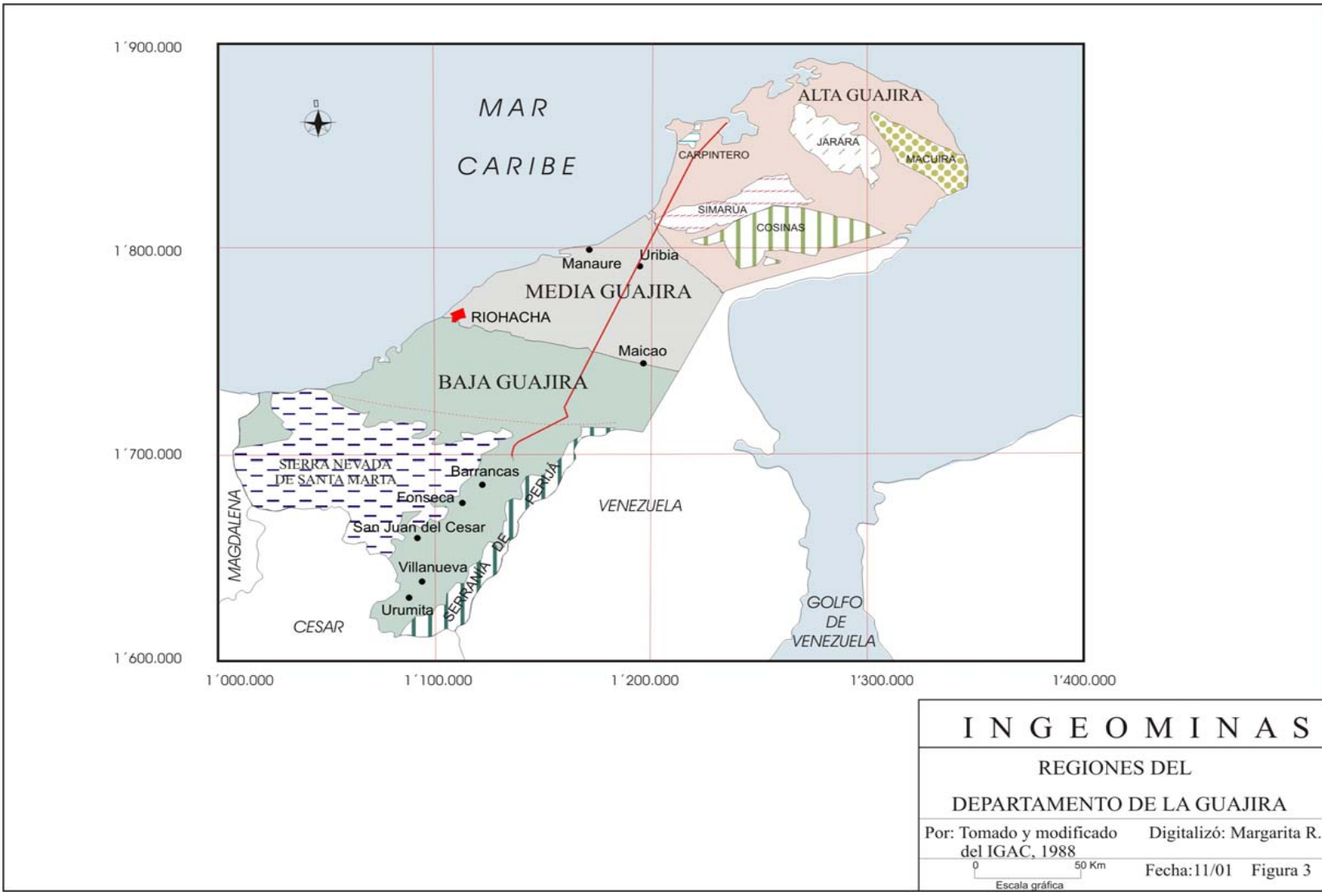
El departamento está dividido en 11 municipios: Riohacha es la ciudad capital, Barrancas, El Molino, Fonseca, Hato Nuevo, Maicao, Manaure, San Juan del Cesar, Uribia, Urumita y Villanueva (Figura 2); 44 corregimientos, 69 inspecciones de policía y numerosos caseríos y sitios poblados por indígenas conocidos como rancherías. Los municipios están agrupados en siete (7) círculos notariales, con un total de ocho (8) notarías; un círculo principal de registro cuya cabecera es Riohacha y dos (2) oficinas seccionales de registro, con cabeceras en San Juan del Cesar y Maicao (IGAC, 1996).

1.3 FISIOGRAFÍA

El territorio departamental corresponde en su mayor parte a la península de La Guajira. El relieve incluye montañas, acantilados, planicies y dunas. La Guajira ha sido subdividida por su configuración territorial en tres grandes regiones de noreste a suroeste: Alta Guajira, Media Guajira y Baja Guajira (IGAC, 1996) (Figura 3).







I N G E O M I N A S

REGIONES DEL
DEPARTAMENTO DE LA GUAJIRA

Por: Tomado y modificado del IGAC, 1988 Digitalizó: Margarita R.

0 50 Km Fecha: 11/01 Figura 3

Escala gráfica

La primera, situada en el extremo peninsular, es semidesértica, de escasa vegetación, donde predominan los cactus y cardonales, y presenta algunas serranías que no sobrepasan los 650 m sobre el nivel del mar, como la de Macuira, Jarara, Cosinas, Carpintero y el cerro La Teta (IGAC, 1996). La segunda región abarca la parte central del departamento, de relieve plano y ondulado, y un poco menos árido; predomina el modelado de dunas y arenales (IGAC, 1996).

La tercera región, corresponde a la Sierra Nevada de Santa Marta y a los montes de Oca; es más húmeda, de tierras cultivables y posee todos los pisos térmicos. La Sierra Nevada de Santa Marta se localiza al suroeste del departamento, y corresponde a una zona montañosa muy quebrada que alcanza alturas por sobre los 4.500 msnm (IGAC, 1996).

Son extensas y llamativas las planicies semidesérticas y las dunas cerca al mar. La faja costera guajira alterna con trayectos de costa acantilada y de costa rectilínea; los principales accidentes costeros son las bahías de Portete, Honda, Hondita y Cocineta, el cabo de La Vela, y las puntas Coco, Aguja y Gallina y la boca de Camarones (IGAC, 1996).

1.4 HIDROGRAFÍA

El curso de agua más importante es el río Ranchería, que nace en la Sierra Nevada de Santa Marta y desemboca en el mar Caribe; recoge el agua de los cursos de la parte norte de la Sierra Nevada de Santa Marta y parte de los cursos del sector noroccidental de la serranía de Perijá.

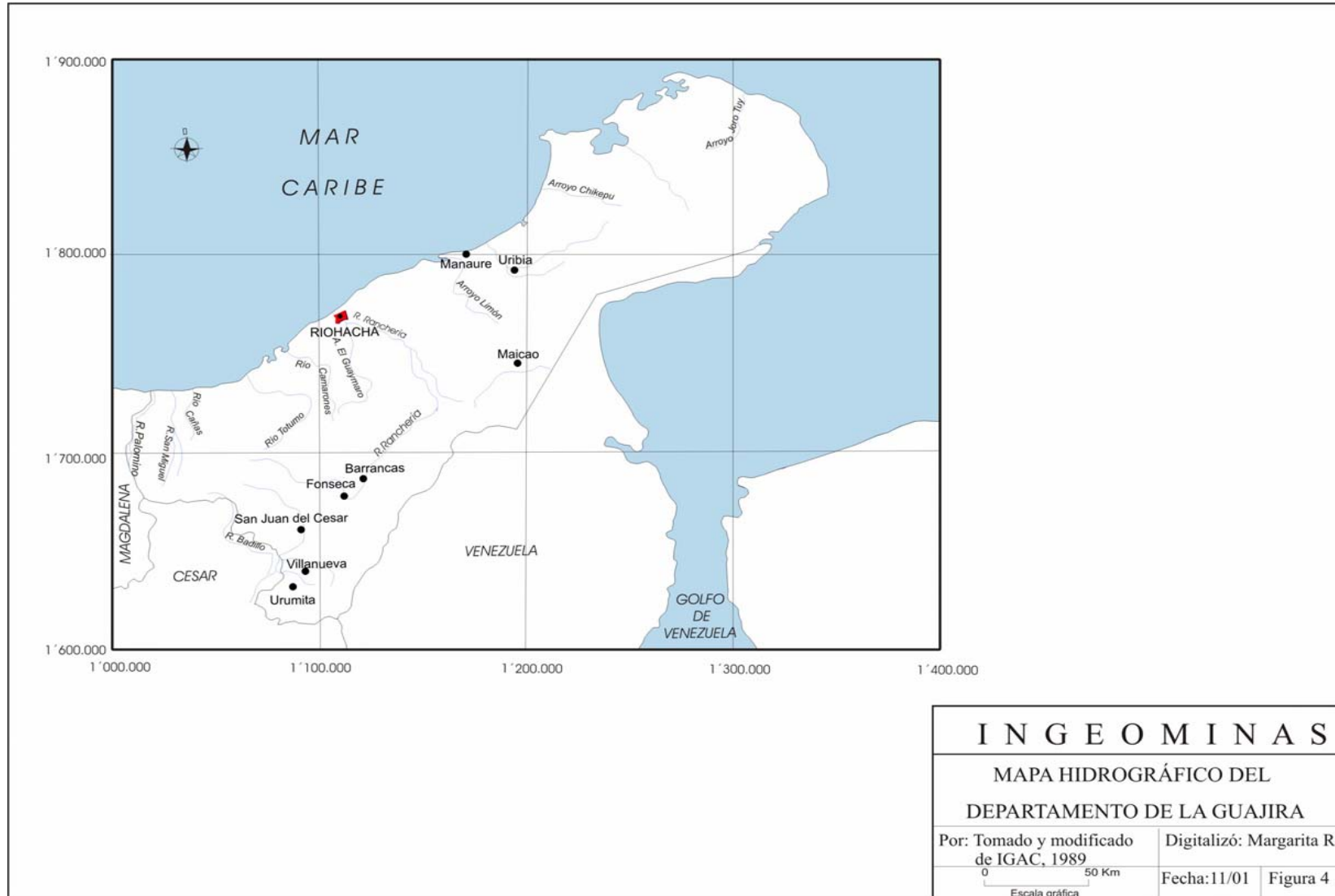
Muchas de las corrientes de La Guajira son insuficientes y de curso temporal; entre ellas están los ríos Ancho, Camarones, Cañas, Garavito, Lucuici, Sillamaná, San Francisco, San Miguel y San Salvador, los cuales corren en las temporadas de lluvias (Figura 4).

1.5 CLIMA

La Guajira tiene una variedad de climas de acuerdo con su orografía y comprende área nival en la Sierra Nevada de Santa Marta con temperaturas bajo cero, zona de páramos, en el cerro Pintao, y zona costera a nivel del mar con temperatura promedio anual de 29°C.

El 94% del territorio es cálido y seco al nivel del mar y en las zonas bajas, con temperaturas anuales promedio de 29°C, 3% es de clima medio y subhúmedo, 2% es de clima frío y húmedo, y 1% con temperaturas bajo cero en el área nival de la Sierra Nevada de Santa Marta (CORPOGUAJIRA, 1995).

El clima de La Guajira, especialmente en la península, es árido, seco y de altas temperaturas, modificadas un poco con la brisa marina y los vientos alisios del noreste que soplan durante la mayor parte del año. Su régimen es estacional y coincide con períodos de invierno y verano. De diciembre a mayo, las velocidades son de 13 a 15 nudos con dirección preferencial del noreste y de junio a noviembre las velocidades son bajas, motivo por el cual los meses de escasos vientos son los de mayor precipitación (IGAC, 1996).



Los alisios transportan hacia el costado noreste de la Sierra Nevada de Santa Marta las nubes, por lo que esta región se constituye en la de mayor precipitación. Las lluvias son escasas y se presentan generalmente en los meses de septiembre a noviembre, cuando la Zona de Convergencia Tropical (ZCIT) se desplaza hacia el norte (IGAC, 1996).

El régimen de lluvias es de tipo bimodal, caracterizado por dos períodos de mayor precipitación (abril - junio y septiembre - noviembre) alternados con dos de menores lluvias (diciembre - marzo y julio - agosto). El segundo período de mayores lluvias es el de mayor peso relativo frente al total anual, con promedios hasta del 55% contra un 20% del primer período. Las épocas de menores lluvias aportan un 25% en promedio anual, pero en zonas como Bahía Honda y Uribia la contribución sólo llega al 5% anual. Lo anterior unido a las altas temperaturas y alta evapotranspiración favorece las condiciones de aridez que se presentan en la Alta Guajira (CORPOGUAJIRA, 1995).

El patrón de distribución de lluvias presenta aumentos del noreste al suroeste, entre valores que van de 500 mm/año en la Alta Guajira, hasta valores que sobrepasan los 2.000 mm en las estribaciones de la Sierra Nevada de Santa Marta. La menor precipitación se presenta en la Alta Guajira con promedio anual de 250 mm/año; esto se debe a la acción de los vientos alisios del noreste, los cuales son de gran influencia en la caracterización del régimen climático (IGAC, 1996).

1.6 VEGETACIÓN

La Guajira es la zona de menor cobertura boscosa de Colombia, la superficie total del departamento es de 12.817,3 hectáreas, con aproximadamente 530.000 hectáreas de cobertura boscosa, de las cuales 389.300 se localizan en la Sierra Nevada de Santa Marta, en cuyo interior se encuentra el Parque Nacional Natural Sierra Nevada de Santa Marta (383.000 hectáreas), creado por la Resolución 4 de 1969 y Resolución Ejecutiva 164 de junio de 1977. Adicionalmente, en el departamento existen sectores de bosques xerofíticos, utilizados para ramoneo del ganado, leña y carbón vegetal, ecosistemas no boscosos terrestres y acuáticos. Los terrestres están representados por los páramos y nivales, las zonas semiáridas y áridas, y las sabanas. Los acuáticos corresponden a humedales de agua salada, constituidos por arrecifes coralinos, praderas marinas, costas marinas, estuarios, manglares, lagunas y pantanos salobres, y humedales de agua dulce. Según la clasificación ecológica basada en las zonas de vida de Holdridge, en La Guajira se encuentran formaciones ecológicas correspondientes a:

1.6.1 Matorral desértico subtropical (Md-st)

Se localiza en una amplia zona de la Alta Guajira, influenciada por los vientos alisios, en donde existe alta desertificación y el uso del suelo es restringido debido a las condiciones críticas de humedad (área de 4.384 km²).

1.6.2 Bosque seco subtropical (Bs-st)

Abarca parte de los municipios de Riohacha y Maicao; lo constituye una franja transversal de unos 15 a 20 km de ancho, la cual está delimitada por una biotemperatura promedio anual de 26°C con precipitaciones que oscilan entre 500 y 1.000 mm/año y predominio de vegetación leguminosa xerofítica. También se encuentra un área de esta misma formación en la serranía de Macuira, donde la evapotranspiración es mayor que la precipitación, en un área aproximada de 2.608 km² (IGAC, 1996).

1.6.3 Monte espinoso subtropical (Me-st):

Abarca los municipios de Uribia, Manaure y parte de Maicao, se extiende hasta la zona circundante de las serranías de Macuira, Jarara y Cosinas en la Alta Guajira. Los límites de precipitación anual están entre 300 y 400 mm y comprende un área aproximada de 5.604 km² (IGAC, 1996).

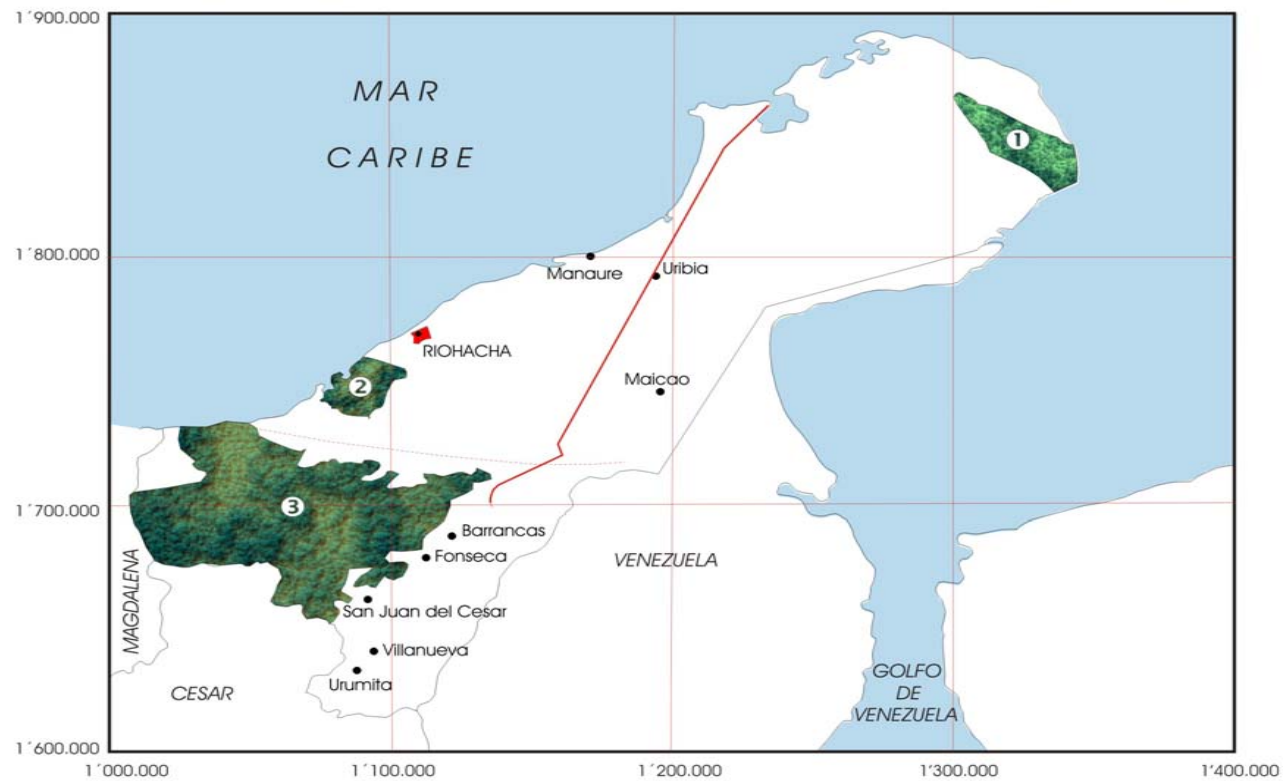
1.6.4 Bosque seco tropical (Bs-t)

En esta formación se ubican los mayores potenciales agrícolas y ganaderos del departamento. Se localiza a partir de los piedemontes de la Sierra Nevada de Santa Marta y la serranía del Perijá, en los valles de los ríos Ranchería, Cesar y algunos de la Troncal Caribe. Su vegetación es variada y de gran biodiversidad y su área aproximada es de 4.269 km². Los bosques primarios han desaparecido y se han convertido en zonas agrícolas (IGAC, 1996).

Otras formaciones ecológicas, tales como bosque húmedo tropical (bh-T), bosque húmedo premontano (bh-PM), bosque muy húmedo premontano (bmh-PM), bosque muy húmedo montano bajo (bmh-Mb), bosque muy húmedo montano (bmh-M), bosque seco premontano (bs-PM) y bosque pluvial montano (bp-M) se encuentran tanto en la Sierra Nevada de Santa Marta como en la zona del cerro Pintao en la serranía del Perijá (IGAC, 1996).

1.6.5 Zonas de reservas y parques nacionales naturales

En el Departamento de La Guajira existen zonas especiales, tales como la Sierra Nevada de Santa Marta, que también hace parte de los departamentos de Magdalena y Cesar, el Parque Nacional Natural Macuira, el Santuario de Flora y Fauna Los Flamencos y áreas de protección especial como Musichi, Ahuyama, Portete, Yumaco, que son sitios de desplazamientos y anide de los flamencos (Contraloría General de La Guajira, 1994) (Figura 5). En la Tabla 1 se resume el Sistema de Parques Nacionales Naturales que corresponden al Departamento de La Guajira.



- ❶ Parque Nacional Natural Macuira
- ❷ Santuario de Fauna y Flora Los Flamencos
- ❸ Parque Nacional Natural Sierra Nevada de Santa Marta

INGEOMINAS

PARQUES NACIONALES DEL DEPARTAMENTO DE LA GUAJIRA

Por: Tomado y modificado
de IGAC, 1983

Digitalizó: Margarita R.

0 50 Km
Escala gráfica

Fecha: 11/01 Figura 5

Tabla 1. Sistema de Parques Nacionales Naturales del Departamento de La Guajira.

Nombre	Localización Departamental	Norma de Creación	Áreas (ha)
Parque Nacional Natural Macuira	La Guajira	Res. 166 / 77	25.000
Parque Nacional Natural Sierra Nevada de Santa Marta	Cesar, La Guajira, Magdalena	Res.164 / 77	383.000
Santuario de Fauna y Flora Los Flamencos	La Guajira	Res. 172 / 77	7.000

Fuente: Ministerio del Medio Ambiente, 1996.

Parque Nacional Natural Macuira. El área del parque y particularmente las estribaciones de la serranía están habitadas en la actualidad por comunidades indígenas Wayúu; en las periferias existen algunas rancherías, pero los asentamientos más importantes son Nazareth, Ichapa y Siapana. Por sus características de baja pluviosidad y altas temperaturas; se constituye en un islote biogeográfico y biogenético único conformado por bosque seco perennifolio, bosque espinoso subxerofítico, bosque caducifolio higrotropofítico, con abundantes monocotiledoneas y cactáceas (IGAC, 1996).

Santuario de Fauna y Flora Los Flamencos. Localizado en jurisdicción del Municipio de Riohacha, entre el caserío de Camarones y la desembocadura del río Tapias, con una extensión de 7.000 hectáreas. El santuario consta de una Planicie Costera que no supera los 5 msnm; presenta disección por valles de fondo plano, rellenos de materiales aluviales cuaternarios, drenados por arroyos. Hay cuatro ciénagas costeras separadas del mar por barras, la ciénaga de Manzanillo, la laguna grande (la nutren cuatro arroyos), la ciénaga del Navío Quebrado o Camarones que es la mayor de todas, en cuyo sector desembocan varios arroyos y el río Camarones que forma un pequeño delta pantanoso y por la ciénaga de Tocaromes (IGAC, 1996).

El Gobierno Nacional, mediante la Ley 2/59 y el Decreto 111 de 1959, creó para el desarrollo de la economía forestal, la protección de los suelos y de la vida silvestre, siete grandes Reservas Forestales, entre ellas se encuentran **Reserva Forestal de la Sierra Nevada de Santa Marta** y la **Reserva Forestal de la Serranía de Los Motilones** (Ministerio del Medio Ambiente, 1996) (Tabla 2).

Reserva Forestal de la Sierra Nevada de Santa Marta. Geográficamente hace parte de las jurisdicciones territoriales de los departamentos de Cesar, La Guajira y Magdalena. Superpuestos con el Parque Nacional Natural Tayrona se encuentran el Resguardo Indígena El Arhuaco, con 195.000 hectáreas y el Kogi - Malayo, con una superficie de 361.780 hectáreas (IGAC, 1996).

Reserva Forestal de la Serranía de Los Motilones: En la reserva quedan alrededor de 90.000 hectáreas de Bosques Naturales (primarios, bosques intervenidos y secundarios), los

cuales en gran parte están localizados en las zonas de reservas indígenas de los Yukos de Iroka y Yucos de Socorpa (IGAC, 1996).

1.7 SUELOS

Los suelos en el Departamento de La Guajira son diversos debido a la variedad de rocas aflorantes, ambientes y climas. Principalmente se encuentra suelos poco fértiles y bastante secos debido al clima árido y semidesértico en la Alta y Media Guajira, así como en la cuenca de los ríos Ranchería y Cesar. La zona de la Sierra Nevada de Santa Marta varía de desprovista de suelos en las partes altas, a suelos poco evolucionados y de baja fertilidad hacia el pie de la sierra. Lo mismo ocurre con la serranía de Perijá (Mercado, 1999) (Figura 6).

La conformación edafológica del departamento es muy variada y se presentan regiones planas semidesérticas, regiones de montaña y valles. Para su estudio y clasificación se ha dividido en tres grandes zonas definidas como Baja, Media y Alta Guajira (Castiblanco *et al.*, 1999).

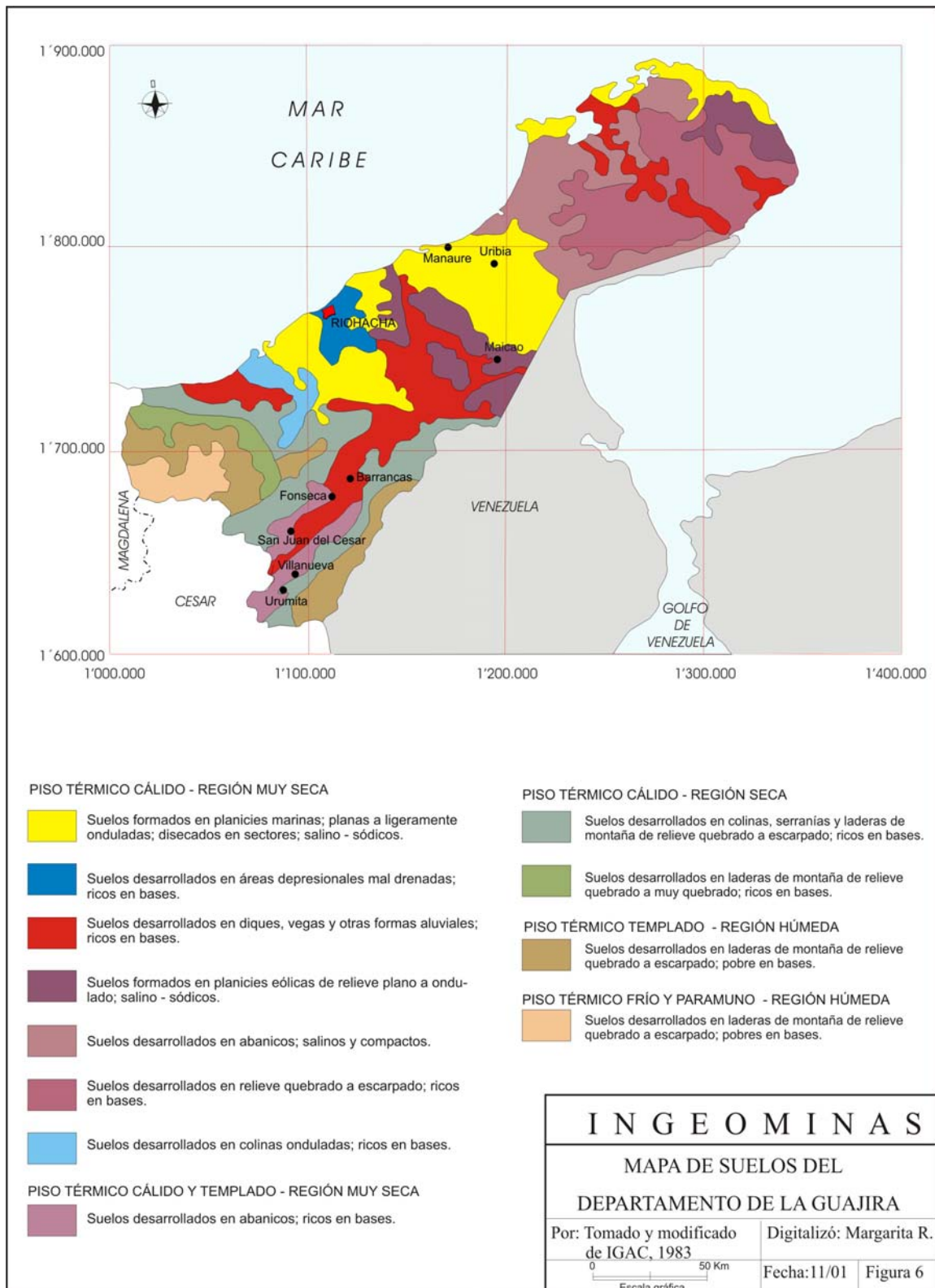
Tabla 2. Reservas forestales nacionales.

Reserva forestal	Localización departamental	Área declarada (ha)	Área sustraída (ha)	Área actual (ha)
Sierra Nevada de Santa Marta	Cesar, La Guajira y Magdalena	845.000		845.000
Serranía de Los Motilones	Cesar, La Guajira y Norte de Santander.	900.000	268.272	631.728
TOTAL		1'745.000	268.272	1'476.728

Fuente: Ministerio del Medio Ambiente, 1996.

La Región de la Baja Guajira se ha dividido en dos zonas conocidas como Suroriental y Noroccidental. La Subregión Suroriental comprende las partes altas, laderas y piedemontes orientales de las estribaciones de la Sierra Nevada de Santa Marta, la zona occidental de la serranía de Perijá y los montes de Oca; además, las partes bajas que integran los valles de los ríos Ranchería y Cesar. Esta subregión cuenta con una zona quebrada y una zona plana (Castiblanco *et al.*, 1999).

La zona quebrada comprende afloramientos rocosos carentes de suelo y vegetación; montañas medias y valles intermontanos con suelos de relieves quebrados, superficiales a moderadamente profundos, de fertilidad baja; montañas bajas con suelos poco evolucionados de relieve quebrado, muy superficiales a superficiales; y colinas con suelos desde muy superficiales a moderadamente profundos y con una fertilidad baja que limita su uso. En general, los suelos de las zonas montañosas de la Sierra Nevada de Santa Marta son de origen ígneo (granitos, granodioritas, andesitas, aplitas) y los de la serranía del Perijá son de origen marino continental y sedimentarios (calizas, fosilíferas, limolita y arenisca) (Castiblanco *et al.*, 1999).



La zona plana está conformada por abanicos intramontanos con suelos planos, con algunos sectores de relieve ondulado; abanicos de piedemonte que tienen relieves planos con suelos muy superficiales a moderadamente profundos limitados por piedras, cascajos y gravillas; terrazas que están constituidas por superficies planas o ligeramente pendientes con suelos profundos a superficiales, limitados por rocas, areniscas y arcillas compactadas (en algunas áreas presentan calvas con posible concentración de sales); valles formados en zonas aledañas a ríos, arroyos y quebradas procedentes de la Sierra Nevada de Santa Marta y la serranía del Perijá, con suelos planos y plano cóncavos no erosionados. Los suelos de esta zona se originan en materiales aluviales, aluvio coluviones, heterométricos y detríticos de origen ígneo y sedimentarios de la Sierra Nevada de Santa Marta, serranía del Perijá y los Montes de Oca (calizas, lutitas, areniscas) transportados en muchos casos por los ríos Ranchería, Cesar y sus afluentes (Castiblanco *et al.*, 1999).

La Subregión Noroccidental se localiza en la parte suroriental del Municipio de Riohacha y comprende las partes altas, faldas, laderas y piedemonte noroccidental de la Sierra Nevada de Santa Marta y el área circundante al norte de la vertiente del alto de Ranchería. Las formaciones montañosas del costado nororiental de la Sierra Nevada de Santa Marta son suelos de media a baja fertilidad con deficiencia de materia orgánica, originados en materiales metamórficos (Contraloría General de La Guajira, 1994, en Castiblanco *et al.*, 1999).

Las estribaciones bajas del costado nororiental de la Sierra Nevada son suelos de textura gruesa a moderadamente fina, de relieve muy quebrado, superficiales y de baja a moderada fertilidad. La mayoría de estos suelos son de origen ígneo (granodioritas). La zona plana formada por valles aluviales estrechos originados por materiales (aluviales o coluviales) transportados por los arroyos y quebradas de la Sierra Nevada de Santa Marta son suelos de drenaje moderado a bueno, con estructura granular y textura muy variable de moderadamente gruesa a moderadamente fina que tienen como limitante un horizonte salino sódico inmediatamente debajo del perfil superficial. Las terrazas aluviales que se localizan en la parte oriental del Municipio de Riohacha cerca de Galán Cotroprix y Tomarrazón, hasta los límites de los municipios de Barrancas y Maicao, son restos de llanuras, donde prevalecen suelos normales y algunos salinos o salino sódicos de una fertilidad baja y drenaje relativamente bueno. Los planos aluviales lacustres localizado al sur de Dibulla, al sureste de Campana y al noreste de Mingueo, son suelos relativamente planos con una estructura de bloques subangulares, de fertilidad variable. Los planos aluviales localizados entre Palomino y Cuestecitas desarrollan suelos de textura gruesa tanto en la superficie como en el subsuelo, lo que disminuye su capacidad de almacenamiento del agua aprovechable para cultivo de raíces profundas; su fertilidad varía de moderada a alta. Los meandros, a lo largo de las orillas y en áreas adyacentes de los ríos Caña, Dibulla, Tapias y otras corrientes menores como el río Lagarto y arroyo Sinvergüenza, forman suelos profundos, de fertilidad moderada a alta, con un drenaje bueno, aunque sufren inundaciones ocasionales. Los planos marinos que se encuentran en áreas contiguas a la costa desarrollan suelos derivados de arcillas calcáreas marinas cubiertas por una capa delgada de sedimentos aluviales y eólicos; el drenaje natural es bueno o moderado, pero sujeto a encharcamientos ocasionales, su fertilidad varía de mediana a baja y su textura es moderadamente gruesa a fina. Los planos salinos,

frecuentemente inundados por agua salobre, desarrollan suelos extremadamente salino sódicos de poca vegetación y muy limitados para la agricultura y la ganadería (Contraloría General de La Guajira, 1994, en Castiblanco *et al.*, 1999).

En la **Media Guajira** los valles aluviales estrechos localizados en jurisdicción del Municipio de Riohacha desarrollan suelos de relieve plano dedicados a la ganadería extensiva y a la agricultura diversificada. La región localizada en gran parte del Municipio de Riohacha, al suroccidente de la Media Guajira y noroccidente de la Baja, conforman el triángulo Riohacha - Dibulla - Majayura; allí se presentan suelos planos a ligeramente ondulados muy susceptibles a erosionar, y en algunos sitios ha quedado un suelo pedregoso de gravillas, cascajos y piedras. Las terrazas aluviales localizadas entre Matitas y Barbacoas, y al oriente de Cuestecitas, presentan suelos originados por cambios de nivel de base en valles y llanuras, y en su mayoría no son aptos para las explotaciones agrícolas. Los planos aluviales y lacustres localizados desde el sur de Pelechua, al oriente de Camarones y a lo largo de la quebrada Moreno, hasta el norte de Cuestecitas y algunos sectores a lo largo del río Ranchería, presentan suelos aptos para dedicarlos a explotaciones ganaderas siempre y cuando se establezcan pastos que se adapten a estas condiciones. Los planos aluviales localizados al sur de la subregión, limitados al oriente por el río Ranchería, principalmente a lo largo del costado oeste de los ríos Ranchería y Eneas; a ambos lados del río Camarones y otras corrientes, en el área circundante de los caseríos Comejenes y El Muerto; al sur, oeste y norte del caserío arroyo Arena, tienen los suelos más valiosos de las regiones Media y Baja en cuanto a explotaciones agropecuarias se refiere, pero se ven limitados por períodos secos prolongados. Los suelos aluviales recientes en el área comprendida entre los ríos Viejo y Tapias; en el margen oeste del río Tapias desde la hacienda de Los Remedios hasta el caserío Choles, a ambos lados del sector oriental del río Tapias en la Media Guajira; en el extremo sur del área entre el actual y el antiguo cauce del Ranchería; en la margen izquierda del río Ranchería; al suroeste de Aremasain y desde Kabayance hasta el noroeste del extremo norte de la laguna del Patrón, presenta suelos de textura gruesa a moderadamente fina que descansan sobre capas arena francas. La estructura del suelo y subsuelo es de bloques subangulares con baja capacidad de almacenamiento de agua y son suelos aptos para explotaciones agropecuarias (Castiblanco *et al.*, 1999).

La **Alta Guajira** es una región plana árida y semidesértica, con algunos cerros y serranías como el cerro La Teta situado cerca a Ipapure; la serranía de Parashi; la serranía de Cojoro; serranía de Cosinas, la serranía de Carpintero; la serranía de Jarara y la serranía de Macuira. En esta región se encuentran suelos formados en relieves ondulados, desarrollados a partir de margas y calizas en los cuales se encuentran suelos líticos sin evolucionar y suelos profundos con evolución incipiente. Según el IGAC, estos suelos se dividen en la serie Ichipa y Makara, en donde la primera se caracteriza por un horizonte B formado a partir de materiales aluviales y la segunda por suelos salinos. Estas asociaciones se encuentran en las estribaciones de las serranías Macuira y Jarara en la región de Castilletes y sur de bahía Portete (Castiblanco *et al.*, 1999).

Los suelos formados en regiones fuertemente ondulados a quebrados de la Alta Guajira, se desarrollan a partir de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas mezcladas y no diferenciadas, donde la ablación laminar generalizada es el proceso actual dominante y es

responsable de la desaparición de la gran mayoría de los suelos. Son regiones no aptas para la agricultura, pero en algunas zonas de coluvios en donde hay suelos un poco profundos, se utilizan para pastoreo de cabras y ganado vacuno. Los aplanamientos antiguos con disección y ubicados desde el cabo de La Vela hasta la región de Puerto Estrella; incluye lozas calcáreas y calizas blandas, cobertura aluvial antigua local y depósitos eólicos actuales, se forman suelos salino sódicos limitados para la producción agrícola y con fertilidad moderada. En las regiones con pendientes de 0 a 3,7%, con un drenaje excesivo, se forman suelos con textura gruesa, estructura granular, baja capacidad de intercambio catiónico, bajo contenido de bases totales, reacción ligeramente ácida y fertilidad baja. Las regiones con coberturas eólicas, localizadas entre Saruhú, Kasishi, Cuatro Bocas, Carraipia, Majayura, Natacha, San José, Punta Espada y Puerto Inglés, tienen suelos formados por arenas sueltas, calcáreas, de relieve ondulado, sin evolución pedológica donde la erosión es el proceso actual dominante. Estos suelos en general son de muy baja fertilidad (Castiblanco *et al.*, 1999).

1.8 POBLACIÓN

La población en el Departamento de La Guajira está constituida principalmente por habitantes indígenas y mestizos, y una menor influencia de raza negra. En la Alta y Media Guajira se asientan los indígenas Wayúu. En la Sierra Nevada de Santa Marta viven comunidades Koguis y Arzarios. En la cuenca de los ríos Ranchería y Cesar predomina la población mestiza, así como en la zona caribe al pie de la Sierra Nevada de Santa Marta, donde habitan mulatos (IGAC, 1996).

Según datos preliminares del censo de 1993, su población era de 339.229 habitantes, de los cuales 195.221 correspondían a las cabeceras municipales y 244.008 al sector rural; agrupados en 70.589 hogares que habitaban 68.045 viviendas. La población de 10 años y más, según condición de actividad, está distribuida en 48% económicamente activa, 19% estudiantes, 21% oficios del hogar y 11% otra situación. Una parte de la población la constituyen indígenas del grupo étnico Wayúu, quienes habitan principalmente el sector norte de la península y se han adaptado en forma sorprendente al medio adverso que lo rodea; conservan sus antiguas costumbres, su propio dialecto y se movilizan continuamente a través del territorio en busca de agua; habitan en los municipios de Riohacha, Barrancas, Fonseca, Maicao, Manaure, San Juan del Cesar y Uribia. Existen 12 resguardos indígenas Wayúu ubicados en la Media y Alta Guajira y uno Kogui en la Sierra Nevada de Santa Marta, con 97.603 indígenas que corresponden al 27% de la población total y ocupan el 51,8% del área departamental (IGAC, 1996).

1.9 ACTIVIDAD ECONÓMICA

La aridez de la península hace que el desarrollo económico sea lento y la situación actual de La Guajira, pobre; cuenta con recursos naturales abundantes, entre los que se destacan a nivel nacional las explotaciones carboníferas de El Cerrejón, cuyas reservas son calculadas en 3.670 millones de toneladas y la extracción de sal de Manaure (IGAC, 1996).

Hace algunos años, la economía de La Guajira fue fundamentalmente pastoril y comercial (comercio fronterizo con Venezuela); sin embargo, el desarrollo de las minas de carbón de El Cerrejón lo convirtió en uno de los más importantes departamentos mineros del país. Al carbón se le suma el gas, la sal marina, el yeso y las calizas. La economía depende, en primer lugar, de la minería (en más del 70%) y luego los servicios (15%), las actividades agropecuarias (11%) y la industria (4%) (IGAC, 1996).

Un renglón importante de la economía es la ganadería, con una población estimada en 403.400 cabezas de vacunos, 48.916 porcinos, 25.261 equinos, 6.259 mulares, 41.959 asnales, 514.551 caprinos y 769.866 ovinos; la explotación de sal marina y pesca, especialmente de mariscos, tortugas y perlas, se realiza en forma artesanal (IGAC, 1996).

La extracción de gas para uso doméstico e industrial abastece a Riohacha, Santa Marta, Barranquilla, Cartagena, Sincelejo, Guapaté, Sahagún, Cerromatoso, Montería y numerosas poblaciones de la región del Caribe (IGAC, 1996).

La agricultura alcanza algún desarrollo en los municipios de Barrancas, Fonseca, Riohacha, San Juan del Cesar y Villanueva, principalmente con cultivos de algodón, maíz, sorgo, arroz, yuca, frijol, ajonjolí, cacao, coco, plátano y café. Es importante la explotación forestal de añil, caoba, cedro, dividivi, guayacán, mangle, roble y totumo (IGAC, 1996).

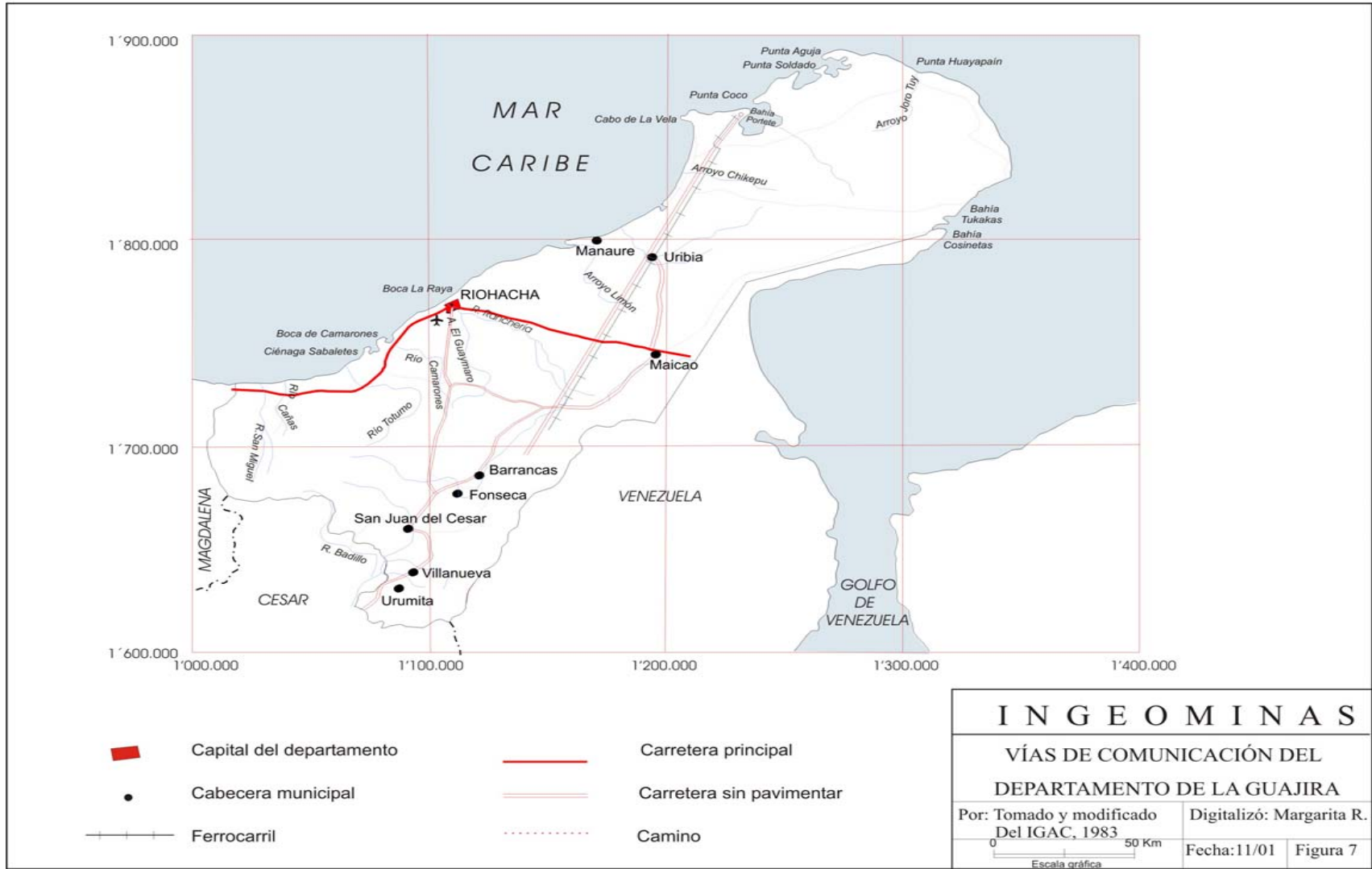
El contrabando es una actividad favorecida por la extensión de las costas y la escasa presencia del Estado, con un aumento en el crecimiento de esta actividad, la cual hoy en día representa un renglón importante en la economía de los habitantes de los municipios de Maicao y Riohacha.

El sistema financiero presentó (1994) un total de 69.368 millones de pesos en captaciones y 52.441 millones de pesos en colocaciones. La participación departamental en el producto interno bruto (PIB) es de 1,95% del total nacional (IGAC, 1996).

1.10 VÍAS DE COMUNICACIÓN E INFRAESTRUCTURA DE SERVICIOS

La red vial del Departamento de La Guajira está constituida por 896 km de carreteras de las cuales el 63% (561 km) son atendidas por el gobierno nacional y el resto por el departamento. Del total se encuentra pavimentado el 86%, bajo administración nacional y de Intercor (IGAC, 1996).

Las principales carreteras son la Troncal del Caribe que une Santa Marta con Riohacha y Maicao, y la carretera de Valledupar a Riohacha y Maicao. Una carretera junto a la vía ferroviaria que va desde la mina de carbón de El Cerrejón a Puerto Bolívar en bahía Portete, da acceso a las localidades de la Media y Alta Guajira. Carreteras de segundo orden unen las poblaciones situadas tanto en la costa caribe como del Golfo de Venezuela, y en la parte norte de la Alta Guajira existen carreteables que comunican entre sí gran parte de las poblaciones, muchos de ellos sólo son transitables en verano (Figura 7) (IGAC, 1996).



Para el transporte de carbón de El Cerrejón se construyó una línea férrea y una carretera paralela a la línea férrea de 150 km, desde el lugar de las minas hasta bahía Portete donde se encuentra el puerto Simón Bolívar, dedicado exclusivamente a la exportación de este mineral (IGAC, 1996).

Se utiliza el transporte marítimo, ya que varias de las bahías y ensenadas permiten el arribo de embarcaciones de regular tonelaje; Riohacha dispone de un pequeño muelle. Riohacha, Maicao, Manaure, San Juan del Cesar y Villanueva tienen servicio aéreo (IGAC, 1996).

La educación en el departamento está distribuida en las cabeceras municipales y en la zona rural. Las cabeceras municipales cuentan con 114 establecimientos de preescolar, 165 establecimientos de primaria; 52 establecimientos de educación media. El sector rural cuenta con 38 establecimientos de preescolar; 309 establecimientos de primaria y 21 establecimientos de educación media. Este departamento tiene tres centros universitarios que ofrecen formación universitaria profesional, técnica profesional y tecnológica profesional, en uno de los cuales se ofrecen estudios de especialización. La tasa de analfabetismo de la población de 15 y más años es del 16,19%. El departamento dispone de 16 hospitales, 22 centros de salud, 69 puestos de salud y 1.195 centros de atención de diferentes modalidades del Instituto Colombiano de Bienestar Familiar (IGAC, 1996).

El servicio de energía eléctrica presenta deficiencia de cubrimiento en las cabeceras municipales y en corregimientos, tales como Riohacha, Maicao, Barrancas, Fonseca, San Juan del Cesar, Villanueva y Urumita. ELECTROGUAJIRA suministra energía a 34.742 usuarios, para lo cual compra 16.000 Mv/hora (para cubrir el 85% de la demanda urbana y el 60% de la rural) y genera in situ la energía que requieren las poblaciones de Puerto Estrella y Nazareth (Castiblanco *et al.*, 1999).

El servicio de acueducto sólo se presta en las cabeceras municipales (Barrancas, Villanueva, Urumita) y en algunas zonas rurales a través de EMPOGIRA LTDA para áreas mayores de 2.500 habitantes y por el Instituto Nacional de Salud para asentamientos menores. Riohacha, Urumita y Villanueva cuentan con plantas de tratamiento (IGAC, 1996).

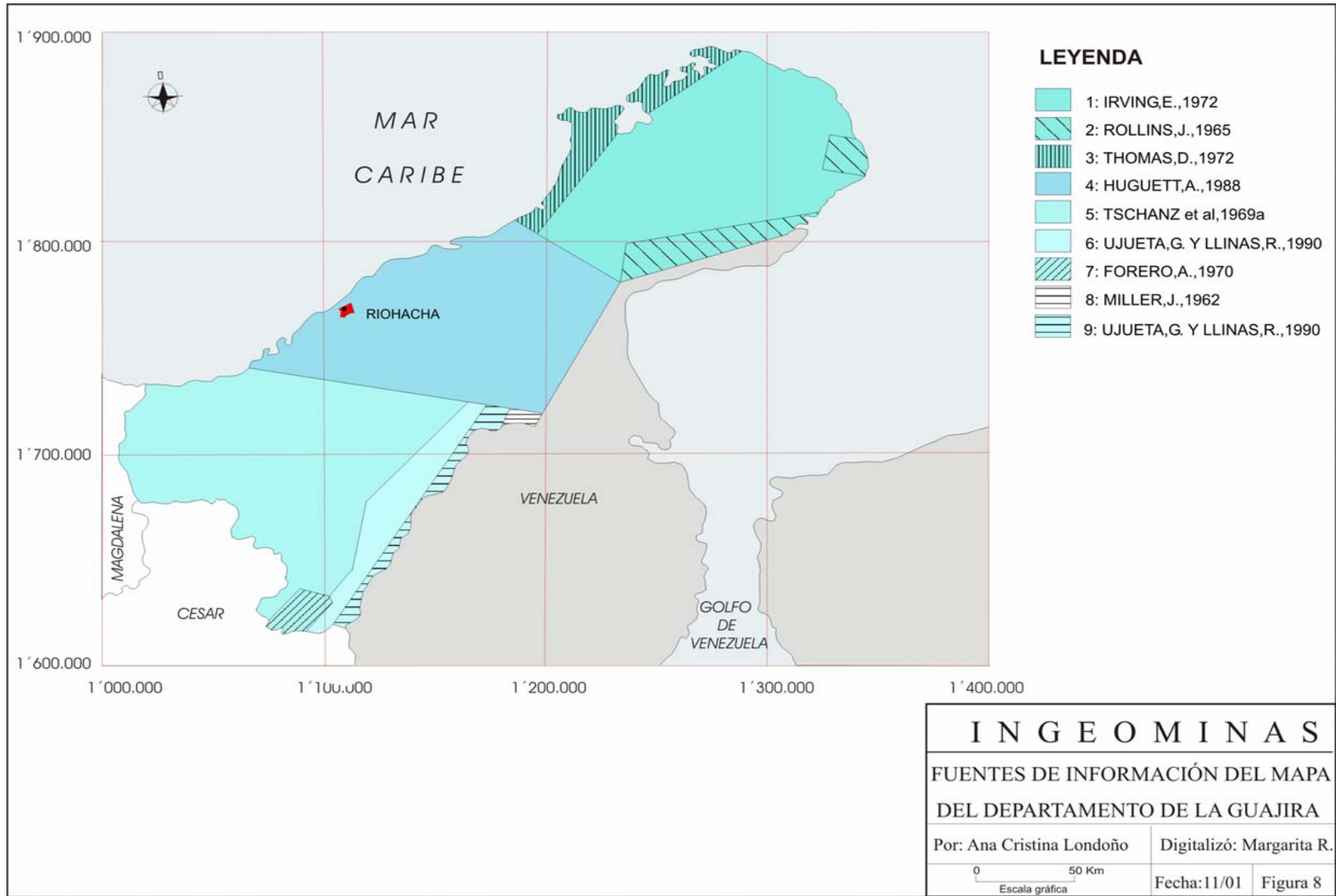
La proporción de hogares que disponen de acueducto es del 75,9%, alcantarillado 43,8% y energía eléctrica, 80,6%. La población con necesidades básicas insatisfechas es de 48,7%. La mayoría de los municipios cuenta con los servicios de DDN, telegrafía, correo nacional y una sucursal de la Caja Agraria (IGAC, 1996).

Otro servicio con el que cuenta el departamento es el gas domiciliario, que registra 4.643 usuarios en Riohacha con un consumo mensual promedio de 8 millones de pies cúbicos. El uso industrial se reduce a la planta Termoguajira que lo emplea parcialmente como combustible (IGAC, 1996).

En cuanto a difusión cultural y recreativa, el departamento cuenta con 15 bibliotecas, 8 emisoras de AM, 2 emisoras de FM, 3 teatros, estadios y varios escenarios deportivos; tiene 27 hoteles, la mayoría ubicados en Riohacha y Maicao (IGAC, 1996).

1.11 FUENTES DE INFORMACIÓN

En la Figura 8 se presentan las principales fuentes de información que se utilizaron para la elaboración del Mapa Geológico de La Guajira, adicionalmente, anterior a este trabajo Mercado (1999) elaboró la Versión 1 del Mapa Geológico de La Guajira.



2. ESTRATIGRAFÍA

Las unidades de roca que afloran en el Departamento de La Guajira comprenden un amplio rango de edades y ambientes de formación; se encuentran rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias, con edades asignadas desde el Proterozoico hasta el Reciente.

La descripción de las rocas se separa en tres grupos, que comprenden las unidades roca de origen metamórfico, ígneo y sedimentario, y dentro de cada uno de éstos se ordenan de acuerdo con la edad y la localización geográfica; se describen inicialmente las más antiguas hasta culminar con las más jóvenes.

En la descripción de cada unidad roca se tiene en cuenta nombre y símbolo, nombre del autor que hace la definición formal, que propone la definición de la unidad o, en su defecto, la primera referencia, lugar de afloramiento, extensión y forma, mejores sitios de exposición, descripción litológica, relaciones estratigráficas, origen, edad y probables correlaciones. Debido al diferente grado de conocimiento que se tiene de las distintas unidades, algunas de las descripciones cuentan con todos los parámetros nombrados anteriormente, mientras que en otras no.

Se reconoce, desde el punto de vista geológico, la existencia de tres bloques geológico estructurales de los cuales hace parte el departamento: 1) El área al norte de la Falla Oca, que comprende la península de La Guajira, dividida en dos zonas denominadas Alta y Baja Guajira. 2) El área entre las fallas Oca y Santa Marta – Bucaramanga, en la cual se distingue la Sierra Nevada de Santa Marta, y 3) una zona que comprende la serranía de Perijá y el valle de los ríos Cesar y Ranchería (Maya & González, 1998). Las rocas que afloran en el Departamento de La Guajira fueron reconocidas y estudiadas por diferentes investigadores, que les asignaron una denominación particular a cada unidad. Tanto el mapa como el informe buscan correlacionar las unidades litológicas, con el fin de interpretar la relación entre los bloques geológico estructurales que conforman La Guajira.

Las edades asignadas en este informe y en el mapa a las diferentes unidades se fundamentan en los datos geocronológicos y paleontológicos publicados, así como en la interpretación que han hecho los diferentes autores que han trabajado en la región, aunque debido a la escasez de éstos y a la ausencia de fósiles en gran parte de las unidades, es posible que muchas de ellas puedan ser reinterpretadas con base en el conocimiento actual de la región.

La descripción litológica de las unidades que se presentan en este capítulo es el resultado, en buena medida, de la compilación de los trabajos de Radelli (1962), MacDonald (1964), Lockwood (1965), Rollins (1965), Álvarez (1967), Tschanz *et al.* (1969 a y b) y Forero

(1972). Luego de estos trabajos realizados en las décadas de 1960 a 1970, no se ha mejorado el conocimiento geológico de las rocas cristalinas en buena parte del departamento.

2.1 ROCAS METAMÓRFICAS

Las rocas metamórficas en el Departamento de La Guajira han sido descritas por diferentes autores en la península de La Guajira, Sierra Nevada de Santa Marta y en la serranía de Perijá y sus edades asignadas al Precámbrico, Paleozoico y Cretácico (Figura 9).

PENÍNSULA DE LA GUAJIRA

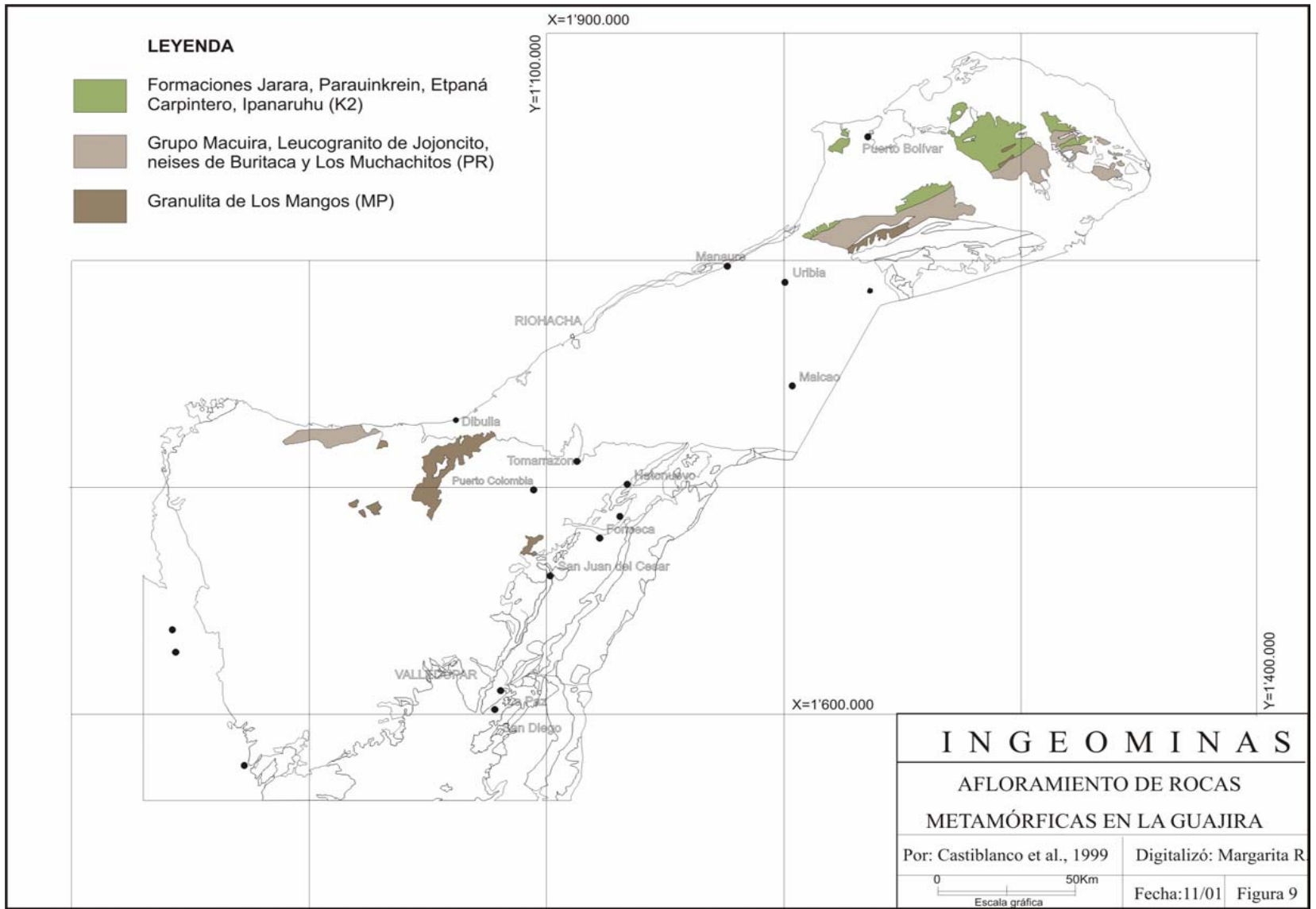
2.1.1 Grupo Macuira (PR?m)

Radelli (1962), en el trabajo sobre las granitizaciones de la península de La Guajira, define en la serranía de Macuira la Serie Macuira y distingue en ella tres facies: facies Nazareth constituida por neises cuarzo feldespáticos; facies Montecarlo constituida por una “asociación íntima, concordante, *lit-par-lit* de un neosoma granítico y un paleosoma prevalecientemente anfibólico” y la facies El Paraíso constituida por un granito amigdaloide. Posteriormente, MacDonald (1964) denominó Formación Macuira a los esquistos micáceos cuarzo feldespáticos y hornbléndicos que afloran en esta región y los separa del neis de hornblenda - plagioclasa al que denominó Miembro Uray.

Lockwood (1965) utiliza el nombre de Grupo Macuira en la serranía de Jarara y lo divide en dos unidades: Neis de Uray para el neis de almandino - hornblenda - plagioclasa, que corresponde al Miembro Uray de MacDonald (1964), como parte inferior del grupo y Esquistos de Jutúruhu para los esquistos de biotita y rocas relacionadas que constituyen la parte superior. En este informe se utiliza el nombre de Grupo Macuira en el sentido de Lockwood (1965).

El Grupo Macuira se extiende, en la península de La Guajira, como un cinturón alargado en dirección noreste. Aflora en la serranía de Macuira en el arroyo de Jaráru, en el cerro Hualahuálohu, al noreste del Pico Jihuoné y al suroeste de la serranía en el arroyo Iruashi; en la serranía de Jarara en el arroyo de Jutúruhu y en el arroyo Magnaripa; en la serranía de Simarúa aflora la unidad de Esquistos de Jutúruhu en el arroyo Keminehe y en la carretera entre Jarésapatuhu y Taparajín, y al sur de ella en las lomas de Ipanaruhu y Pororo y en el cerro Irrúain.

El mapa geológico no presenta las subdivisiones litológicas establecidas para esta unidad, sin embargo, teniendo en cuenta el conocimiento de ella en las serranías de Macuira, Jarara y Simarúa se presenta a continuación las características principales tanto del Neis de Uray como de los Esquistos de Jutúruhu.



2.1.1.1 Neis de Uray

Esta unidad está constituida por neises de grano medio de hornblenda - plagioclasa (MacDonald, 1964), con fuerte bandeamiento composicional desarrollado en todas las escalas, desde centimétrico hasta varios metros de espesor (Lockwood, 1965); bandas amplias de neis félsico comúnmente alternan con bandas de neis laminado de hornblenda - plagioclasa y anfibolita masiva.

El Neis de Uray se caracteriza por la amplia variación litológica (MacDonald, 1964; Lockwood, 1965): neis de almandino - hornblenda - plagioclasa, neises félsicos, esquistos biotíticos, cloríticos y esquistos de grafito - tremolita, anfibolitas masivas y mármoles diopsídicos.

Neis de almandino - hornblenda – plagioclasa. Estas rocas constituyen entre el 65 y el 80% del Neis de Uray, presentan estructura bandeada bien definida (figuras 10 y 11) y están constituidas por hornblenda verde azulosa (30-70%) parcialmente reemplazada por actinolita, plagioclasa porfiroblástica (20-60%) de composición entre An_{4-12} (MacDonald, 1964) y An_{22-44} (Lockwood, 1965); almandino (5-15%), porfiroblástico, de forma lenticular dispuesto paralelo a la esquistosidad; cuarzo (5-10%) en mosaicos finos granoblásticos deformados (MacDonald, 1964) con bordes suturados y extinción ondulatoria (Lockwood, 1965), y cantidades menores de esfena, epidota y apatito (MacDonald, 1964; Lockwood, 1965) (Figura 12).

Neises félsicos. Fueron descritos por Lockwood (1965) como bandas amplias muy félsicas de rocas néisicas de grano fino ampliamente distribuidas en el Neis de Uray. Son de características similares a las bandas félsicas que se encuentran en los neises de almandino - hornblenda - plagioclasa, sólo que la composición de la plagioclasa varía a más sódica, tiene un mayor contenido en cuarzo, presencia de moscovita y las bandas son más amplias. El bandeamiento néisico en estas rocas, se define por la variación en el tamaño de grano en las capas, así como por el contenido de cuarzo en ellas, muestran una fuerte foliación y, cuando falta, es definida por el aplanamiento de sus constituyentes minerales (Lockwood, 1965).

Según Lockwood (1965), los neises félsicos están compuestos por cuarzo (65-35%), plagioclasa de composición An_{2-18} (20-50%), moscovita (15%), granate (almandino? 1-10%), hornblenda (5%) y biotita (1%).

Esquistos biotíticos. Lockwood (1965) reportó en el arroyo Magnaripa bandas de esquistos de biotita y neises esquistosos intercaladas con los neises de almandino - hornblenda - plagioclasa y neises félsicos. Los considera como componentes menores del Neis de Uray.

Esquistos cloríticos. Están constituidos principalmente por plagioclasa, cuarzo, clorita y actinolita(?), en menor proporción calcita, epidota y esfena, que llegan a ser accesorios en la roca y como accesorios apatito y óxidos (MacDonald, 1964).

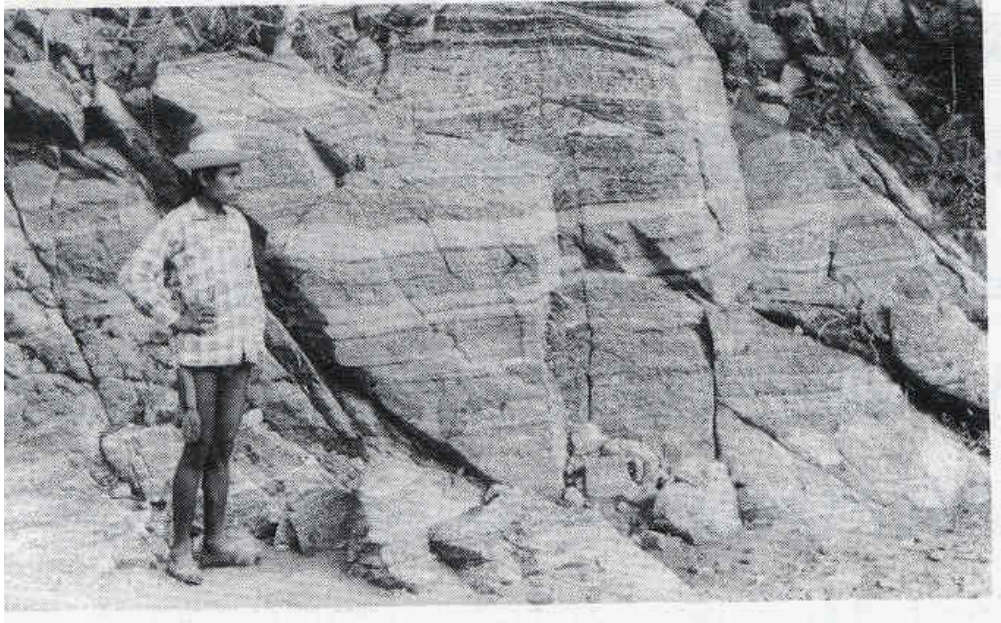


Figura 10. Afloramientos del Neis de Uray. Arroyo Magnaripa.

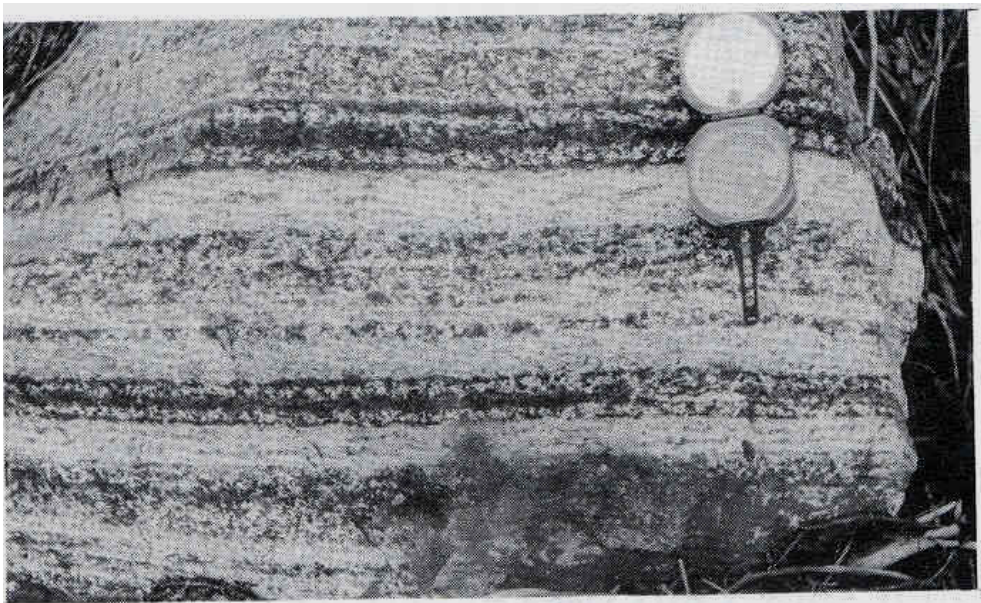


Figura 11. Bandeamiento y laminación interna en el Neis de Uray. 2 km al noreste del cerro Jimulu. Foto tomada de Lockwood (1965).

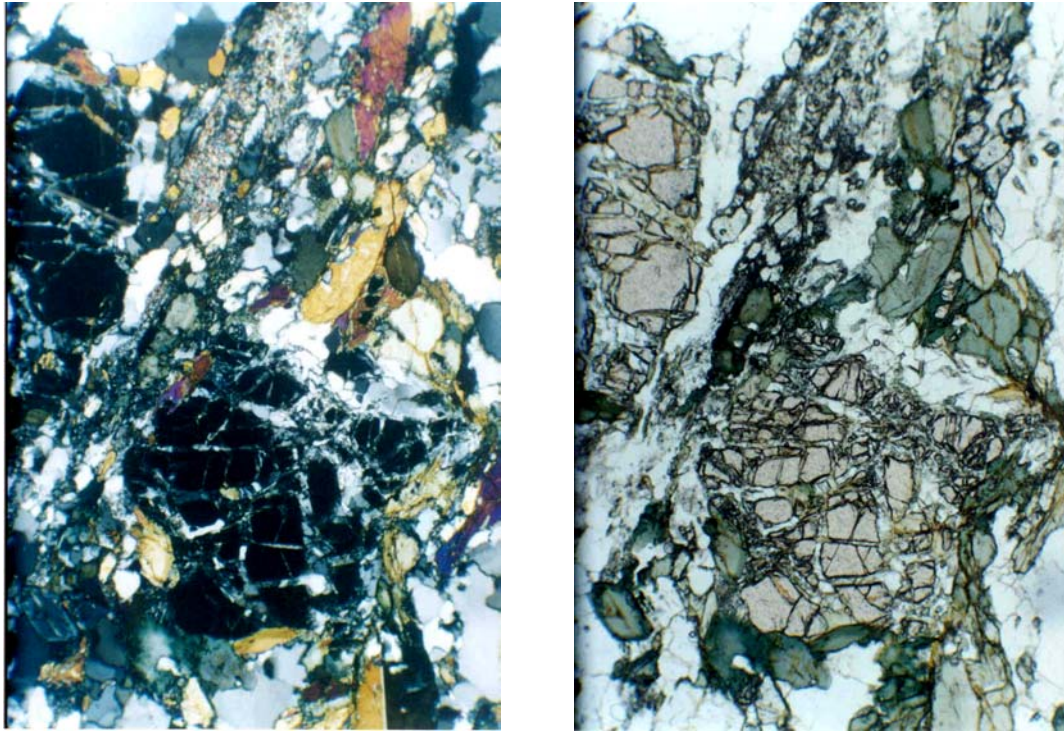


Figura 12. Neis de almandino, hornblenda y plagioclase del Neis de Uray.
a) Nicoles II. b) Nicoles X. Gr: granate; Hb, hornblenda; Q: cuarzo.

Esquistos de tremolita – grafito. Estas rocas están constituidas por tremolita, plagioclase, cuarzo, microclina y grafito distribuido al azar. Como accesorios se presentan apatito, esfena, epidota y opacos (MacDonald, 1964).

Anfibolitas. Se encuentran distribuidas a lo largo de toda la unidad de neis, en menor proporción que los otros tipos de roca. Afloran en la serranía de Jarara en forma de *pods* con espesor desde centímetros hasta 10 m, como bandas que, aunque no son abundantes, cuando están presentes alcanzan varios cientos de metros de longitud (Lockwood, 1965).

Mármol diopsídico. MacDonald (1964) reporta mármoles diopsídicos en la serranía de Macuira, los cuales están constituidos por masas de esfena gruesa y clinopiroxeno dentro de calcita blanca finogranular con abundante diópsido diseminado de color verde. Las masas de clinopiroxeno (augita titanífera), encierran poiquiloblásticamente la calcita y se encuentran alteradas a agregados finogranulares de anfíbol, esfena y epidota (?). Como accesorios se presentan epidota (zoisita), vesubianita, flogopita, plagioclase y granate (?); tremolita, epidota y clorita en pequeñas cantidades pueden reemplazar otros silicatos (MacDonald, 1964).

Lockwood (1965) describe en la serranía de Jarara rocas tipo “skarn” como bandas discontinuas o pequeños *pods* dentro del neis de hornblenda, de textura xenoblástica y compuestas principalmente por diópsido, granate y plagioclase cálcica y en menores

proporciones epidota, calcita y hornblenda secundaria que reemplaza el clinopiroxeno (titanoaugita?). Las correlaciona con los mármoles impuros descritos por MacDonald (1964) en la serranía de Macuira.

En la serranía de Jarara, al noroeste de Alas y en el arroyo Koushotpa, el Neis de Uray es cortado por plutones graníticos altamente deformados con foliación paralela a la segunda foliación del neis. Dos de ellos se encuentran limitados por fallas de cabalgamiento lo que aumenta su deformación. Están compuestos por cristales subhedrales a redondeados de microclina pertítica en una matriz de grano fino deformada constituida por cuarzo y albita. Diques fuertemente deformados de estas rocas cortan también el Neis de Uray (Lockwood, 1965).

2.1.1.2 Esquistos de Jutúruhu

Unidad constituida principalmente por esquistos de almandino – plagioclasa – cuarzo – biotita, fuertemente foliados que forman capas homogéneas de 50 cm hasta decenas de metros de espesor (Lockwood, 1965), con intercalaciones de lentes de cuarzo y plagioclasa finogranular de espesores centimétricos a métricos (MacDonald, 1964).

Dentro de los Esquistos de Jutúruhu se encuentran diferentes variedades litológicas (MacDonald, 1964; Lockwood, 1965, Álvarez, 1967): Esquistos de almandino - plagioclasa - cuarzo - biotita, esquistos de moscovita - biotita, esquistos de estaurilita, esquistos de hornblenda - plagioclasa, neises, anfíbolitas, mármoles, rocas calcosilicatadas y serpentinitas.

Esquistos de almandino – plagioclasa – cuarzo – biotita: Estas rocas constituyen un 70% de la unidad de Esquistos de Jutúruhu. Son rocas de color gris oscuro a gris pardo, foliadas y cuya foliación está definida por la fuerte esquistosidad y por bandas delgadas de *po*ds de minerales félsicos. Algunas de estas rocas presentan texturas augen muy gruesas que parecen representar conglomerados altamente deformados (Lockwood, 1965).

Los esquistos están constituidos por biotita pardo rojiza (10-50%); plagioclasa (10-30%) de composición oligoclasa cálcica andesina, porfiroblástica y en agregados asociada con cuarzo; el cuarzo alcanza un 70% en las rocas más félsicas, forma agregados finogranulares o se presentan como cristales redondeados que muestran fracturamiento y extinción ondulatoria; almandino (1-8%) se encuentra en las rocas más ricas en biotita, se presenta en porfiroblastos, deformado y alterado a clorita y epidota (MacDonald, 1964), así como en granos con inclusiones poiquilíticas de cuarzo, plagioclasa y biotita (Lockwood, 1965); moscovita y microclina son menos abundantes, especialmente ésta última que aparece solo en las rocas más félsicas.

Como accesorios se presentan esfena (en rocas biotíticas), apatito (en rocas félsicas), circón que desarrolla halos pleocroicos sobre biotita (Lockwood, 1965), turmalina, grafito, óxidos y epidota que al parecer es de dos generaciones: una asociada a un primer metamorfismo que produce epidota de grano fino a medio, subhedral a euhedral, localmente

porfiroblástica y otra debido a un metamorfismo posterior que produce epidota retrógrada a partir de granate y otros aluminosilicatos (MacDonald, 1964).

Esquistos de moscovita – biotita. En la serranía de Jarara, estas rocas son comunes en la parte noreste del cuerpo y se encuentran asociadas y gradualmente pasan a esquistos biotíticos. Están compuestos por cuarzo gris azulado que alcanza hasta un 90% en algunas muestras, fracturado y deformado; moscovita (>25%) en láminas fuertemente dobladas, gruesas de mayor tamaño que las de biotita. Plagioclasa de tipo oligoclasa - andesina se presenta en porfiroblastos y como agregados finos; microclina ocurre como fenocristales dispersos y no supera el 15%. Pequeños cristales subhedrales de almandino son comunes en algunas muestras (MacDonald, 1964; Lockwood, 1965; Álvarez, 1967).

Esquistos de estaurilita. Estas rocas se han reportado en las serranías de Jarara, Simarúa y Carpintero (Lockwood, 1965; Álvarez, 1967), se encuentran intercaladas como bandas delgadas con esquistos de almandino – biotita y moscovita – biotita y están constituidas por cuarzo (40%), biotita (20%), plagioclasa de tipo andesina cálcica (15%), estaurilita (8-10%) en prismas con inclusiones redondeadas de cuarzo, granate y óxidos opacos y por almandino (4%) (Lockwood, 1965).

Esquistos de hornblenda - plagioclasa y de hornblenda. Reportados por MacDonald (1964) en la serranía de Macuira, están constituidos por hornblenda elongada, plagioclasa de composición albitica en porfiroblastos lenticulares, cuarzo, microclina, granate alterado a epidota, biotita alterada a clorita y opaco granular. Como accesorios se encuentran opacos, esfena, apatito, rutilo, grafito y granos redondeados de circón; anfíbol actinolítico se presenta en algunas rocas (MacDonald, 1964).

Neises. Estas rocas están ampliamente distribuidas en las serranías de Jarara, Simarúa, Carpintero (Lockwood, 1965; Álvarez, 1967) y Macuira donde MacDonald (1964) las denomina esquistos augen. Varían entre neises félsicos y neises de hornblenda; son similares a las rocas del Neis de Uray, pero son de mayor tamaño de grano y no presentan bandeamiento fino (Lockwood, 1965).

Los neises están constituidos por plagioclasa cálcica en porfiroblastos largos y redondeados, feldespato potásico perítico, cuarzo y micas (moscovita y biotita), que constituyen menos del 5%. Como accesorios se presentan apatito, circón y almandino (?) (Lockwood, 1965).

Anfibolitas. Son cuerpos alargados de anfibolitas densas, masivas, constituidas por agregados gruesos de prismas de hornblenda euhedral a subhedral, de color verde azulado y verde pardusco, plagioclasa en agregados granoblásticos que rellenan intersticios entre hornblenda, esfena y algunas tienen cuarzo (Lockwood, 1965).

Mármoles y rocas calcosilicatadas. Los mármoles se presentan en bandas, que han sufrido adelgazamiento y aumento del espesor por efectos tectónicos, generalmente asociadas con neises félsicos y esquistos ricos en moscovita. Presentan textura sacaroidal y, como constituyentes menores, cuarzo, actinolita, esfena, epidota, clinopiroxeno y grosularia. Las

rocas calco silicatadas forman bandas delgadas y están compuestas por agregados de grano grueso de grosularia, epidota y clinopiroxeno (Lockwood, 1965).

Serpentinitas: Tres pequeños cuerpos elongados de serpentinitas, paralelos a la foliación regional, han sido encontrados en la margen noreste de los Esquistos de Jutúruhu, en la serranía de Jarara. Son rocas compuestas por crisotilo, fuertemente diaclasadas, cortadas por venas de crisotilo fibroso y con foliación definida por concentración de opacos y láminas de clorita. El contacto con los esquistos de biotita y las anfibolitas está definido por la presencia de zonas amplias de esquistos de talco - clorita - (tremolita) (Lockwood, 1965).

Las rocas del Grupo Macuira están cortadas por numerosos diques pegmatíticos y aplíticos generalmente paralelos al bandeamiento composicional de las rocas caja. Por su resistencia a la meteorización forman cerros bajos. Las pegmatitas están constituidas por cristales de microclina subhedrales rodeados por agregados finos de microclina perfitica, albita, cuarzo, moscovita y, menos común, biotita; como accesorios se presentan epidota, clorita y apatito, y en algunas rocas aparece turmalina y pequeños granates. Estos diques se presentan muy deformados y llegan a tener textura de mortero, aunque en la zona de Alas, algunos de ellos no presentan deformación; la dirección predominante de la foliación en estos diques es paralela a la segunda foliación de las rocas del Grupo Macuira (Lockwood, 1965).

La Falla Simarúa pone en contacto, en la serranía de Simarúa, filitas de la Formación Jarara con neises del Grupo Macuira a partir de una zona estrecha de cizalladura de 10 m donde se pasa del neis a la filita (Álvarez, 1967). Lockwood (1965) describe en la margen sur de la serranía de Jarara el contacto entre las rocas de la Formación Jarara y los Esquistos de Jutúruhu que está marcado por considerables cizallamientos y mezclas tectónicas locales de filitas y esquistos en un intervalo de 3 metros; además, encuentra que existe una transición brusca de la facies metamórficas esquistos verde a la facies anfibolita y en una parte del contacto están separados por un silo de metagranito. Este autor piensa que el contacto es una inconformidad de cizallamiento, pero deja abierta la posibilidad de que sea de otro tipo. Para MacDonald (1964) este contacto es incierto, pero indica que existe un cambio neto entre las rocas, aunque no está bien expuesto; además, describe que posiblemente corresponde a una inconformidad.

En este trabajo se considera que el contacto entre la Formación Jarara y el Grupo Macuira es de tipo fallado, que corresponde a una falla del sistema N-NE concordante con el trazo de la Falla Simarúa en la serranía de Simarúa y el cual se prolonga a las serranías de Jarara y Macuira. Esta idea está apoyada en las diferencias de edades y el tipo de metamorfismo de las unidades en contacto, relaciones que sólo son explicables mediante una estructura de falla; adicionalmente, las descripciones de campo realizadas por Álvarez (1967), Lockwood (1965) y MacDonald (1964) indican rasgos de fallamiento y dejan abierta la posibilidad de otro tipo de relación diferente a una inconformidad.

2.1.1.3 Metamorfismo

Las paragénesis metamórficas presentes en las diferentes litologías que constituyen el Grupo Macuira (Lockwood, 1965) con plagioclasa de composición andesina - oligoclasa,

indican condiciones de metamorfismo dinamotérmico de medio grado en la facies anfíbolita (Winkler, 1975) con condiciones b4ricas que pueden definirse con base en la presencia de granate de tipo almandino, lo cual indicaría media presi3n equivalente a la facies de anfíbolita - almandino de Turner & Verhoogen (1958). Las otras parag3nesis son estables bajo las condiciones de temperatura y presi3n de la facies anfíbolita baja, pero no es posible establecer el tipo b4rico.

Efectos de metamorfismo retr3grado ocurren en la regi3n de Alas en la serranía de Jarara, donde las rocas del Grupo Macuira est4n afectadas por un cabalgamiento y las parag3nesis predominantes cuarzo - moscovita - albita - epidota - clorita - calcita indican condiciones de la facies esquisto verde (Lockwood, 1965), posiblemente debido a una estabilizaci3n a baja temperatura por la introducci3n de agua a lo largo de las fracturas producidas durante el cabalgamiento

2.1.1.4 Origen

Para Lockwood (1965) las asociaciones mineral3gicas y las texturas presentes en las rocas de los Esquistos de Jutúruhu indican que esta unidad se form3 por el metamorfismo de una secuencia sedimentaria bien estratificada compuesta por *shales*, areniscas y, en menor proporci3n, conglomerados, calizas y *shales* calc4reos que estaban intercalados con silos de rocas basálticas, lo que explica la presencia de cuerpos tabulares masivos de anfíbolita.

Para este mismo autor, el origen de las rocas del Neis de Uray no es claro, pues 3ste difiere de los Esquistos de Jutúruhu, tanto en su textura como en su composici3n global; es m4s b4sico, lo cual sugiere que cantidades apreciables de rocas b4sicas debieron estar originalmente intercaladas con sedimentos arenosos ricos en cuarzo; por lo anterior es razonable considerar que el protolito de los neises bandeados de hornblenda - plagioclasa fueron basaltos o diabasas y que la laminaci3n fue un proceso metam3rfico.

El bandeamiento composicional que se observa en gran parte del Grupo Macuira buza suavemente hacia el noroeste, de tal forma que los Esquistos de Jutúruhu suprayacen el Neis de Uray y es probable que 3sta haya sido la posici3n de los protolitos antes del metamorfismo. Lo anterior implica que la serie original del Grupo Macuira fue una secuencia que gradaba hacia arriba desde zonas con abundante aporte volc4nico e intercalaciones menores de sedimentos (Neis de Uray) a zonas en las cuales predominaban *shales*, areniscas y conglomerados (Esquistos de Jutúruhu). Las relaciones de campo, en el 4rea al norte del cerro Karairapiau, sugieren que existía un cambio lateral de facies en estas unidades (Lockwood, 1965).

2.1.1.5 Edad

El Neis de Uray en la serranía de Jarara est4 suprayacido inconforme por areniscas no metamorfoseadas de Cret4cico Inferior. Se cuenta con diferentes dataciones radiom3tricas K/Ar en rocas del Neis de Uray, una de 172 ± 10 Ma K/Ar en hornblenda en la serranía de Jarara y en el 4rea de Simarúa de 56 ± 6 Ma K/Ar en hornblenda; esta diferencia de edades

se ha interpretado como debida a la pérdida de argón radiogénico producto de un metamorfismo regional de bajo grado que ocurrió probablemente a principios del Paleógeno (?) (Lockwood, 1965).

Una edad de 195 ± 8 Ma K/Ar en moscovita se encontró en un dique pegmatítico que corta los Esquistos de Jutúruhu, lo cual indica que al menos esta edad es la mínima del Grupo Macuira (MacDonald, 1964). El evento metamórfico del Paleógeno afectó también la serranía de Macuira, así que la muestra que arrojó la edad de 195 Ma pudo haber sufrido pérdida de argón. Por esta razón, el metamorfismo que formó los esquistos y neises de Grupo Macuira debe ser anterior al Triásico tardío, posiblemente Paleozoico (Lockwood, 1965) a aún Precámbrico (Radelli, 1960). Ante la falta de evidencias isotópicas para asignar con precisión una edad a esta unidad, se asigna una edad pre Mesozoica basados en las consideraciones de Lockwood (1965) y en la compilación de Irving (1972).

2.1.1.6 Correlaciones

Lockwood (1965) correlaciona las rocas del Grupo Macuira, con los neises y esquistos en facies anfibolita que son intruidos por rocas graníticas que afloran en la Sierra Nevada de Santa Marta. MacDonald (1964) hace notar la similitud entre el Grupo Macuira y el Complejo Tinaco en la parte central de Venezuela.

2.1.2 Leucogranito de Jojoncito (MPj)

Nombre propuesto por Álvarez (1967) para las rocas graníticas leucocráticas que afloran al sur de la Falla Cuisa, en los alrededores de las localidades de Karemé y Kauarainshimana. Esta unidad forma un cuerpo elongado con su dimensión mayor en dirección noreste, y ocupa un área aproximada de 135 km^2 (Álvarez, 1967).

Álvarez (1967) describe las rocas macroscópicamente como masivas de grano fino a medio, de color blanco a gris amarillento, sin estructuras planares en la mayoría de las muestras y cuando están presentes, la foliación es muy sutil y está definida por el alineamiento de granos y bandeamiento composicional; sin embargo, es claramente distinguible de las rocas cuarzo feldespáticas del Grupo Macuira.

Macroscópicamente la roca corresponde a un neis de cuarzo y feldespato, de grano fino a medio con textura granoblástica, con los cristales aplastados que indican la dirección de foliación metamórfica (texturas *flaser* y *ribbon*). El cuarzo (30 a 50%) con tonalidades oscuras grises y pardas, y el feldespato (60 a 70%), de color blanco lechoso, con intercrecimientos mirmequíticos y con un bajo idiomorfismo de los cristales.

Microscópicamente el Leucogranito de Jojoncito está compuesto por neises de cuarzo y plagioclasa, con abundantes circones y neises graníticos compuestos por cuarzo, feldespato alcalino mesopertítico (Figura 13), plagioclasa de tipo albita y biotita. Las rocas presentan

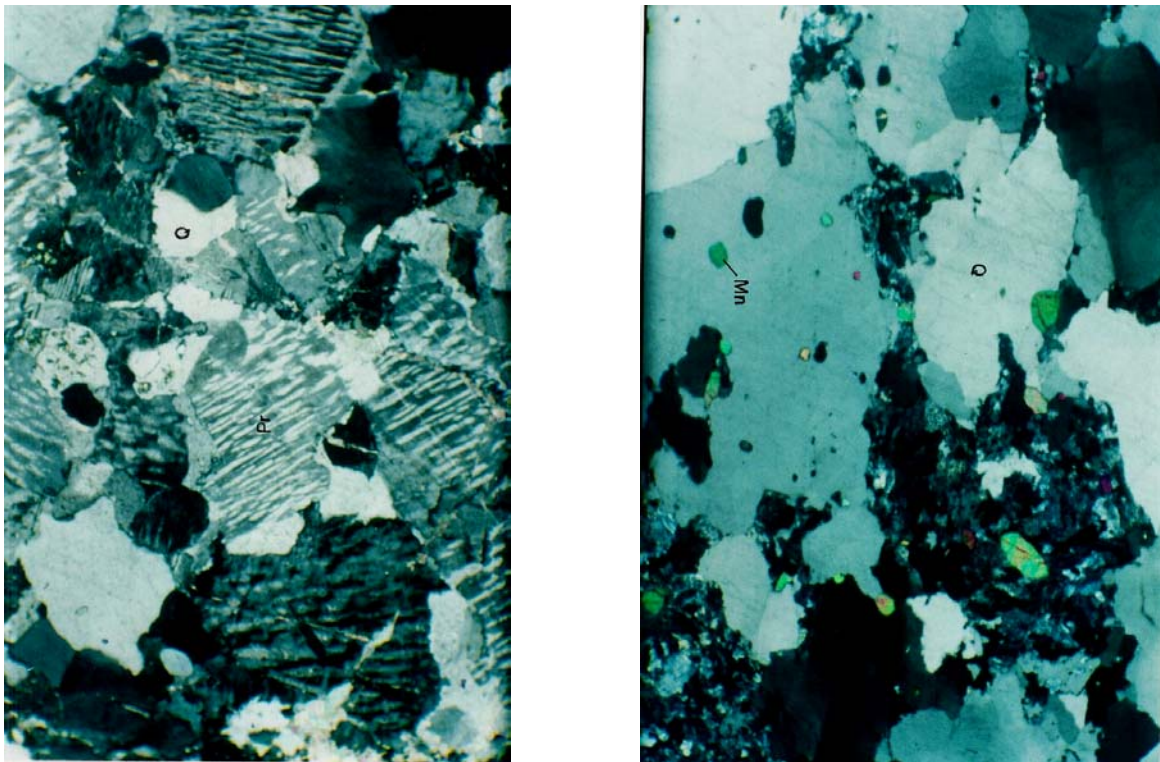


Figura 13. Feldespato mesopertítico y neis de cuarzo y feldespato con monacita en el Leucogranito de Jojoncito. a) Mesopertita en el Leucogranito de Jojoncito; Pr: pertita; Q: cuarzo. b) Textura granoblástica lenticular en el Leucogranito de Jojoncito. Q: cuarzo; Mn: monacita.

texturas granoblásticas, con muy bajo idiomorfismo de los cristales y estiramiento del cuarzo y los feldespatos (textura *flaser*). El cuarzo se presenta en cristales xenoblásticos, con fuerte extinción zonada, abundantes inclusiones de líneas de polvo y en algunas muestras con contactos suturados e inclusiones de apatito y circón en cristales subredondeados. El feldespato alcalino es mesopertítico, con pertitas de tipo, *string*, *stringlet* y *bead*, con los bordes irregulares y en el interior con restos de cristales de albita incluidos y gotas de cuarzo (cuarzo tipo *drop like*). La plagioclasa es generalmente de menor tamaño que el cuarzo y el feldespato pertítico, en cristales xenoblásticos; en los neises de cuarzo y plagioclasa está alterada y reemplazada por epidota, clorita y calcita, mientras en las rocas de composición granítica se presenta levemente alterada a sericita y arcilla, y con maclas de albita y periclina. La Tabla 3 muestra algunos análisis modales de este cuerpo realizados por Álvarez (1967); se destacan los altos contenidos de cuarzo de algunas de las muestras analizadas, los cuales no son típicos en rocas ígneas.

Tabla 3. Composición modal del Leucogranito de Jojoncito (Álvarez, 1967).

	1	2	3	4	5	6	7
Cuarzo	51,7	41,0	28,0	40,0	43,0	32,0	50,0
Feldespato K	29,0	27,8	36,8	38,5	35,0	39,8	20,0
Albita	19,0	29,0	35,0	21,0	22,0	24,0	28,2
Opacos	0,3	2,2	0,2	0,5	-	4,2	0,3

Los contactos del Leucogranito de Jojoncito con las rocas circundantes no son claro. Está suprayacido inconformemente, en la mayoría de sus bordes, por rocas sedimentarias del Cretácico y aluviones o es limitado por fallas. En el borde este, aparentemente es transicional a las rocas metasedimentarias del Grupo Macuira. No se encuentran contactos intrusivos tajantes (Álvarez, 1967).

2.1.2.1 Origen

Álvarez (1967) plantea un origen ígneo para esta unidad basado en las características petrográficas que presenta y considera que el contacto gradacional con las rocas metasedimentarias de Grupo Macuira indican que este cuerpo fue emplazado a profundidad, pero no es posible determinar si fue formado por una intrusión profunda o por anatexis.

De acuerdo con las características macroscópicas y microscópicas, como son las texturas *ribbon* y *flaser*, con el aplastamiento de los cristales de feldespato y cuarzo, que indican dirección de foliación metamórfica y texturas mesoperitíticas típicas de rocas de muy alto grado de metamorfismo, presentes en las fases de anatexis, se considera que se trata de una roca de origen metamórfico, sometida a condiciones, probablemente, de las facies granulita, pero sin la mineralogía diagnóstica. Los altos contenidos de cuarzo en las rocas del Leucogranito de Jojoncito sugieren un protolito sedimentario de composición cuarzo feldespática, y se descarta un origen ígneo para esta unidad.

2.1.2.2 Edad y correlaciones

La edad de este cuerpo es incierta y de él no se tienen dataciones radiométricas. Es suprayacido por las rocas de la Formación Poschachi del Cretácico Inferior y su contacto gradacional con las rocas del Grupo Macuira indican que se emplazó antes o durante el evento metamórfico que las afectó (Álvarez, 1967).

Este cuerpo se correlaciona con las Granulitas de Los Mangos en la Sierra Nevada de Santa Marta, y más al sur con rocas del Grupo Garzón y las metamorfitas precámbricas de la

serranía de Las Minas, las cuales presentan rocas muy similares desde el punto de vista macroscópico, microscópico y de grado de metamorfismo. La edad reportada por MacDonald (en Irving, 1971), en circones para el Leucogranito de Jojoncito, concuerda con las edades hasta el momento reportadas para las rocas del Macizo de Garzón y la Granulita de Los Mangos.

2.1.3 Metasedimentitas de Alas (PZ?a)

Lockwood (1965) denomina como Metasedimentitas del Área de Alas a un cinturón fragmentado de dirección noreste, que afloran en el extremo suroeste de la serranía de Jarara y que es estructuralmente complejo y ha sufrido metamorfismo dinámico.

La unidad está constituida por filitas de color verde claro a gris oscuro, algunas grafiticas, por mármoles de grano fino, de color gris azulado a gris medio, con restos de fósiles, bandeados y desarrollo de sericita en los planos de bandeamiento; por metaareniscas arcósicas y por metaconglomerados de color pardo claro a gris verdoso, pobremente seleccionados, con estratificación irregular y deformados, constituidos por clastos de cuarzo, granitos de grano fino, pegmatitas y rara vez de neises cloritizados.

Neises augen y milonitas se desarrollan a partir de las metareniscas y metaconglomerados como resultado de la deformación producida por la falla de cabalgamiento de arroyo Parario (Lockwood, 1965).

Las Metasedimentitas del Área de Alas están suprayacidas en discordancia por calizas del Cenozoico y en contacto fallado con las rocas más antiguas. En la parte norte del cuerpo, el Neis de Uray se encuentra cabalgado sobre las metasedimentitas y al sur las metasedimentitas cabalgan el neis y los sedimentos marinos del Cretácico Inferior (Lockwood, 1965).

2.1.3.1 Origen y edad

No se tienen datos para establecer la edad de esta unidad, sólo se han encontrado en ella restos de tallos de crinoideos, con los cuales no es posible determinar edades; según Bürgl (comunicación oral 1964, en Lockwood, 1965), se han encontrado crinoideos de características similares que llegan hasta el Cenomaniano en Los Andes colombianos. Rollins (1965) la consideró inicialmente como cretácica, pero después encontró rocas sin metamorfismo en cercanías a las Metasedimentitas del Área de Alas, por lo cual las consideró finalmente precretácicas.

Lockwood (1965) considera que estas rocas son litológicamente similares a las rocas sedimentarias cretácicas no metamorfoseadas y que el metamorfismo dinámico presente se debe a las fallas de cabalgamiento del área de Alas y no a un evento metamórfico regional, y les asigna una edad cretácica.

2.1.3.2 Correlaciones

Las Metasedimentitas del Área de Alas han sido correlacionada con las rocas cretácicas que afloran al suroeste del Arco de La Guajira (Lockwood, 1965) y con la Series de Palmarito de edad pérmica que aflora en Los Andes Venezolanos (Rollins, 1965).

2.1.4 Formación Jarara (K_{2j})

Descrita por Radelli (1962) como Serie de Jarara, está constituida por esquistos clorítico sercíticos y calizas poco metamorfoseadas. Relacionadas a las calizas existen cuerpos de gabro con formas elipsoidales. MacDonald (1964) propone el nombre de Formación Jarara para la secuencia metapelítica más sur, de ligeramente mayor grado de metamorfismo y probablemente más antigua, adyacente al Grupo Macuira en la serranía de Jarara.

La unidad aflora en la parte occidental de las serranías de Macuira, Jarara y Simarúa, y se extiende como una franja alargada en dirección noreste. Buenos afloramientos de esta formación se pueden encontrar en el arroyo Tumaka en la serranía de Macuira, en los arroyos Mastano e Iroshímahana y cerro Arenas en la serranía de Jarara y en el arroyo Puíshpana en la serranía de Simarúa.

Está constituida principalmente por filitas (Figura 14) que gradan a esquistos moscovíticos, esquistos cloríticos, sedimentitas cuarzo arenosas metamorfoseadas y localmente cuarcitas, neises y rocas de hornblenda (Lockwood, 1965; Álvarez, 1967).



Figura 14. Filitas negras con intercalaciones delgadas de metarenitas cuarzosas en la Formación Jarara. Sección Arroyo Tumaka.

Las filitas presentan una característica morfológica particular que hace que los autores de los trabajos en el departamento las separen en filitas de crestas y filitas de valles. Las filitas de valles son las más abundantes en la Formación Jarara; son de color gris oscuro, blandas, de grano más grueso que las filitas de crestas y grafiticas (el sur de cerro Arenas y en el área de Simarúa) y se encuentran cortadas por venas delgadas de cuarzo. Están constituidas por cuarzo, albita, biotita, moscovita y clorita; variaciones en el contenido mineralógico se presentan de una región a otra. En algunas muestras se ha encontrado granate de tipo almandino coexistiendo con clorita (Lockwood, 1965; Álvarez, 1967). Localmente intercalados con filitas se presentan lentes de rocas calcáreas fosilíferas con gasterópodos, pelecípodos y briozoarios (Figura 15) (Lockwood, 1965).

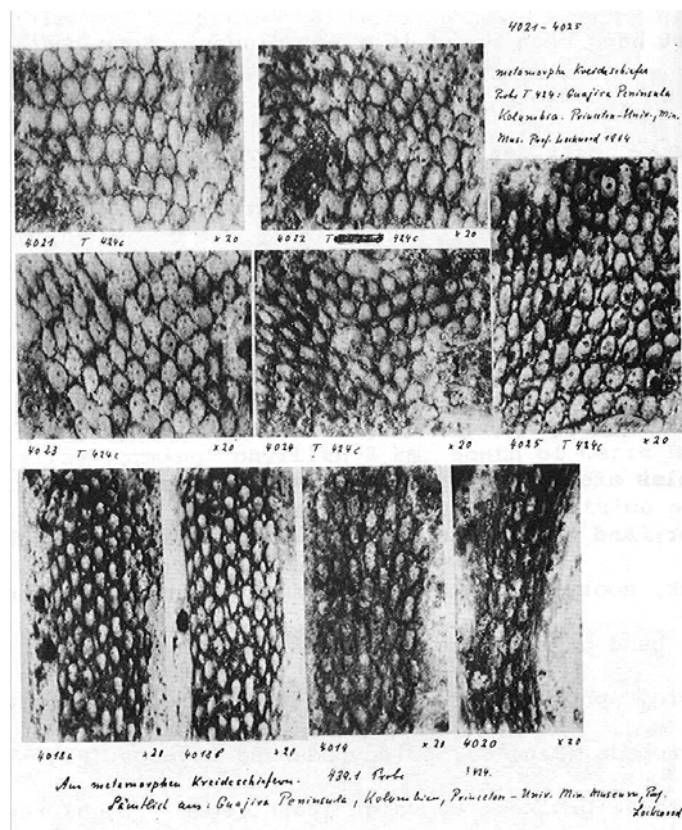


Figura 15. Briozoarios del Cretácico Superior en la Formación Jarara. Tomada de Lockwood (1965)

Las filitas de crestas son de color gris oscuro a negro, duras y están constituidas por sericita, clorita, cuarzo y albita, y como accesorios turmalina, epidota y grafito; presentan una foliación lepidoblástica generalmente paralela a la estratificación original. Localmente, en la serranía de Jarara, el grado de metamorfismo aumenta y es posible encontrar granate de tipo almandino coexistiendo con clorita (Lockwood, 1965). Cuando las filitas pasan a esquistos finogranulares de biotita - moscovita - cuarzo aparece moscovita y localmente porfiroblastos de quistolita sericitizada (MacDonald, 1964). Los esquistos cloríticos están constituidos principalmente por clorita, porfiroblastos de albita, cuarzo en agregados

finogranulares y epidota. Se presentan en la serranía de Jarara asociados a esta unidad rocas metavolcánicas (brechas, rocas verdes masivas y lavas amigdalares (Lockwood, 1965).

Las rocas arenáceas metamorfoseadas corresponden areniscas y conglomerados fuertemente deformados, aunque en algunas zonas se conserva la estratificación original; se presentan como intercalaciones en las filitas. Las areniscas corresponden a cuarzo areniscas con cuarzo lenticular y wacas con cuarzo en una matriz esquistosa de cuarzo, clorita y sericita (MacDonald, 1964). Los conglomerados ocurren en su mayoría como lentes y están constituidos por cuarzo, guijarros de roca granítica félsica y, ocasionalmente, chert negro, en una matriz fina de cuarzo y sericita. En algunas zonas se presenta como constituyente principal de las areniscas y conglomerados cuarzo ahumado (Lockwood, 1965).

El contacto de la Formación Jarara con las rocas del Grupo Macuira es abrupto, aunque no se encuentra bien expuesto; la presencia de una zona de esquistos grafitico - tremolíticos en el límite con el Neis de Uray parecen indicar una inconformidad metamórfica (MacDonald, 1964, Lockwood, 1965). Sin embargo, Lockwood (1965) indica, además, que este contacto puede corresponder a una inconformidad de cizallamiento. Esta unidad se encuentra en contacto, a lo largo de la falla de cabalgamiento de Ororio, con la Formación Etpana, es cortada por numerosos diques relacionados a la Cuarzodiorita de Parashi y es suprayacida inconforme por sedimentos paleógenos y neógenos (Lockwood, 1965).

2.1.4.1 Metamorfismo

Las asociaciones mineralógicas encontradas en la Formación Jarara indican que estas rocas sufrieron un metamorfismo en la facies esquistos verdes que varió de intensidad de manera gradual tanto en deformación como en grado de metamorfismo de norte a sur; sin embargo, la deformación es no penetrativa, ya que se presentan rocas calcáreas con fósiles sin deformación, rodeados por rocas esquistosas fuertemente deformadas (Lockwood, 1965). La presencia de andalucita en distribución regional en los esquistos de la Formación Jarara, indica condiciones de baja presión (Winkler, 1975) en la facies esquistos verdes y anfibolita durante el metamorfismo.

2.1.4.2 Origen

Según Lockwood (1965), la Formación Jarara proviene del metamorfismo en facies esquistos verdes durante el Cretácico tardío a principios del Paleógeno, de una secuencia sedimentaria constituida por *shales* carbonáceos, areniscas, conglomerados, tobas y brechas volcánicas que fueron depositadas en un mar relativamente somero que permitió la deposición de las calizas fosilíferas.

La presencia de rocas de diferentes litologías y ambientes de formación, como rocas calcáreas con fósiles, rocas arenosas, rocas metamórficas como filitas, esquistos y neises de diferente grado de metamorfismo, hacen pensar que la Formación Jarara es una mezcla tectónica de bloques o *melange*, más que una unidad litoestratigráfica.

2.1.4.3 Edad

La presencia de fósiles en la serranía de Jarara como *Conopeum ovatum*, *C. Prismaticum*, *Lopha* cf *L. syphax*, permiten asignar una edad cretácica tardía a la Formación Jarara (Lockwood, 1965). Otros autores (Bürgl, 1958; Radelli, 1962; MacDonald, 1964; Rollins, 1965, en Lockwood, 1965) han considerado esta unidad como premesozoica, mientras que Renz (1960, en Lockwood, 1965) la considera cretácica o posiblemente paleocena.

Esta unidad es anterior a la Cuarzodiorita de Parashi de 48 ± 4 Ma (Lockwood, 1965); para MacDonald (1964) la edad es incierta y la coloca como premesozoica, ya que está suprayacida en contacto normal por rocas del Eoceno superior y es posterior al Grupo Macuira. Además, este mismo autor (en Lockwood, 1965) sugiere que las capas con fósiles encontradas en la Formación Jarara pertenecen a sedimentitas más jóvenes que fueron replegados y cubrían la Formación Jarara. Mercado (1999) sugiere una edad precámbrica para parte de la Formación Jarara.

2.1.4.4 Correlaciones

Parte de las filitas de la Formación Jarara se han correlacionado por similitud litológica con la Formación Ipanaruhu descrita por Álvarez (1967) en la zona de Simarúa.

2.1.5 Formación Etpana (K_{2e})

Unidad definida por Lockwood (1965) para agrupar rocas metamórficas como filitas y cuarcitas asociadas con serpentinitas y gabros que afloran al oeste de la Falla Ororio, en el arroyo Etpana, en la serranía de Jarara.

La Formación Etpana se extiende en dirección noreste como un cinturón alargado desde el suroeste de la serranía de Jarara hasta el cerro Ororio en la serranía de Macuira. Afloramientos de estas rocas es posible observarlos en el carretable que une los caseríos de Fonseca y Jechipa (serranía de Jarara), en los arroyos Etpana y Jayaruri, y en la serranía de Parashi y al norte en la serranía de Macuira en el cerro Ororio y en cercanías al Corregimiento de Huimatirra.

Según Lockwood (1965), la Formación Etpana está constituida por filitas, cuarcitas, esquistos cloríticos y biotíticos, anfíbolitas, eclogitas y asociados a ellas gabros y serpentinitas; además, son cortadas por venas de cuarzo y cuarzo - adularia. Estas variaciones litológicas se describen en este informe, pero no se separan en el mapa debido a la escala de trabajo.

Las filitas son de color gris verdoso a gris oscuro, finamente laminadas, compuestas por cuarzo en agregados finos granoblásticos, biotita o clorita fina y moscovita, y como accesorios, albita en agregados lenticulares, actinolita, epidota, turmalina, granate y rara vez circón (Lockwood, 1965).

Al este y oeste de la Cuarzodiorita de Parashi se encuentran metargilitas compuestas por agregados de albita epidota y tremolita. Cerca a los contactos con las rocas serpentínicas se presentan esquistos de clorita - actinolita - talco con cristales de cromita dispersos, lo que indica que estas rocas están relacionadas con las serpentinas. En la parte sur de la Formación Etpana aumenta la proporción de filitas grafiticas. Las filitas en algunos sectores se presentan interestratificadas con cuarcitas y muestran fuerte deformación (Figura 16) (Lockwood, 1965).

Las cuarcitas son de color gris amarilloso a pardo claro y están intercaladas con filitas biotíticas. El bandeamiento es grueso y forma lentes en las capas más espesas, donde es posible observar los clastos, ya que éstos no presentan deformación. Están compuestas principalmente por cuarzo (95%) y algunos clastos de circón, turmalina y por moscovita y biotita como minerales metamórficos; plagioclasa y ortoclasa perítica son escasos (Lockwood, 1965).

Las rocas esquistosas comprenden esquistos de albita - epidota - clorita y albita - epidota - biotita. Los esquistos de albita - epidota - clorita se encuentran intercalados con filitas y están constituidos por clorita, albita, cuarzo, epidota y como accesorios, sericita, calcita y pirita; en algunas zonas se presenta actinolita como mineral principal. Los esquistos de albita - epidota - biotita se localizan en la parte norte de los cerros de Parashi en la serranía de Jarara; son de color gris medio a gris oscuro, de grano medio a grueso y están constituidos principalmente por albita, epidota, biotita y, en menor proporción, actinolita, moscovita, turmalina, calcita y granate; estas rocas se encuentran interestratificadas con cuarcitas y esquistos porfiroblásticos de albita - clorita (Lockwood, 1965).

Las anfibolitas son raras y ocurren como capas y lentes dentro de las filitas; están compuestas por hornblenda verde azulosa, albita y como accesorios, epidota, biotita y esfena. Bloques de eclogita se presentan como constituyentes principales de conglomerados paleógenos y neógenos que afloran al occidente de la Cuarzodiorita de Parashi y han sido considerados como provenientes de la erosión de los niveles superiores de la Formación Etpana; estas rocas están compuestas por cristales euhedrales de hasta 1 cm de diámetro de granate de color rojo oscuro con inclusiones de cuarzo, apatito y rutilo, y por agregados finos de clinopiroxeno y algunas muestras con cristales gruesos de zoisita (Lockwood, 1965).

Asociadas a las rocas metamórficas de la Formación Etpana, cerca a la Cuarzodiorita de Parashi en la serranía de Jarara, se presentan serpentinitas, inclusiones no gabroicas en las serpentinitas y metagabros leucocráticos. Las serpentinitas afloran en los cerros de Ruma, Parashi y a lo largo de la Falla Ororio y corresponden a serpentinitas de bastita y crisotilo, de antigorita, de crisotilo y serpentinitas sedimentarias (Lockwood, 1965).

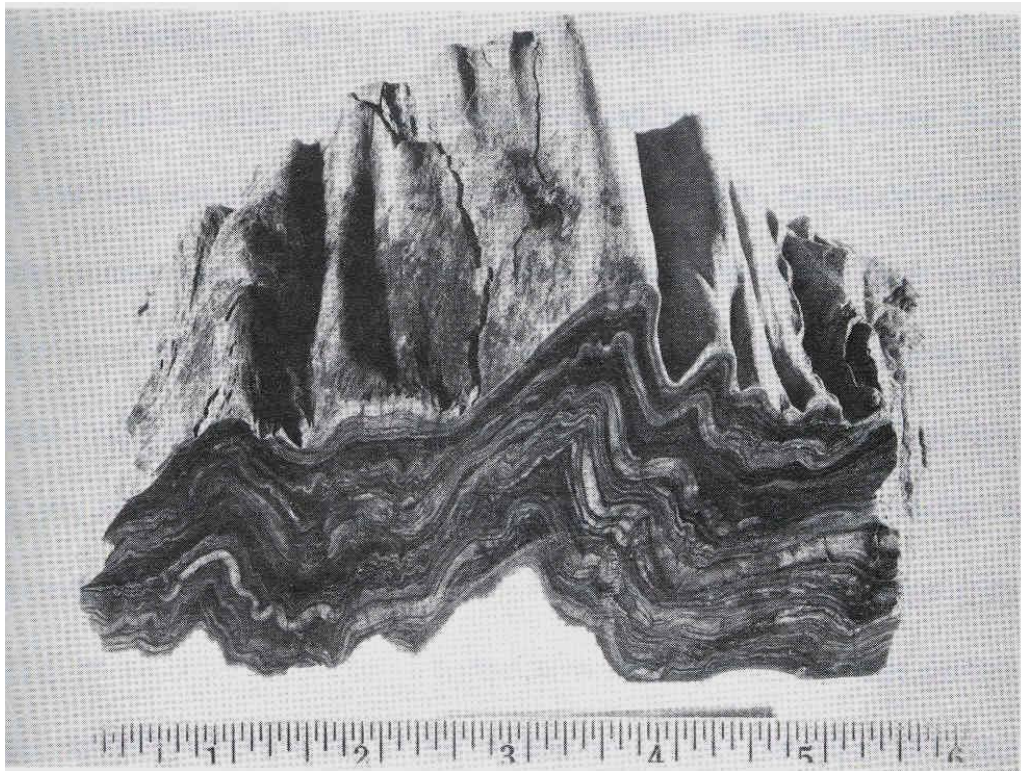


Figura 16. Filita cuarzosa plegada de la Formación Etpana. Foto tomada de Lockwood (1965).

Las inclusiones no gabroicas dentro de las serpentinitas corresponden a cuerpos alargados de rocas compuestas por clinopiroxeno y clinozoisita en intercrecimientos masivos y grosularia hacia los bordes en algunos de los contactos con serpentinita; el contacto de estas rocas con las serpentinitas es abrupto, pero se marca por la presencia de una banda delgada de clorita (Lockwood, 1965).

Los metagabros leucocráticos ocurren como inclusiones en forma de hoja en las serpentinitas o en los bordes de éstas, son masivos a foliados, con algunas texturas reliquias subofíticas y son cortados por venas de clinozoisita. Están compuestos por diálaga, plagioclasa, albita, en cristales subhedrales a euhedrales con abundante epidota anhedral, en una masa de intercrecimientos de clinozoisita y clorita; además, se presentan variaciones a rocas de hornblenda - clinozoisita - clorita - albita (con inclusiones de epidota) de grano más fino. Zonas de grosularia dentro de los cuerpos de gabro se encuentran en algunas localidades. Características como la presencia de plagioclasa de composición albita, epidota y grosularia en estas rocas y su afloramiento como inclusiones alargadas, permiten plantear que sean posiblemente cuerpos rodingíticos (Lockwood, 1965).

La Formación Etpana está suprayacida en inconformidad en el sector oeste y noreste, por conglomerados del Paleógeno - Neógeno. Hacia el sur, en la serranía de Jarara, cabalga

sobre las rocas del Cretácico Superior de la Formación Jarara y es cortada por la Cuarzodiorita de Parashi del Eoceno medio (Lockwood, 1965).

2.1.5.1 Metamorfismo

Según Lockwood (1965) las paragénesis metamórficas: cuarzo - albita - biotita - moscovita - (sericita) - clorita, albita - epidota - clorita - (biotita) - actinolita - (calcita), cuarzo - albita - epidota - biotita - almandino (?), cuarzo - biotita - moscovita - almandino (?), albita - epidota - biotita - hornblenda corresponden a la facies esquistos verdes, en condiciones de bajo grado de metamorfismo tipo bórico de baja presión.

2.1.5.2 Origen

Para Lockwood (1965) la laminación fina en las filitas y la ausencia de perturbación orgánica en la estratificación original son evidencias para considerar que las rocas de la Formación Etpana provienen del metamorfismo, en facies esquistos verdes, de una secuencia gruesa de rocas sedimentarias, *shales* y areniscas cuarzosas, finamente laminadas con pequeñas cantidades de tobas (?), depositadas posiblemente en una cuenca profunda.

Las tres variedades de serpentinitas descritas en la Formación Etpana, según Lockwood (1965), se formaron bajo diferentes condiciones fisicoquímicas: la serpentinita primaria corresponde a la “serpentinita de bastita” formada directamente por serpentización de una peridotita grueso-granular, probablemente de composición harzburgita. Durante la serpentización, el ortopiroxeno fue transformado en bastita y el olivino en crisotilo y, puesto que existe una gradación completa a la serpentinita de antigorita, esta última debió haberse formado a partir de la anterior; en este caso, la antigorita se formó inicialmente a partir de la masa de crisotilo y posteriormente la antigoritización afectó la bastita para obtener un producto final de antigorita pura. El proceso de antigoritización parece estar relacionado al metamorfismo regional que afectó las rocas circundantes, puesto que la ocurrencia de la serpentinita de antigorita está restringida a aquellas áreas que presentan el mayor grado de metamorfismo regional en la región de Parashi.

La serpentinita de crisotilo corresponde a una roca de metamorfismo de contacto desarrollada alrededor de la Cuarzodiorita de Parashi, tal como parece indicarlo su distribución restringida en un área de un kilómetro máximo alrededor del cuerpo ígneo y dentro de la cual no se observaron los otros tipos de serpentinita (Lockwood, 1965).

Las características de los cuerpos de serpentinita asociadas a secuencias sedimentarias marinas y la presencia de metaserpentinitas o serpentinitas sedimentarias, además de la ausencia de efectos térmicos atribuibles a la intrusión de un magma peridotítico o serpentínico, implica que éstas se emplazaron en las secuencias sedimentarias de un piso oceánico (Lockwood, 1965).

El origen de las eclogitas no es claro y en ellas el bajo contenido de piroxeno en el granate (Lockwood, 1965) indica que estas rocas son similares a las eclogitas del “Grupo C” de Coleman *et al.* (1965), las cuales se caracterizan por su asociación con esquistos de

glaucofano; sin embargo, en el área de la península de La Guajira o en regiones vecinas no se ha reportado la presencia de este tipo de rocas, por lo cual Lockwood (1965) considera que las eclogitas pudieron haberse formado en un ambiente de baja presión, ya sea durante el metamorfismo de la Formación Etpana o como efecto de metamorfismo de contacto alrededor de la Cuarzodiorita de Parashi.

La asociación de gabros con serpentinitas en el área de Parashi es clara y, por lo tanto, la génesis de estas rocas debe estar relacionada. La presencia de brechas sedimentarias con bloques de gabro en la metasedimentitas indica que al menos estos gabros fueron emplazados sobre un piso oceánico, contemporáneamente con los cuerpos de serpentinita. La historia compleja de estos cuerpos de gabro, y en especial el metamorfismo del Cretácico tardío - Paleógeno, modificó la mineralogía original de tal forma que es difícil determinar su petrogénesis (Lockwood, 1965).

2.1.5.3 Edad

La ausencia de fósiles en la Formación Etpana no ha permitido establecer una edad clara para ella. Por las relaciones estratigráficas con la Cuarzodiorita de Parashi del Eoceno medio que la intruye, esta unidad ha sido asignada por Lockwood (1965) al Cretácico Superior, considerando una edad mínima de 48 ± 4 Ma.

2.1.5.4 Correlaciones

Esta unidad ha sido correlacionada con la Formación Paráuinkrein (MacDonald, 1964) del Turoniano que aflora en la serranía de Macuira, con la Formación Carpintero descrita por Álvarez (1967) en la serranía de Carpintero y con parte de la Formación Jarara (Lockwood, 1965).

2.1.6 Formación Paráuinkrein (K2p)

Unidad definida por MacDonald (1964) para agrupar la secuencia de rocas ligeramente metamorfoseadas que afloran en las colinas bajas de la serranía de Macuira cerca a la población de Paráuinkrein. Está constituida principalmente por filitas de color pardo oscuro a negro con intercalaciones arenáceas y calcáreas.

Esta unidad aflora como cerros aislados, así como en un cinturón alargado al suroeste de la población de Nazareth. Las filitas (Figura 17) están constituidas por clorita, cuarzo lenticular deformado, material carbonáceo en granos finos, plagioclasa en proporciones menores y al parecer de origen detrítico y como accesorios, rutilo, turmalina, circón, esfena en granos redondeados, pirita euédral reemplazada por limonita y hematita en laminas dispersas (MacDonald, 1964).



Figura 17. Filitas con capas arenosas más resistentes de la Formación Paráuinkrein.

Las rocas metarenáceas corresponden a metawacas y metawacas cuarzosas y, en menor proporción, variedades cuarzosas, feldespáticas y metaconglomeráticas, estas últimas como capas lenticulares pobremente seleccionadas. Rocas calcáreas metamorfoseadas, con algunos restos fósiles, localmente arcillosas o arenosas afloran como capas y lentes de varias decenas de metros de espesor; en algunas zonas presentan como concreciones (MacDonald, 1964).

Localmente, en la Formación Paráuinkrein se presenta chert negro en capas delgadas laminadas, algunas de las cuales son carbonosas y contienen cuarzo, prehnita y clorita. En esta unidad, al suroeste de la población de Paráuinkrein, se encuentra una brecha volcánica compuesta por plagioclasa finogranular, actinolita fibrosa prismática, clorita y óxidos de hierro con leucóxeno. Este cuerpo es cortado por venas delgadas de baritina (MacDonald, 1964).

En las filitas del área de Ororio y específicamente cerca a la falla del mismo nombre, se encuentran algunos cuerpos de serpentinita verde, paralelos a la tendencia general de la esquistosidad de las rocas metasedimentarias y pequeños cuerpos lenticulares de metagabros de grano medio, con espesores entre 20 y 50 m, que bordean los cuerpos de serpentinita. Otros dos tipos de roca se han encontrado cerca a los cuerpos de serpentinita: uno de cloritita y otro constituido por actinolita a albita, cuyas relaciones con las serpentinitas o con la Falla Ororio son desconocidas (MacDonald, 1964).

MacDonald (1964) indica que esta unidad descansa, al parecer, conforme sobre la Formación La Luna en el área de Paráuinkrein y parte más este de Natuópaha, mientras que

en otras zonas los contactos con unidades más antiguas son fallados. Sin embargo, este mismo autor considera que debido a la incertidumbre en los contactos observados, es posible que la Formación Paráuinkrein pueda estar estructuralmente yuxtapuesta o ser una masa de igual edad más que una unidad más joven que la secuencia Cogollo - La Luna. Se encuentra, además, suprayacida inconformemente por rocas del Eoceno superior (MacDonald, 1964).

2.1.6.1 Metamorfismo

Las distintas unidades litológicas descritas por MacDonald (1964) en esta formación indican condiciones estructurales y mineralógicas de un muy bajo grado de metamorfismo que no destruye la textura original, ni la fauna. En la mayoría de los casos no se desarrollan paragénesis minerales diagnósticas y aun en las rocas filíticas que tienen más desarrollada la foliación, las láminas de mica blanca parecen ser de origen detrítico. Las condiciones anteriores implican un metamorfismo dinamo-térmico en condiciones de temperatura por debajo de la facies esquistos verdes (Bucher & Frey, 1994), bajo condiciones báricas de baja presión.

2.1.6.2 Edad

Fósiles de amonites deformados han sido encontrados en varios horizontes en el área de Paráuinkrein e identificados como *Mariella* cf. *M. bergi*, *Oxycone ammonite* (*Oxytropidoceras?*), que permiten asignar una edad Albiano medio a Turoniano (MacDonald, 1964).

2.1.6.3 Correlaciones

Esta unidad es correlacionable con las formaciones Etpana (Lockwood, 1965), Carpintero (Álvarez, 1967), parte de Jarara y con parte de la secuencia de *shales* del Cretácico Superior en la Cuenca de Maracaibo (MacDonald, 1964).

2.1.7 Formación Ipanaruhu (K_{2i})

Esta unidad fue definida por Álvarez (1967), en la parte occidental del área de Simarúa, y bajo esta denominación agrupa las filitas y cuarcitas similares a las de la Formación Jarara, pero prefiere nominarlas diferente, ya que hay varias secuencias de bajo grado de metamorfismo similares y su correlación estratigráfica no es clara.

La Formación Ipanaruhu se extiende como un cinturón alargado de 14 km de largo y entre 1 y 3 km de ancho, que conforma la parte más occidental del área de Simarúa. Aflora en las lomas de Ipanaruhu y Maíz. Está constituida principalmente por filitas de color gris claro a oscuro, con algunos lentes de cuarzo y pseudomorfos de hematita y limonita según pirita; están compuestas por clorita, sericita que envuelven lentes de cuarzo y grafito. En la parte suroeste del cuerpo afloran lentes de cuarcitas y limolitas de varios metros de longitud. Localmente se encuentran lentes de calizas ligeramente recristalizados, en algunas zonas

son conglomeráticas y contienen abundantes granos de cuarzo y algo de *shale* y en uno de ellos se encontraron fragmentos de fósiles (Álvarez, 1967).

Esta unidad se encuentra en contacto fallado con las rocas del Grupo Macuira y es suprayacida por rocas sedimentarias del Paleógeno y del Neógeno.

2.1.7.1 Metamorfismo

La presencia de moscovita y clorita en las filitas, así como la ausencia de biotita y granate (Álvarez, 1967), indica que la Formación Ipanaruhu sufrió un metamorfismo regional de muy bajo grado, por debajo de la facies esquistos verdes (Bucher & Frey, 1994) en condiciones de baja presión, lo cual permite que se conserven los rasgos texturales del protolito sin destruir totalmente los fósiles.

2.1.7.2 Edad

Los fragmentos de gasterópodos y pelecípodos encontrados en esta unidad, aunque mal preservados, permiten asignarle una edad al menos del Cretácico tardío (Álvarez, 1967).

2.1.7.3 Correlaciones

Esta unidad es correlacionable por similitud litológica, con parte de las filitas de la Formación Jarara descritas por Lockwood (1965) en la serranía de Jarara.

2.1.8 Formación Carpintero (K_{2c})

Radelli (1962) denomina como Serie de Carpintero a las rocas que forman parte de la faja de ectinitas que afloran en la península de La Guajira. Posteriormente, Álvarez (1967) denomina Formación Carpintero las rocas metasedimentarias de bajo grado, especialmente cuarcitas y como parte de ésta, el Miembro Ushinia conglomerático, que aflora en la serranía de Carpintero, en la parte noroeste de la península de La Guajira.

La Formación Carpintero forma un cuerpo elongado en dirección noreste que ocupa un área de 28 km². Está constituida principalmente por cuarcitas de color gris claro a pardo claro, son laminadas y están conformadas por granos de cuarzo, con efectos de deformación, sericita, biotita, clorita y rutilo; por esquistos cuarzosos, de biotita en capas y moscovita en láminas aisladas y por rocas silíceas de grano fino (metachert?). Las rocas del Miembro Ushinia son metaconglomerados, con cuarzos angulares a subredondeados que muestran deformación, y se encuentran envueltos por una matriz de grano muy fino constituida por cuarzo, sericita, clorita y opacos, y areniscas cuarzosas de grano grueso (Álvarez, 1967).

La Formación Carpintero forma pliegues con ejes largos de dirección N70°E y *plunge* al este. Está suprayacida por rocas sedimentarias del Paleógeno y Neógeno, lo que impide establecer su continuidad con las rocas de la serranía de Jarara (Álvarez, 1967).

2.1.8.1 Origen y edad

Diferentes edades han sido propuestas para la Formación Carpintero: Stutzer (1934, en Álvarez, 1967) considera esta formación como precretácica con base en el metamorfismo que presenta y que a su vez está ausente en las rocas cretácicas que afloran en la parte sur de La Guajira. Bürgl (1958, en Álvarez, 1967), asigna una edad predevónica para estas mismas rocas, Renz (1960 en Álvarez, 1967) considera estas rocas y las de la Formación Jarara, como de edad cretácica; además, hace parte de un cuerpo metamórfico denominado Geosinclinal del Caribe. Radelli (1962) considera que existe una sola fase de metamorfismo que está relacionada a la tectogénesis caledoniana o una precámbrica, y asigna entonces a las rocas de esta formación una edad paleozoica temprana o precámbrica.

Álvarez (1967) le asigna una edad cretácica, ya que es similar a la Formación Etpana descrita por Lockwood (1965), en la serranía de Jarara, que es considerada del Cretácico Superior y es suprayacida por rocas del Mioceno superior.

2.1.8.2 Correlaciones

Por similitud litológica, la Formación Carpintero ha sido correlacionada con la Formación Etpana descrita en la parte norte de la serranía de Jarara (Álvarez, 1967).

SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA

La Sierra Nevada de Santa Marta es un bloque estructural de forma piramidal, constituido por un basamento metamórfico distribuido en buena parte de la sierra, con eventos metamórficos registrados desde el Mesoproterozoico hasta probablemente el Paleógeno, el cual fue intruido por plutones predominantemente mesozoicos (Tschanz *et al.*, 1974).

En el Departamento de La Guajira afloran algunas de estas unidades metamórficas, las cuales se describen a continuación (Figura 9).

2.1.9 Granulita de Los Mangos (MPgm)

Nombre utilizado por Tschanz *et al.* (1969b) para agrupar los cuerpos de granulita que afloran dispersos al sureste del Lineamiento de Sevilla. Toman su nombre del río Los Mangos. MacDonald & Hurley (1969) denominaron informalmente esta unidad como neis de Dibulla. Las características petrográficas y la composición de las granulitas fueron descritas por Tschanz *et al.* (1969b) y de este trabajo se toman las descripciones que se presentan en este informe.

Afloran como cuerpos irregulares dispersos en dirección noreste y ocupan un área aproximada total de 1.150 km² (Tschanz *et al.*, 1969b). En el Departamento de La Guajira, rocas de esta unidad se localizan en el sector suroccidental al sur de Dibulla, en la población de Jerez del Río y en el sector suroriental al norte de Guayacanal y Corral de Piedra.

La Granulita de Los Mangos está constituida por una alternancia de capas de granulitas máficas a ultramáficas, granulitas intermedias, graníticas, calcáreas y algunas ricas en

granate, que generan un bandeamiento composicional centimétrico hasta de varios metros en toda la secuencia. Capas delgadas de mármol diopsídico y de rocas calcosilicatadas se presentan intercaladas en las granulitas. Las rocas se presentan bien foliadas y de textura granoblástica (Tschanz *et al.*, 1969b).

Granulitas máficas. Están constituidas por hornblenda parda a veces reemplazada por anfíboles, ortopiroxeno comúnmente reemplazado por clinopiroxeno y anfíboles, y clinopiroxeno y plagioclasa (andesina cálcica) y abundante magnetita o ilmenita; cuarzo, biotita y feldespato perítico pueden ser abundantes localmente. Es común la presencia de apatito, pero no de granate. Muchas de las capas se encuentran finamente bandeadas y están compuestas principalmente por minerales máficos granoblásticos de grano medio a grueso. Algunas de las capas contienen abundante biotita, andesita y granate (Figura 18).

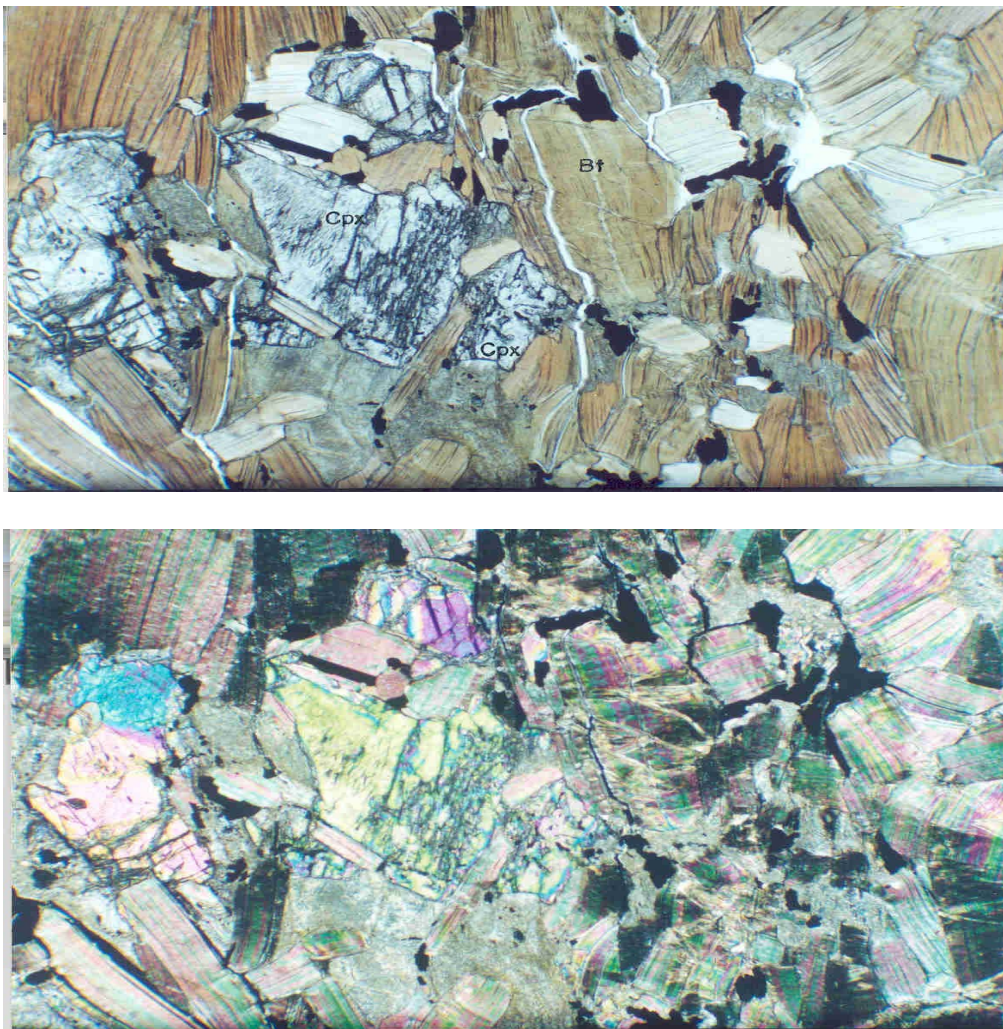


Figura 18. Granulita máfica en la Granulita de Los Mangos. a) Nícoles II, Bt: biotita; Cpx: clinopiroxeno. b) Nícoles X.

Granulitas cuarzo pertíticas. Están constituidas por cuarzo de color gris, en formas planares o en capas lenticulares, pertita o microclina pertítica; plagioclasa de composición oligoclasa es menos común que los otros constituyentes y a veces puede estar ausente, como minerales máficos biotita o anfíbol. Estas rocas presentan una textura característica de las granulitas en los granos de cuarzo, ya que forma granos delgados planares o delgadas capas que separan capas granoblásticas espesas de cuarzo y feldespato (Figura 19).

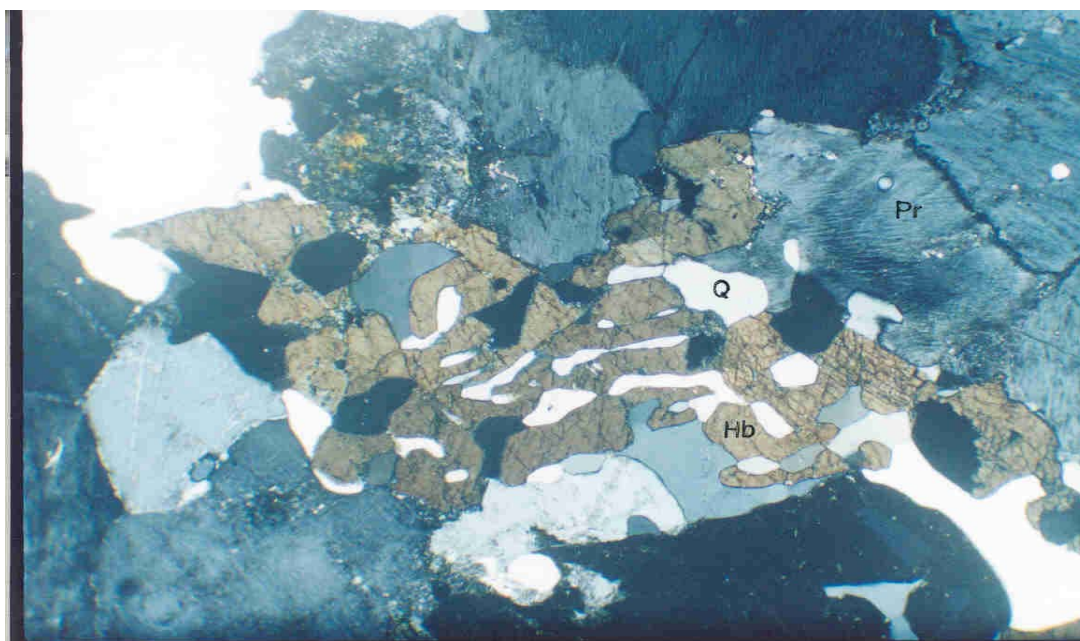


Figura 19. Textura *drop like* en granulitas hornbléndicas de la Granulita de Los Mangos. Hb: hornblenda. Q: cuarzo; Pr: pertita. Nícoles X.

Granulitas calcáreas. Conformen capas delgadas de rocas calcáreas a calcosilicatadas con foliación pobremente desarrollada, concordantes con la foliación de las granulitas circundantes. Están constituidas por calcita, diópsido y microclina, y a veces plagioclasa cálcica o un mineral de composición similar saussuritizado. Algunas rocas calcáreas contienen cuarzo y en otras olivino magnésico, flogopita, grosularia, esfena o wollastonita (?). Esfena se presenta como accesorio común en todas las rocas (Figura 20).

Granulitas ricas en granate. Este tipo de rocas son escasas, se encuentran en la zona de Corral de Piedra al sureste del departamento. Están compuestas por granate rojizo (almandino?) y cuarzo, y como accesorios clinopiroxeno, circón y apatito. Otras rocas por granate, hornblenda primaria, clinopiroxeno, andesina, magnetita o ilmenita y biotita. Otras muestras descritas por Gansser (1955, en Tschanz *et al.*, 1969b) contienen granate, magnetita, olivino (?), biotita, plagioclasa y espinela verde.

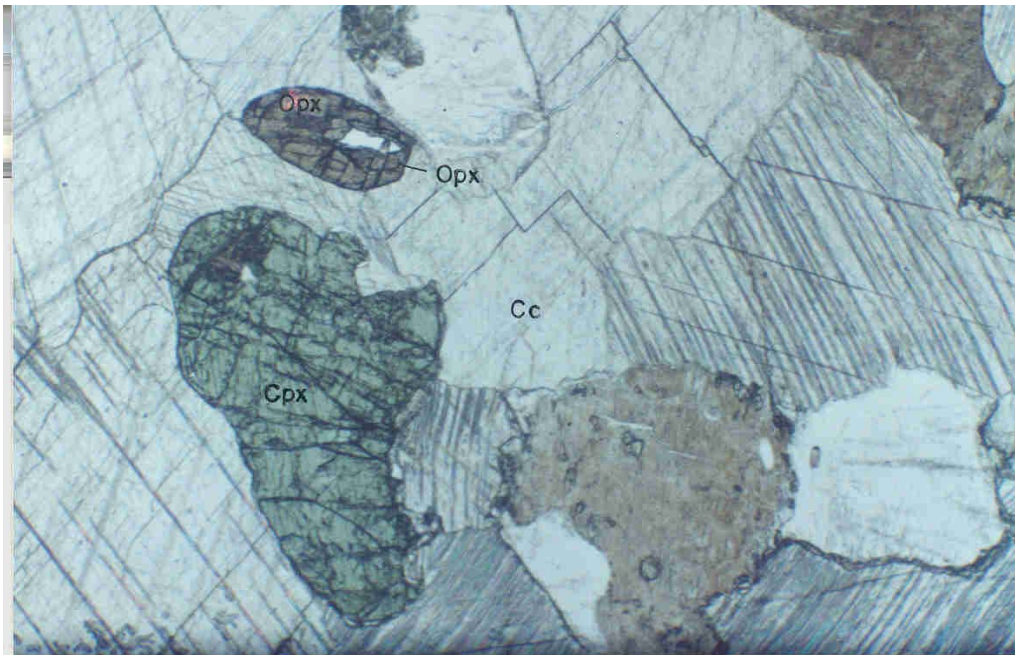


Figura 20. Granulita calcárea de textura granoblástica en la Granulita de Los Mangos. Cc: calcita. Cpx: clinopiroxeno; Opx: ortopiroxeno. Nicoles X.

Granulitas ultramáficas. Se presentan intercaladas como capas gruesas dentro de las granulitas máficas y se diferencian de ellas por el mayor contenido de hornblenda y piroxenos, que alcanzan entre el 70 y 80% de la roca. Estas rocas se localizan al noroccidente del Pico El Guardián, al occidente de las rocas paleozoicas sedimentarias de Chundúa y cerca al borde sur del Batolito de Bolívar.

Las rocas de la Granulita de Los Mangos están suprayacidas en discordancia por rocas sedimentarias del devónico carbonífero, volcano sedimentarias del Triásico Jurásico y es intruida por cuerpos graníticos del Jurásico y Paleógeno.

2.1.9.1 Metamorfismo

Aunque no hay evidencias suficientes para demostrar el origen sedimentario de los diferentes tipos litológicos que constituyen la Granulita de Los Mangos, las granulitas calcáreas son concordantes con el bandeamiento y la foliación de las otras granulitas que las limitan, esto indica que éstas fueron rocas sedimentarias calcáreas. La amplia variación en las asociaciones encontradas (Tschanz *et al.*, 1969b) indica un protolito de origen incierto de composición heterogénea que variaba de cuarzo feldespático a máfico o máfico granatífero y localmente ultramáfico con predominio de las primeras. La escasez de rocas máficas excluye un origen oceánico; Windley (1977) sugiere que los cinturones granulíticos se asemejan ante todo a cadenas orogénicas ensiálicas del tipo “cordillerano” y que las rocas cuarzo feldespáticas representarían asociaciones calcoalcalinas sintectónicas, aunque quedaría por aclarar el significado de las rocas ultramáficas intercaladas que no son

constituyentes comunes de secuencias ensiálicas. Tschanz *et al.* (1969b) consideran que la relación íntima de las ultramafitas a anortositas y bandas de ilmenita - magnetita - apatito indicarían que ultramafitas y las bandas de ilmenita - magnetita - apatito representarían los residuos sólidos de granulitas preexistentes después de la segregación del magma anortosítico. Sin embargo, teniendo en cuenta la extensión regional de las granulitas y limitada de las anortositas, es más probable un origen plutónico para las ultramafitas por diferenciación magmática donde el asentamiento gravitatorio fue el factor más importante.

La presencia de ortopiroxeno en la mayoría de las granulitas de composición apropiada indica condiciones de metamorfismo en la fase granulita para gran parte de las Granulitas de Los Mangos con evidencias texturales de reacciones de deshidratación tales como biotita parda en granate y relictos de hornblenda en clinopiroxeno y son raras paragénesis totalmente anhidras.

Otras evidencias de haber alcanzado la facies granulita son las feldespatos mesopertíticos o fuertemente pertíticos, los colores intensos rojizo pardusco de la biotita y verde pardo a rojizo de la hornblenda y la forma alargada, en varillas, de los cristales de cuarzo. En las granulitas ácidas la asociación ortopiroxeno - mesopertita indica facies granulita; la presencia ocasional de olivino asociado a plagioclasa en las granulitas máficas sugiere presiones intermedias a altas (Miyashiro, 1994) con más probabilidad según este autor de corresponder a las subfacies de presión intermedia; además, ninguna de las granulitas máficas granatíferas descritas por Tschanz *et al.* (1969b) contiene cuarzo, lo cual excluye la posibilidad de tener la subfacies clinopiroxeno granate - cuarzo de alta presión en la facies granulita.

2.1.9.2 Edad y correlaciones

Diferentes edades radiométricas han sido reportadas para la Granulita de Los Mangos (Tabla 4), que colocan esta unidad en el Proterozoico. Según Restrepo-Pace (1995), los datos geocronológicos sugieren que las rocas de la Granulita de Los Mangos hacen parte del cinturón de edad Grenvilliana, del cual en el oriente colombiano harían parte el Macizo de Garzón y el Macizo de Santander donde se han obtenido edades similares. Además, la edad de residencia cortical de 1.720 Ma por el método $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ indica que hubo un emplazamiento y mezcla de escamas de corteza más antigua en rocas del Proterozoico temprano - Arcaico tardío.

Según MacDonald & Hurley (1969), la edad de 1.400 Ma Rb/Sr isócrona presenta una baja relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,703, lo que indica que el estroncio en estas rocas no tuvo una historia cortical extensa. Para Toussaint (1993), las edades alrededor de 1.300 Ma corresponden al metamorfismo en facies granulita, pero considera, además, que hubo una importante historia cortical anterior a estas edades. Según este mismo autor, las edades más jóvenes parecen corresponder a un evento geocronológico fini-proterozoico.

Tabla 4. Edades radiométricas de la Granulita de Los Mangos

MÉTODO	EDAD (Ma)	REFERENCIA
Rb/Sr Roca total	752 ± 70	Tschanz <i>et al.</i> 1969b
Rb/Sr Roca total	1.300 ± 100	Tschanz <i>et al.</i> 1969b
K/Ar hornblenda	940 ± 34	Tschanz <i>et al.</i> 1969b
Rb/Sr isocrona	1.400	MacDonald & Hurley, 1969
Rb/Sr roca total	1.300	Faure, 1978
Ar/Ar biotita	561 ± 6	Restrepo-Pace, 1995
Ar/Ar biotita	845	Restrepo-Pace, 1995
Sm/Nd	1.720	Restrepo-Pace, 1995

MacDonald & Hurley (1969) correlacionan la Granulita de Los Magos (neis de Dibulla) con el Neis de Buritaca, ya que al parecer pertenecen al mismo terreno Precámbrico y explican la diferencia de edades entre ellos como debida a un recalentamiento posterior del Neis de Buritaca.

2.1.10 Neis de Buritaca (Neis de Don Diego, MacDonald & Hurley, 1969) (PR?nb)

Tschanz *et al.* (1969b) agrupan con el nombre de Neis de Buritaca a las rocas néisicas máficas metaígneas y migmatitas de edad desconocida que contienen asociaciones minerales de la facies anfibolita de almandino y que no presentan características de granulitas precámbricas y que afloran en las cabeceras del río Buritaca y entre la unidad de Esquistos de La Gaira y las rocas metamórficas no diferenciadas, en el Departamento del Magdalena.

En el Departamento de La Guajira constituye un cuerpo alargado en dirección noreste de forma irregular y aflora en la parte suroeste en las cabeceras del río San Salvador, aunque Tschanz *et al.* (1969b) lo han considerado dudoso, ya que el cuerpo principal del neis está limitado al Arco de Sevilla. Está constituido por neises de hornblenda - plagioclasa, anfibolitas y migmatitas que consisten principalmente de hornblenda y plagioclasa, y cantidades menores de cuarzo, biotita y epidota (Tschanz *et al.*, 1969b) (Figura 21).

Las migmatitas son rocas bandeadas con alternancia de capas gruesas de neis máfico y venas delgadas, irregulares y concordantes de biotita, cuarzodiorita y granodiorita. En las capas graníticas el feldespato potásico y la biotita son los constituyentes más comunes y están restringidos a ellas (Tschanz *et al.*, 1969b).

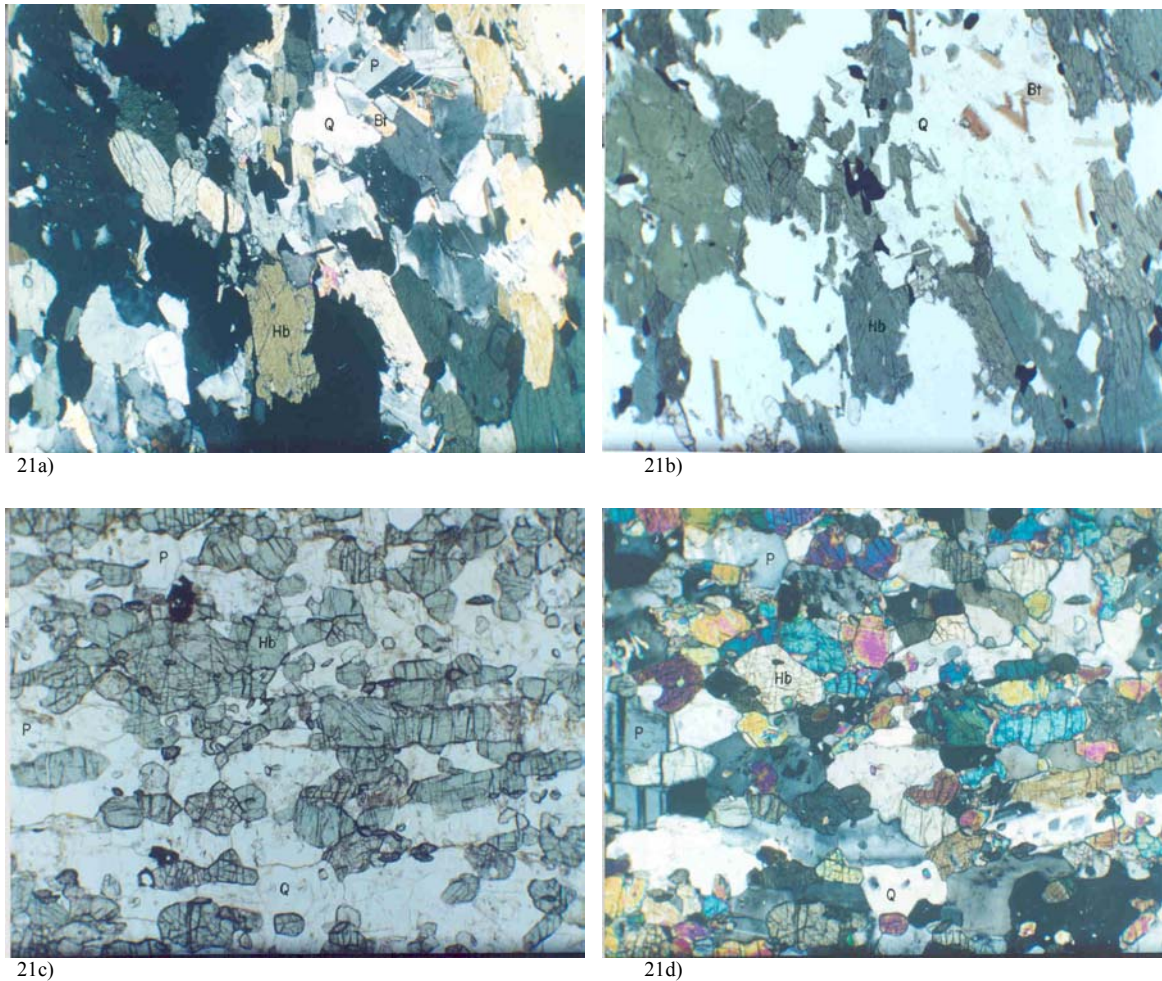


Figura 21. Neis hornbléndico en el Neis de Buritaca, textura grano nematoblástica. a) Nicole II. Hb: hornblenda. Q: cuarzo; P: plagioclasa. Bt: biotita. b) Nicole X. c) Nicole II. Textura néstica definida por orientación de hornblenda. Hb: hornblenda. P: plagioclasa. Q: cuarzo. d) X.

A lo largo del río San Salvador, cerca al contacto con la Cuarzomonzonita de Palomino, afloran anfíbolitas de color gris oscuro, compuestas por plagioclasa zonada, hornblenda verde, biotita, cuarzo y como accesorios, opacos, apatito y esfena. Estas rocas parecen corresponder a granulitas que fueron retrogradadas a anfíbolitas durante la intrusión de los cuerpos graníticos cercanos (Tschanz *et al.*, 1969b).

2.1.10.1 Metamorfismo

Las asociaciones minerales presentes en el Neis de Buritaca muestran una ligera variación en la composición del protolito de esta unidad y en ellas predomina plagioclasa, cuya composición varía entre oligoclasa y andesina, con hornblenda y pueden predominar cualquiera de los dos minerales y rara vez están acompañados de clinopiroxeno o cuarzo con biotita o epidota como accesorios. Estas asociaciones indican un protolito ígneo de

composición básica, basaltos - diabasas, ocasionalmente dioritas o cuarzdioritas, afectado por un metamorfismo dinámico térmico regional de medio grado, en facies anfibolita bajo condiciones de media presión.

Sin embargo, las anfibolitas localizadas cerca al contacto con la cuarzdiorita de Buritaca y a la cuarzomonzonita de Palomino, aunque presentan asociaciones minerales de la facies anfibolita (plagioclasa-hornblenda-biotita-cuarzo) podrían corresponder a granulitas que fueron retrogradadas por efectos metasomáticos, incluida la hidratación del clinopiroxeno para formar hornblenda y el desarrollo de biotita metasomática a lo largo de los planos de foliación preexistentes. por un metamorfismo dinámico térmico regional de medio grado, en facies anfibolita bajo condiciones de media presión.

Sin embargo, las anfibolitas localizadas cerca al contacto con la cuarzdiorita de Buritaca y a la cuarzomonzonita de Palomino, aunque presentan asociaciones minerales de la facies anfibolita (plagioclasa-hornblenda-biotita-cuarzo) podrían corresponder a granulitas que fueron retrogradadas por efectos metasomáticos, incluida la hidratación del clinopiroxeno para formar hornblenda y el desarrollo de biotita metasomática a lo largo de los planos de foliación preexistentes.

2.1.10.2 Edad y correlaciones

Para Tschanz *et al.* (1969b), la edad del Neis de Buritaca es incierta, aunque reportan una edad K/Ar en hornblenda de 152 ± 11 Ma que correspondería a la edad mínima del evento metamórfico registrado en estas rocas. Según estos autores, esta edad fue probablemente modificada durante la orogenia del Paleógeno, pero indican que es posible una edad Triásico tardío - Jurásico; además, indican que estas rocas fueron posiblemente rocas en facies granulita que fueron metamorfoseadas durante un evento del Pérmico tardío - Triásico, registrado en una edad de 250 Ma K/Ar en hornblenda (MacDonald & Hurley, 1969), aunque debe hacerse énfasis en la ausencia de un metamorfismo regional que afecte las rocas sedimentarias posdevónicas en la provincia granulítica, si se considera que las granulitas son autóctonas.

El Neis de Buritaca, así como los otros cuerpos néisicos del departamento, se han considerado de edad precámbrica por correlación litológica, grado y tipo de metamorfismo con la Granulita de Los Mangos.

Tschanz *et al.* (1969b) indican que los Neises de Buritaca y Los Muchachitos hacen parte de la misma secuencia metamórfica y que este último fue afectado por un metamorfismo dinámico posterior. MacDonald & Hurley (1969) correlacionan el Neis de Buritaca con la Granulita de Los Magos (neis de Dibulla), ya que pertenecen al mismo terreno Precámbrico y explican la diferencia de edades entre ellos como debida a un recalentamiento posterior del Neis de Buritaca.

2.1.11 Neis de Los Muchachitos (PR?nm)

Tschanz *et al.* (1969b) denominan Neis de Los Muchachitos a las rocas metamórficas que afloran a lo largo de la costa norte de la Sierra Nevada de Santa Marta, en la cuchilla Los

Muchachitos cerca de las bocas del río Palomino. Aflora como una franja elongada en dirección W-E, paralela a la línea de costa. En el Departamento de La Guajira aflora en el sector suroccidental a lo largo del río Palomino que sirve de límite con el Departamento de Magdalena.

El Neis de Los Muchachitos está constituido por neises con evidencias de metamorfismo retrógrado o cambios metasomáticos, intercalados con esquistos o filitas de origen principalmente cataclástico, derivados a partir de los neises. Mármoles diopsídicos ocurren en medio de la unidad, cerca al río Don Diego, y separan el Neis de Los Muchachitos en dos franjas, una al este donde predominan neises de hornblenda o de biotita - hornblenda y otra al occidente de las cataclasitas y filonitas con biotita, a veces hornblenda y escasa moscovita (Tschanz *et al.*, 1969b).

Los neises están compuestos por plagioclasa con abundante desarrollo de zoisita o clinozoisita, biotita pardo verdosa al parecer como reemplazo de anfíboles, sericita, clorita, epidota, ilmenita con bordes de esfena y anfíbol secundario aparentemente como reemplazo de anfíbol primario (Tschanz *et al.*, 1969b) (Figura 22).

2.1.11.1 Metamorfismo

La presencia de abundante zoisita y clinozoisita en la plagioclasa indican que ésta sufrió metamorfismo retrógrado a partir de una plagioclasa más cálcica; las asociaciones actualmente presentes en estos neises pueden asignarse a la zona inferior de la facies de anfíbolita - almandino en condiciones de presión de la serie de facies Barroviana o a la zona superior de la facies esquistos verdes en la serie de facies tipo Abukuma. Debido a la intensa deformación que presentan estas rocas, el grado de metamorfismo inicial pudo haber sido más alto (Tschanz *et al.*, 1969b).

2.1.11.2 Edad

Tschanz *et al.* (1969b) consideran que no existen evidencias directas que permitan asignar una edad a la sedimentación del protolito ni al evento metamórfico posterior y que para esta unidad es válido el planteamiento sobre la edad que indican para el Neis de Buritaca. En este trabajo, se considera una edad precámbrica para esta unidad por correlación con el Neis de Buritaca y la Granulita de Los Mangos.

2.1.11.3 Correlaciones

Tschanz *et al.* (1969b) indican que los neises de Los Muchachitos y Buritaca hacen parte de la misma secuencia metamórfica y que este último fue afectado por un metamorfismo dinámico posterior. MacDonald & Hurley (1969) correlacionan el Neis de Buritaca con la Granulita de Los Magos (neis de Dibulla) ya que pertenecen al mismo terreno Precámbrico y explican la diferencia de edades entre ellos como debida a un recalentamiento posterior del Neis de Buritaca.

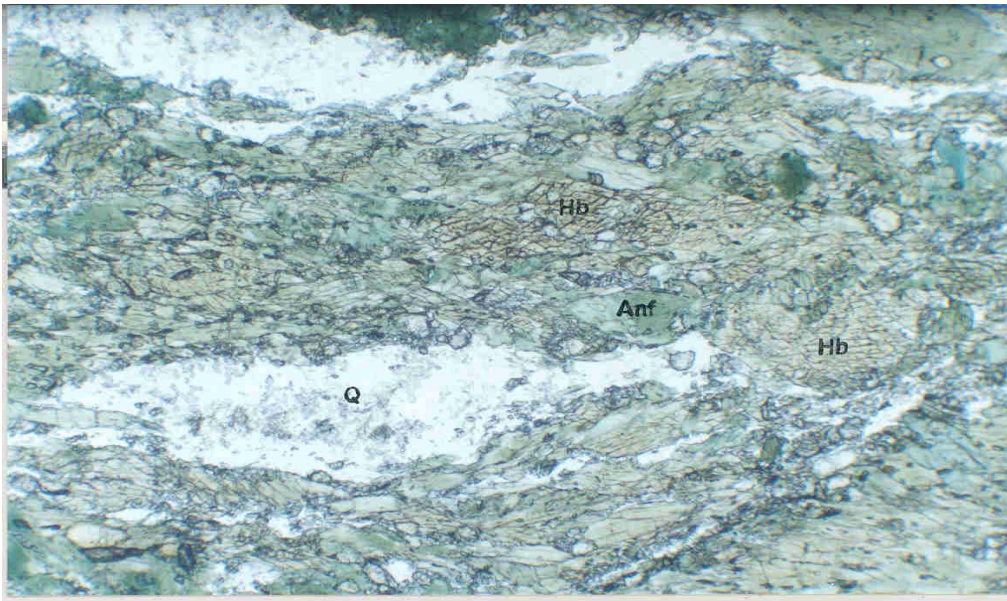
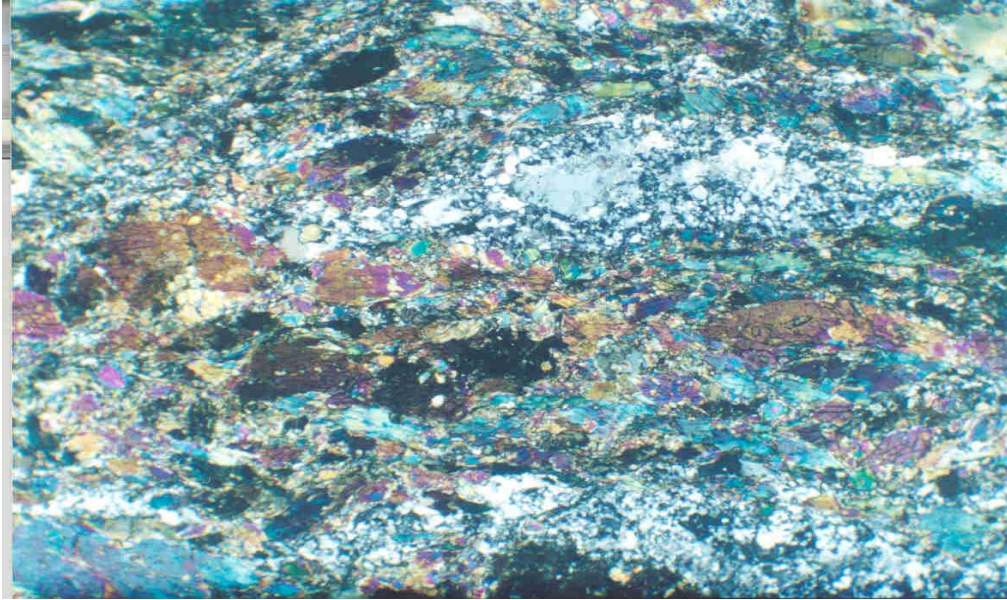


Figura 22. Textura augen en el Neis de Los Muchachitos. a) II. Hb: hornblenda. Q: cuarzo; Anf: anfíbol uralítico. b) Nico

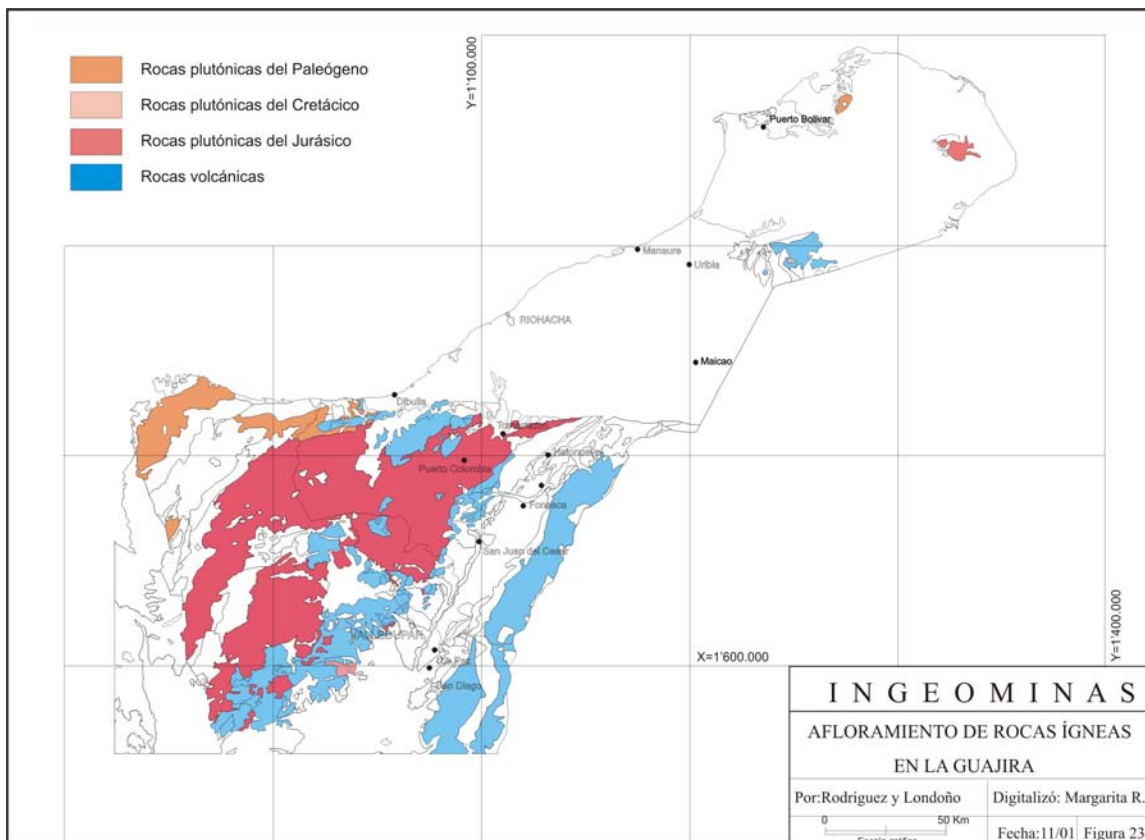
2.2 ROCAS ÍGNEAS

Las rocas ígneas no metamórficas del Departamento de La Guajira se encuentran ampliamente distribuidas en los tres bloques estructurales que lo constituyen: península de La Guajira, Sierra Nevada de Santa Marta y serranía de Perijá, y abarcan tanto plutonitas como vulcanitas cuyas edades se extienden desde el Triásico hasta Eoceno (Figura 23).

PENÍNSULA DE LA GUAJIRA

2.2.1 Granodiorita de Siapana (J_{1gs})

La primera mención de rocas graníticas en la serranía de Macuira la hizo Stutzer (1934, en Julivert, 1968) quien las describe como “granito biotítico fresco recubierto por calotas de neis, micacita y filita. El granito desde luego es más reciente que el esquistos cristalino, porque penetra en éste”. Radelli (1960) le asigna el nombre de Granodiorita de Siapana.



La Granodiorita de Siapana constituye un cuerpo de forma irregular con una extensión aproximada de 85 km². Aflora en la serranía de Macuira al noreste de la población de Siapana de donde toma su nombre y es observable a lo largo del camino Siapana - Nazareth al pasar el arroyo Huahásuruhu y en los arroyos de la parte suroeste de la serranía (MacDonald, 1964).

Las rocas predominantes (Figura 24) son masivas, con bandeamiento ígneo hacia los bordes, de grano medio, compuestas por plagioclasa de tipo oligoclasa (55%) subhedral a euhedral zonada y sericitizada, cuarzo (30%) anhedral con deformación y feldespato potásico micropertítico intersticial entre cuarzo y plagioclasa. Biotita es escasa, pero siempre presente y se encuentra tanto en láminas dispersas como orientadas, especialmente hacia las zonas de borde y, por lo general, presenta alteración a clorita (Figura 25). Prehnita se encuentra ocasionalmente en venas irregulares y moscovita aparece sola o con biotita en algunas zonas de contacto (MacDonald, 1964).

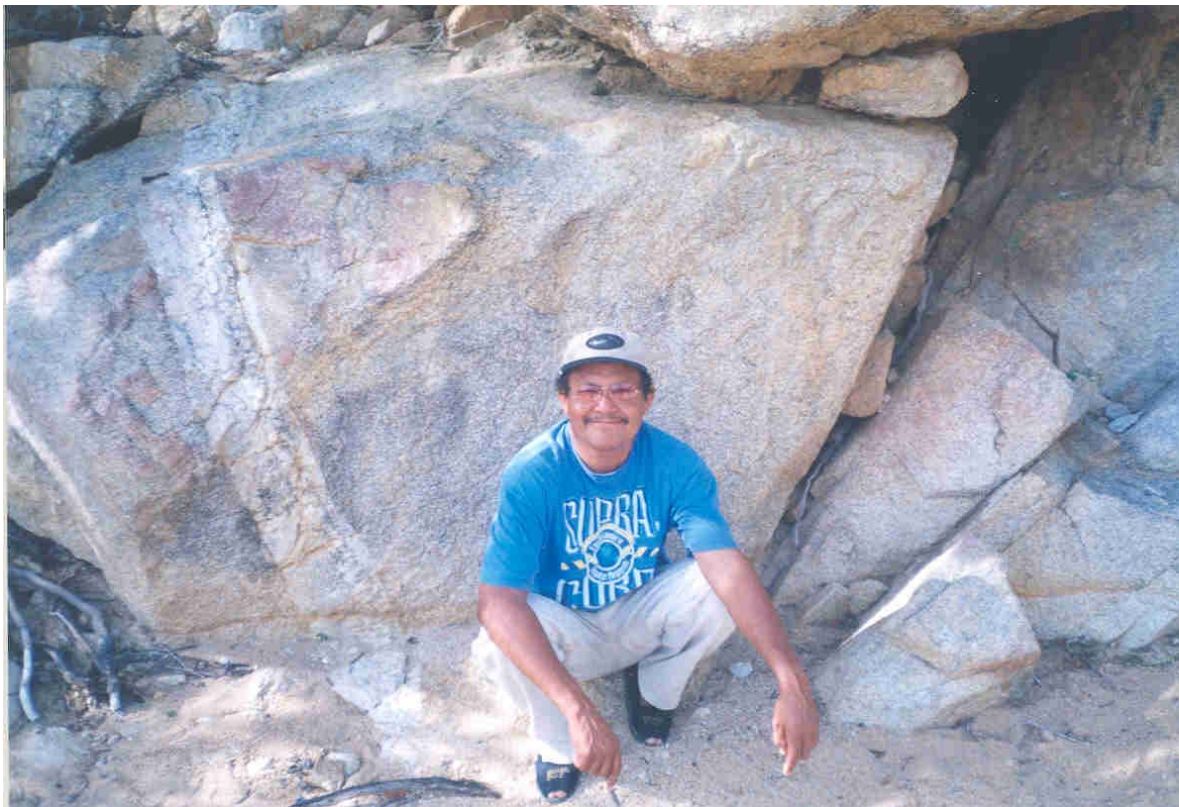


Figura 24. Granodiorita de Siapana.

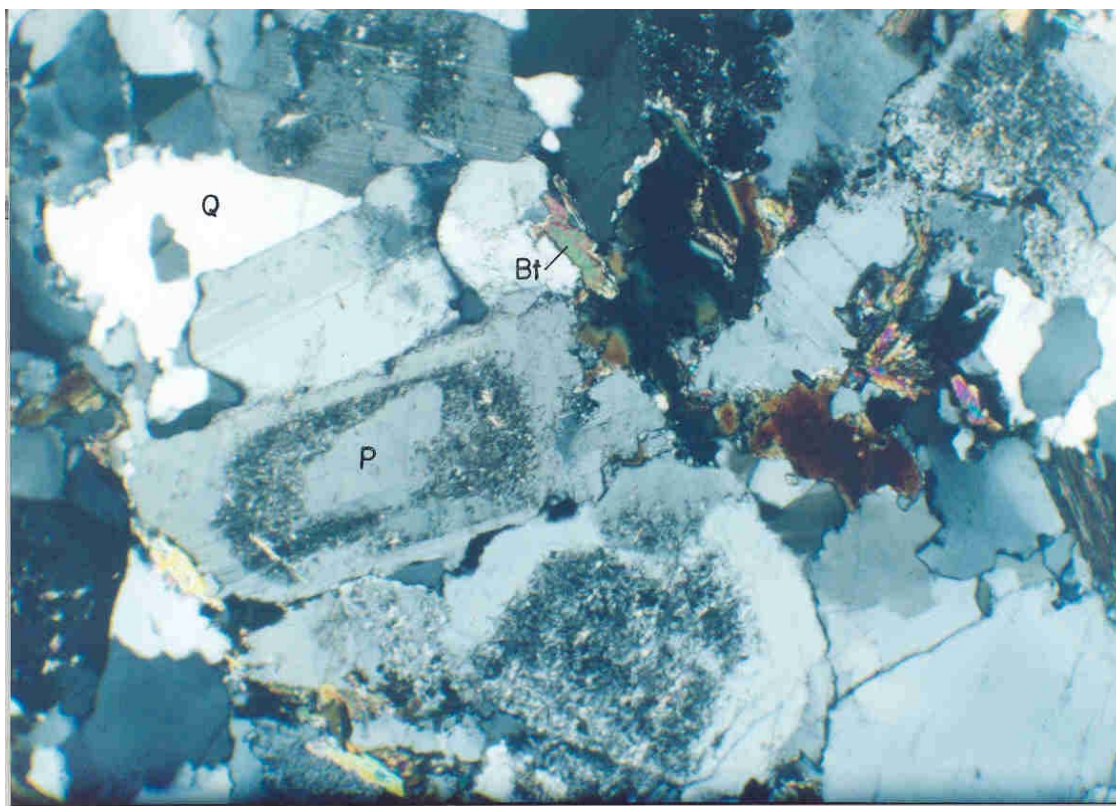


Figura 25. Textura hipidiomórfica inequigranular de la Granodiorita de Siapana: cristales zonados de plagioclasa (P) con biotita (Bt) en láminas finas no orientadas. Nícoles X.

Pequeñas inclusiones dispersas de rocas melanocráticas biotíticas de grano fino se presentan a lo largo del cuerpo de la Granodiorita de Siapana, además de inclusiones de rocas de composición granodiorítica finogranulares cerca a los contactos, pero no se encontraron inclusiones del Grupo Macuira (MacDonald, 1964).

La Granodiorita de Siapana presenta efectos dinámicos débiles que producen fracturamiento y deformación de los cristales de cuarzo y feldespato, y esquistosidad local que corta el bandeamiento ígneo. Procesos de sericitización de la plagioclasa y cloritización de la biotita pueden acompañar este metamorfismo (MacDonald, 1964).

Esta unidad intruye, en un área de contacto menor a 200 m, las rocas esquistosas del Grupo Macuira, forma diques y apófisis alargadas enriquecidas en feldespato potásico y empobrecidas en biotita, y muestra gradación a rocas de moscovita, cuarzo y feldespato potásico, algunas con textura granofírica. Son comunes diques pegmatíticos con epidota (allanita), de varios centímetros de longitud en la granodiorita y en los esquistos (MacDonald, 1964).

La forma de los contactos de esta unidad con las rocas adyacentes son inciertos, aunque en algunas zonas se presenta un cambio abrupto entre la esquistosidad del Grupo Macuira y las

rocas graníticas, lo cual sugiere un buzamiento empinado. El contacto noreste se encuentra cubierto por depósitos eólicos y el suroeste es fallado con las rocas cenozoicas que afloran en la base de la serranía de Macuira y en su extremo norte está separada de la Formación Paráinkrein por la falla de cabalgamiento de Iitujuru (MacDonald, 1964).

2.2.1.1 Origen

Las características petrográficas de esta unidad, los contactos discordantes con las rocas encajantes, el carácter no foliado de las rocas y la presencia de diques porfiríticos afaníticos cerca de los contactos son característicos de los plutones emplazados en la epizona de Buddington (1959) (MacDonald, 1964).

2.2.1.2 Edad

MacDonald (1964) indica que la Granodiorita de Siapana intruye rocas del Grupo Macuira considerado del Precámbrico - Paleozoico inferior y plantea, además, una edad en las pegmatitas de esta unidad de 195 ± 4 Ma K/Ar en moscovita y la interpreta como la edad mínima para la intrusión del cuerpo, ya que estas rocas sufrieron metamorfismo de bajo grado. Radelli (1960) consideró esta unidad y otros cuerpos intrusivos en La Guajira como del Paleozoico inferior. En este trabajo se considera esta unidad de edad al menos del Jurásico temprano.

2.2.1.3 Correlaciones

Aunque Radelli (1960) correlaciona esta unidad con la Cuarzodiorita de Parashi y la Granodiorita de Ipasure, las edades radiométricas disponibles para estos últimos cuerpos indican un magmatismo mucho más joven, lo cual no permitiría establecer esta correlación. En la Sierra Nevada de Santa Marta los grandes batolitos del núcleo de la sierra tienen edades del Jurásico y, por lo tanto, podría establecerse una correlación cronológica con estas unidades.

2.2.2 Granodiorita de Ipasure (K_2gi)

Radelli (1960) denomina Granodiorita de Ipasure a las rocas granodioríticas que afloran al norte de la zona de Ipasure y que intruyen la secuencia de lavas riodacíticas de La Teta - Ipasure. Posteriormente, MacDonald & Opdyke (1972), en un trabajo sobre edades radiométricas en la zona de Ipasure, denominan este cuerpo como Diorita de Maruayán. En este trabajo se conserva la definición original de Radelli (1960).

La roca corresponde a una granodiorita de color gris claro a ligeramente verdoso, de estructura hipidiomórfica granular, holocristalina, de grano medio, constituida por cuarzo, plagioclasa, ortosa, biotita, anfíbol y como accesorios, clorita, apatito, circón y óxidos de hierro (Radelli, 1960) (Figura 26).

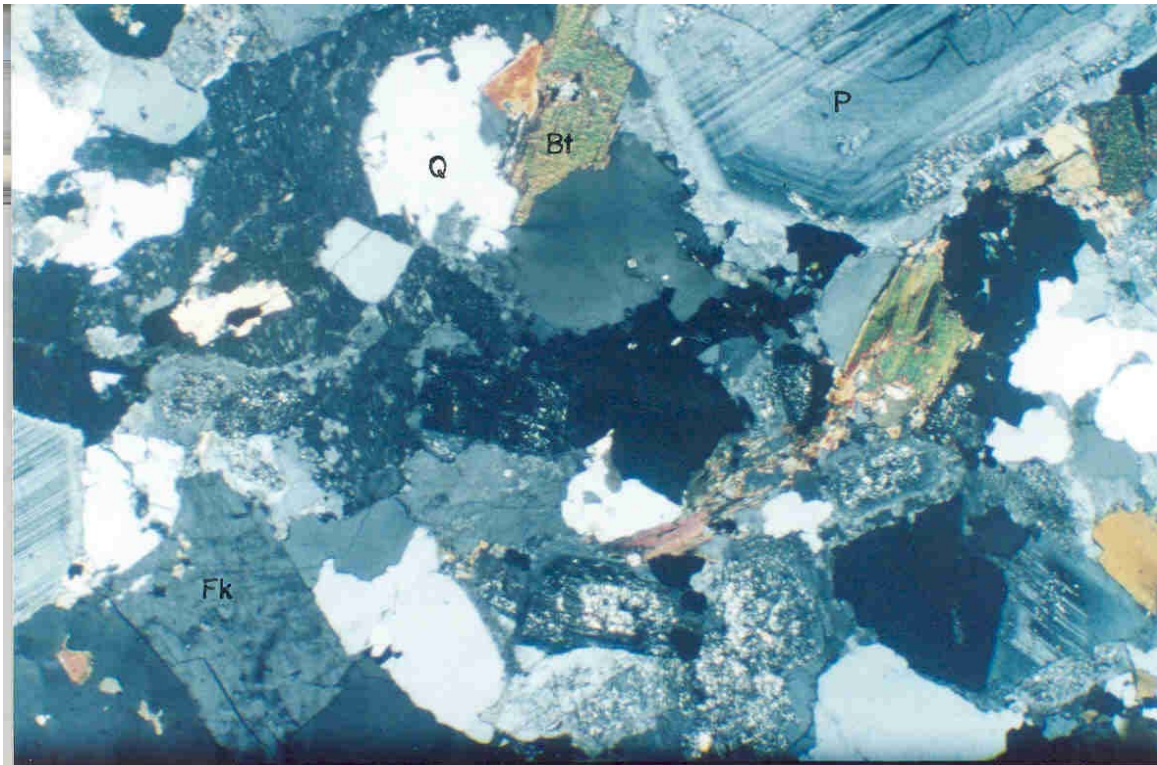


Figura 26. Textura alotriomórfica inequigranular masiva típica de la Granodiorita de Ipapure: plagioclasa (P) subhedral gruesogranular: zonada; feldespato potásico (Fk).

El cuarzo es por lo general alotriomórfico, en granos irregulares de tamaño medio que reaccionan con anfíbol y biotita y ocasionalmente en cristales idiomórficos. La plagioclasa sericitizada se presenta en cristales idiomórficos grandes maclados según albíta o albíta - Carlsbad, a veces débilmente zonados, de composición promedio An_{35} .

El feldespato potásico, ortosa, es alotriomórfico y se presenta rellenando los espacios entre los otros minerales. Como minerales máficos se presentan biotita y hornblenda con bordes retrógrados a clorita (Radelli, 1960).

Hacia los bordes del cuerpo las rocas pasan gradualmente a microdioritas porfídicas constituidas por fenocristales idiomórficos de plagioclasa y anfíbol en una matriz microcristalina (Radelli, 1960).

En ambas vertientes del valle constituido por la Granodiorita de Ipapure se observan algunos diques aplíticos de granito rosado rico en turmalina, constituidos por cuarzo, ortosa y plagioclasa (Radelli, 1960).

2.2.2.1 Edad

Radelli (1960), en su discusión de las edades de las unidades en La Guajira, asigna esta unidad a la Orogenia Hercínica, Paleozoico superior. MacDonald & Opdyke (1972)

reportan una edad cretácica K/Ar roca total de 120 ± 4 Ma. Este cuerpo intruye las rocas volcánicas de La Teta que han sido datadas en 143 ± 7 Ma (MacDonald & Opdyke, 1984), por lo tanto, la Granodiorita de Ipapure se considera al menos del Cretácico Inferior.

2.2.2.2 Correlaciones

Por sus características litológicas, Radelli (1960) correlaciona la Granodiorita de Ipapure con la Granodiorita de Siapana y la Cuarzodiorita de Parashi, aunque cronológicamente las edades disponibles actualmente indican que esta correlación no es posible. Magmatismo de esta edad sólo ha sido reportado en la Cordillera Central, en los departamentos de Antioquia y Caldas (González, 1993).

2.2.3 Serpentinita del Cabo de La Vela (K_2scv)

Radelli (1960), en el trabajo sobre el basamento de la península de La Guajira, describe la Serpentinita del Cabo de La Vela como una unidad constituida por rocas de antigorita con estructura de malla, en las cuales se encuentran abundantes “granulaciones” de magnetita.

Esta unidad aflora como cuerpos aislados, alargados e irregulares, entre el Cabo de La Vela y el cerro Pílon de Azúcar, parte oeste de la península de La Guajira (Figura 27). Según Álvarez (1967), las rocas están compuestas principalmente por crisotilo o lizardita; presentan variaciones en su apariencia desde serpentinitas blandas de color verde y textura arenosa a serpentinitas duras de color verde y rojo, y a serpentinitas negras moteadas, con variación de la proporción de cada tipo en el Cabo de La Vela, Punta Espirop y cerro Pílon de Azúcar (Tabla 5).



Figura 27. Serpentinitas del Cabo de La Vela.

Tabla 5. Abundancia de las variedades de Serpentinita en el Cabo de La Vela y áreas aledañas (Álvarez, 1967).

Tipo de roca	Cabo de La Vela y cerro Kiaikaish	Punta Espirop y cerro Pilón de Azúcar
Serpentinita blanda verde	80%	10%
Serpentinita dura verde y roja	10%	10%
Serpentinita negra moteada	---	75%
Inclusiones no serpentínicas	10%	5%

Asociados con los cuerpos de serpentinita se presentan esquistos de anfíbol y cuerpos tabulares de gabro de hasta 2 m de espesor y 100 m de largo; algunos de ellos se conservan frescos y otros están altamente alterados (roddingitas). Su textura varía de finogranular a pegmatítica y están compuestos por plagioclasa y clinopiroxeno en lentes (diálaga?), en su mayoría uralitizados y algo de hornblenda hacia los bordes de los lentes (Álvarez, 1967).

Las serpentinitas se presentan como cuerpos aislados en la zona del Cabo de La Vela y están en contacto inconforme con rocas sedimentarias del Cenozoico.

2.2.3.1 Origen

La información disponible sobre la Serpentinita del Cabo de La Vela permite plantear dos probables orígenes para estas rocas (Álvarez, 1967): la primera posibilidad sería que el área del Cabo de La Vela fuese un terreno de serpentinitas similares a las del área de Parashi, en este caso, la proyección de la tendencia de estos cuerpos en el Cabo de La Vela pasa al noroeste del área de Parashi a través de una región en la cual se habrían originado los bloques. La presencia regional de diques no cizallados en la serpentinita, indicaría que los bloques se derivaron de cuerpos de serpentinita no deformados más que de una masa rígida forzada a lo largo de fallas, pues en este caso la cizalladura habría destruido la continuidad de los diques. Además, esta interpretación explicaría la ausencia de rocas metasedimentarias en el Cabo de La Vela. La segunda posibilidad es que las serpentinitas del Cabo de La Vela, así como las del área de Parashi, fueron emplazadas como bloques tectónicos: en este caso, los diques no deformados indicarían que los bloques se emplazaron como grandes masas que no sufrieron deformación en la parte interna.

2.2.3.2 Edad y correlaciones

Para Álvarez (1967) el emplazamiento de los bloques de serpentinita estuvo relacionado al evento orogénico del Cretácico tardío - Palógeno temprano.

Estas rocas han sido correlacionadas con las rocas serpentínicas del área de Parashi (Álvarez, 1967).

2.2.4 Cuarzodiorita de Parashi (E₂cp)

Esta unidad fue denominada por Radelli (1960) Plutón de Parashi y posteriormente por Lockwood (1965), Cuarzodiorita de Parashi. Aflora en el cerro Parashi, parte norte de la serranía de Jarara, como un stock alargado en dirección N45°E, y ocupa un área de 56 km². Debido a su poca resistencia a la erosión, no son comunes los afloramientos y sólo aparece como bloques redondeados (Figura 28) (Lockwood, 1965).



Figura 28. Bloques de la Cuarzodiorita de Parashi. 1,5 km al sureste de Parashi.

La roca es de textura hipidiomórfica granular, de grano medio, de composición predominante cuarzodiorítica, aunque algunas muestras alcanzan el campo de las granodioritas. Están constituidas por plagioclasa An₄₅ (48%) euhedral, zonada; cuarzo (23%) como relleno intersticial aunque en contacto con el feldespato potásico muestra desarrollo de caras cristalinas (Figura 29); biotita (10%) pleocroica con inclusiones euhedrales de apatito, circón y plagioclasa; hornblenda (9%) en cristales subhedrales; ortoclasa (9%) intersticial entre los cristales de los otros constituyentes, opacos (1,5%) y esfena (0,6%) (Lockwood, 1965). Diques delgados de aplita de color rosado pálido cortan en algunos sectores el cuerpo de cuarzodiorita.

Los contactos de la Cuarzodiorita de Parashi con las rocas encajantes están cubiertos por depósitos cenozoicos en la mayoría de los casos, sólo en la parte occidental del stock se observan efectos de contacto con desarrollo de cornubianitas de biotita (?) en las filitas circundantes, así como la presencia de diques biotíticos. En la parte este del stock se observan capas delgadas de antofilita masiva en las cornubianitas desarrolladas en las filitas, lo cual indica altas temperaturas en la aureola de contacto. Las rocas calcáreas intercaladas con las filitas en la margen norte y este del cuerpo han sido transformadas a cornubianitas de diópsido, plagioclasa cálcica y granate (Lockwood, 1965).

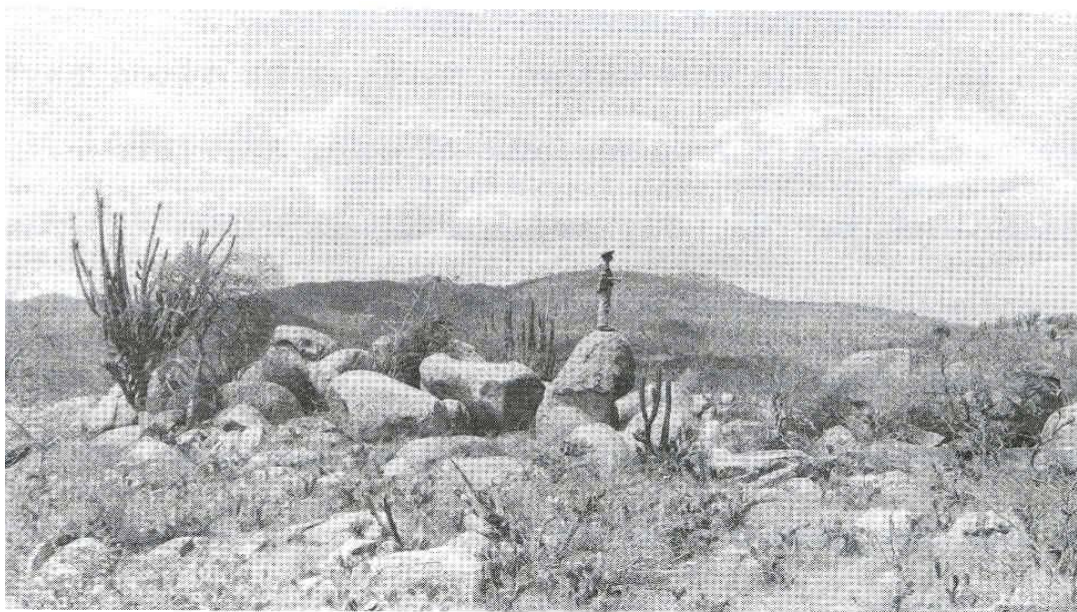
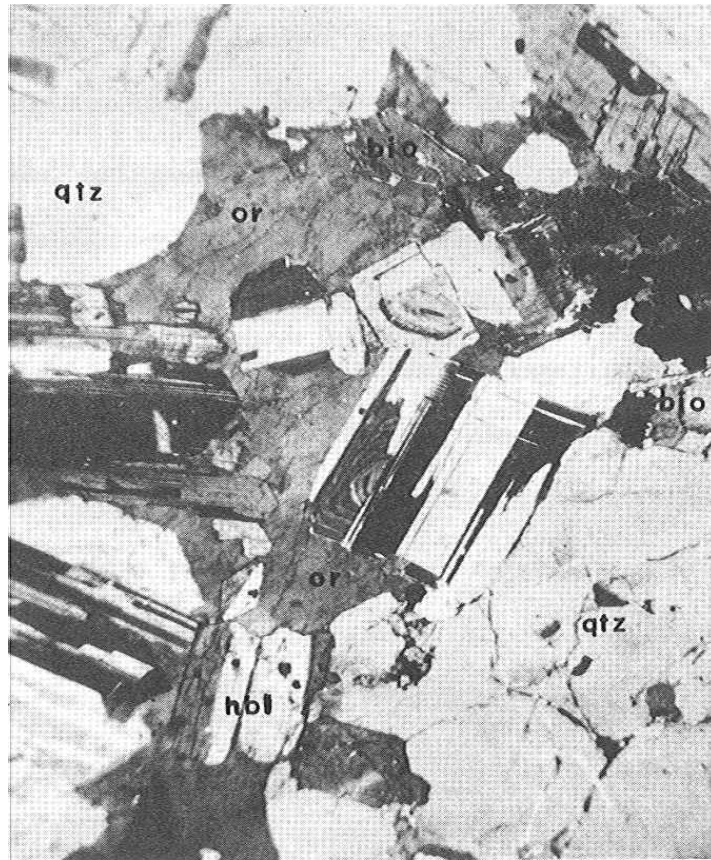


Figura 29. Microfotografía de roca típica de la Cuarzodiorita de Parashi. Nicoles cruzados, 30X. Foto tomada de Lockwood (1965).

Este cuerpo intruye las rocas de la Formación Etpana considerada del Cretácico Superior y es suprayacido inconforme, en su parte sur, por calizas de la Formación Uitpa del Oligoceno - Mioceno (Lockwood, 1965).

2.2.4.1 Origen

Las relaciones de campo y las características petrográficas de esta unidad indican condiciones intermedias entre las de intrusivos epizonales y mesozonales en el sentido de Buddington (1959). La ausencia de bordes de enfriamiento rápido a lo largo de los bordes, la falta de evidencia de deformación en las metasedimentitas circundantes, así como las relaciones con las rocas encajantes, indican que la Cuarzodiorita de Parashi no pudo ser intruida a baja profundidad (Lockwood, 1965) y sería, por lo tanto, un plutón de características más bien mesozonales.

2.2.4.2 Edad y correlaciones

Lockwood (1965) presenta una edad para esta unidad de 48 ± 4 Ma K/Ar en hornblenda que correspondería al Eoceno temprano.

Por geocronología, la Cuarzodiorita de Parashi puede correlacionarse con el evento magmático Paleógeno que dio origen al Batolito de Santa Marta y a los plutones de Buritaca y Palomino en la Sierra Nevada de Santa Marta, aunque Radelli (1960) establece una correlación de esta unidad con las granodioritas de Siapana e Ipapure.

SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA

Las rocas intrusivas ocupan más de la mitad del área de la Sierra Nevada de Santa Marta, se caracterizan por la amplia gama de composiciones y edades, que van desde el Pérmico - Triásico temprano hasta el Paleoceno - Eoceno (Figura 23).

González & Londoño (1997) agrupan las rocas ígneas de la Sierra Nevada en cuatro - cinco asociaciones, cada una con sus propias características litológicas y composicionales:

La serie granodiorita - cuarzodiorita, generada en tres intervalos de tiempo, Triásico - Jurásico medio, Cretácico temprano y Eoceno.

Secuencia de diabasas - espilitas - keratófiros, del Pérmico tardío al Triásico.

Dioritas a lo largo del Lineamiento de Sevilla y cuarzodioritas de los bordes oriental y occidental, de edad contemporánea a la anterior asociación.

Asociación de plutones calcoalcalinos grises del cinturón central, intruidos durante el Jurásico.

Asociación de plutones de la serie monzonitas - granitos - granófiros alcalinos de color rosado, localizados al suroeste de la sierra.

Entre los cuerpos intrusivos de la Sierra Nevada de Santa Marta, que afloran dentro del Departamento de La Guajira se encuentran:

2.2.5 Batolito Central (J_{1bc})

El Batolito Central (Tschanz *et al.*, 1969b) hace parte del cinturón de granitoides que constituyen el núcleo de la Sierra Nevada de Santa Marta y se extiende hacia el extremo norte de ésta; tiene un área de 1.150km² sin incluir algunos batolitos que podrían hacer parte de él. El contacto noroccidental está definido por un borde curvo que coincide con el Lineamiento de Sevilla, mientras que al este el contacto con las rocas precámbricas está parcialmente definido por un antiguo lineamiento, pero los otros contactos son irregulares e indican una relación intrusiva.

El Batolito Central, según Tschanz *et al.* (1969b), está constituido por tres facies litológicas: la parte externa cuarzdiorítica que gradúa hacia afuera a cuarzdioritas metasomáticas con texturas poiquilíticas y hacia la parte interna a granodioritas y cuarzomonzonitas. La facies cuarzdiorítica corresponde a rocas con biotita o biotita - hornblenda con 10-15% de cuarzo y trazas de feldespato potásico, principalmente microclina. Estas rocas pasan gradualmente a la facies interior de granodiorita o cuarzomonzonita con un aumento en el contenido de cuarzo y feldespato potásico; y como en todos los batolitos grises, la plagioclasa es euhedral, mientras que el cuarzo y el feldespato potásico son anhedral e intersticiales (Tschanz *et al.*, 1969b).

En la facies de cuarzomonzonita - granodiorita, la plagioclasa es zonada, la microclina predomina sobre las pertitas y el cuarzo es anhedral e intersticial con biotita u hornblenda como minerales caracterizantes (Tschanz *et al.*, 1969b).

2.2.5.1 Edad y correlación

Edades K/Ar en dos muestras indican una edad de fines del Jurásico temprano al Jurásico Medio: edades en biotita de 171±6 Ma y 172±6 Ma y en hornblenda de 177±11 Ma (Tschanz *et al.*, 1969b). La edad en hornblenda correspondería a la de cristalización y es compatible con las obtenidas en biotita dentro del límite del error analítico.

Según Tschanz *et al.* (1969b), no hay certeza de que toda la unidad cartografiada como Batolito Central corresponda a un solo plutón y de una misma edad, puesto que es imposible distinguir macroscópicamente los diferentes tipos de roca que constituyen los plutones grises del Jurásico Medio - Cretácico Inferior y Eoceno y ,por lo anterior, no establecen correlaciones.

2.2.6 Batolito de Patillal (J_{2bp})

Definido por Tschanz *et al.* (1969b). Toma su nombre de la población de Patillal, al suroeste del departamento, cerca al límite con el Departamento del Magdalena. Mercado (1999) propone la denominación informal de Granitoides de la Sierra Nevada de Santa Marta para el conjunto de cuerpos batolíticos que Tschanz *et al.* (1969b) individualizaron

informalmente como los batolitos Central, Atanques, Patillal, Pueblo Bello y Palomino. En el presente trabajo se retoma la denominación de Tschanz *et al.* (1969b), por considerar que es el nombre de mayor difusión en Colombia, además, por ser el autor que mayor reconocimiento de campo e información descriptiva tiene de estos cuerpos; además, en las últimas décadas no se han realizado trabajos de cartografía y reconocimiento geológico sistemático, que mejore el conocimiento sobre estas unidades. Tschanz *et al.* (1969b) describen los batolitos de Patillal y Pueblo Bello (este último que aflora en el Departamento del Magdalena) como una sola unidad debido a que ambos tienen las mismas facies, edad y relaciones estratigráficas con las rocas volcánicas jurásicas.

El Batolito de Patillal aflora en el lado oriental de la Sierra Nevada de Santa Marta, en la población de Patillal, entre el río Badillo al sur y la Falla Oca en el norte, y ocupa un área aproximada de 1.600 km² (Tschanz *et al.*, 1969b). Esta unidad presenta tres facies litológicas: cuarzomonzonítica, granítica y de granitos granofíricos.

Facies cuarzomonzonítica. Esta facies es de color rosado, de grano medio a grueso, con textura porfírica y varía litológicamente de granodiorita a cuarzomonzonita y granito. El color depende de la cantidad de ortoclasa rosada y plagioclasa blanca. El porcentaje de cuarzo es variable, generalmente abundante, excepto en el borde oriental del batolito. Biotita es el mineral máfico predominante y hornblenda en menor proporción, la cual se incrementa hacia los bordes del cuerpo. Son comunes los autolitos redondeados. Sienitas hornbléndicas o monzonitas afloran cerca al borde oriental del cuerpo (Tschanz *et al.*, 1969b).

Facies granítica. Esta facies es de grano grueso, rica en cuarzo y corresponde a un leucogranito rosado, con textura pegmatítica a miarolítica. El granito es altamente potásico y grada a una cuarzomonzonita. Aflora en la parte suroeste del cuerpo (Tschanz *et al.*, 1969b).

Facies de granito granofírico. La roca es de grano fino y está constituida por agregados anhedrales de cuarzo, micropertita y oligoclasa, con biotita parda, ligeramente alterada a clorita. Existen intercrecimientos entre cuarzo y micropertita; la oligoclasa se encuentra como fenocristales subhedrales y en granos en la matriz. Los minerales accesorios son magnetita, circón, apatito (Tschanz *et al.*, 1969b).

El batolito está en contacto al este con calizas y rocas volcánicas cretácicas, al oeste con el Batolito Central, el Batolito de Atanques y la Formación Corual. En el margen suroccidental del Batolito de Patillal, a lo largo del río Badillo, parece existir un contacto gradacional con el Batolito de Atanques (Tschanz *et al.*, 1969b). En el Departamento del Magdalena, el Batolito de Pueblo Bello, correlacionable con el Batolito de Patillal, intruye las Granulitas de Los Mangos y rocas metamórficas no diferenciadas (Tr-Jmn); a su vez se encuentra intruido por el Granito leucocrático de grano fino (Ng), el Batolito Central (Jc) y por los plutones de Nueva Lucha, El Santuario y Millo (Royero *et al.*, 2000).

2.2.6.1 Edad

Dos de las tres facies del Batolito de Patillal y una del Batolito de Pueblo Bello fueron datadas (Tschanz *et al.*, 1969b). Para la facies principal, cuarzomonzonítica, se obtuvo una edad K/Ar en biotita de 175 - 176±6 Ma en el Batolito de Patillal y de 172 - 174±6 Ma en el Batolito de Pueblo Bello. Las edades en anfíboles son de 170±11 Ma para el Batolito de Patillal y 189±14 Ma para el Batolito de Pueblo Bello, y éstas son las edades mínimas de estos intrusivos. Dos muestras de microgranito de la facies de granito granofírico del Batolito de Patillal fueron datadas por el método Rb/Sr roca total, y se obtuvo edades de 162 y 167±18 Ma, más jóvenes que la facies principal del cuerpo. Estos mismos autores consideraron que la facies granítica, aunque no fue datada, tiene una edad similar al microgranito, jurásica, pero indican, además, que presenta características composicionales y mineralógicas similares a las de los pórfidos graníticos y la Riolita del Golero de edad cretácica.

Mercado (1999), basada en el trabajo de Galvis & Huguett (1982), considera los cuerpos graníticos de la Sierra Nevada como del Precámbrico, apoyada en argumentos petrográficos, tectónicos y de relaciones de contacto y teniendo en cuenta que las edades reportadas por Tschanz *et al.* (1969b), son edades mínimas que podrían representar eventos posteriores a su emplazamiento.

2.2.6.2 Correlación

Tschanz *et al.* (1969b) consideran que todos los batolitos de la Sierra Nevada de Santa Marta tienen más o menos la misma edad, Jurásico medio, excepto el Batolito de Pueblo Bello del Jurásico Inferior. Estos autores correlacionan estos cuerpos con la Cuarzomonzonita de Santa Bárbara y el Granito de Pescadero del Macizo de Santander con una litología y edad similares.

Mercado (1999) correlaciona estos cuerpos con los granitoides de Siapana, Parashi y Jojoncito en el Departamento de La Guajira y por fuera de éste con rocas ígneas de características petrográficas afines que hacen parte del basamento de las cordilleras Central y Oriental, y con rocas del Escudo de Guayana en la Orinoquía y Amazonía.

Tschanz *et al.* (1969b) anotan que existe una similitud entre las facies micrograníticas del Batolito de Patillal con la Riodacita de Los Tábanos desde el punto de vista de similitud litológica, pero no de edad, correlacionan estos cuerpos intrusivos con rocas volcánicas, que pueden ser el equivalente extrusivo.

2.2.7 Batolito de Atanques (Jba)

El Batolito de Atanques (Tschanz *et al.*, 1969b) puede ser considerado como parte del Batolito Central, pero al contrario de los otros batolitos grises del Jurásico en La Sierra Nevada de Santa Marta, tiene una posición estructural anómala con respecto al cinturón suroriental de batolitos rosados del Jurásico. Este batolito tiene una extensión de unos 230 km².

La parte principal de este batolito aparentemente tiene contacto gradacional con el Batolito de Patillal cerca al río Badillo, donde una granodiorita gris típica pasa gradualmente a una roca que contiene más y más feldespato potásico intersticial de color rosado y finalmente a una roca granitoide rosada con fenocristales blancos de plagioclasa. La cuarzodiorita es intruida por diques y pequeños plutones de granófiros graníticos finogranulares (Tschanz *et al.*, 1969b).

La composición predominante es plagioclasa (27-35%), en cristales euhedrales, zonados, con intercrecimiento marginal mirmequítico. Cuarzo (20-25%), en cristales anhedrales, intersticiales con algunas inclusiones de plagioclasa y minerales máficos. Ortoclasa (20-30%), cristales anhedrales a subhedrales, ligeramente peritéticos y de mayor tamaño que los de plagioclasa. Los minerales máficos corresponden a biotita (8-10%), en láminas euhedrales a subhedrales, ligeramente cloritizadas y hornblenda (0-2%), en cristales subhedrales, ligeramente pleocroicos, de baja birrefringencia. Los accesorios rara vez alcanzan el 1% en número y corresponden a apatito, circón y zoisita (Tschanz *et al.*, 1969b).

2.2.7.1 Edad y correlaciones

Edades isotópicas K/Ar reportadas por Tschanz *et al.* (1969b) indican que este batolito es esencialmente contemporáneo con los batolitos tanto rosados como grises del Jurásico Medio en la Sierra Nevada de Santa Marta. La edad K/Ar en hornblenda de 162 ± 11 Ma difiere de la edad obtenida en biotita para la misma muestra de $57,3 \pm 1,7$ Ma. Para estos autores, la diferencia de edades es debida a la pérdida de argón causada por el calentamiento durante la intrusión del Lacolito de Atanques y, por lo tanto, la edad en hornblenda representaría la edad de cristalización del batolito y la de biotita la edad máxima para el lacolito.

2.2.8 Pórfidos Graníticos (J3pg)

Nombre informal dado por Tschanz *et al.* (1969b) a 32 cuerpos intrusivos hipoabisales que afloran en la Sierra Nevada de Santa Marta, de composición granítica y riolítica. En el Departamento de La Guajira aflora uno de estos cuerpos hacia las cabeceras de los ríos Ranchería y Barcino, en la Cuchilla Monte Oscuro.

Tschanz *et al.* (1969b) dividen estos cuerpos en dos grupos: uno más joven (Kp) que se encuentra cerca al valle del Cesar y está asociado con la Riolita del Golero y un segundo grupo, presumiblemente más antiguo (J3p), relacionado probablemente con la intrusión de los grandes batolitos jurásicos, y es de este último tipo el que aflora en La Guajira.

Los pórfidos graníticos hipoabisales más antiguos forman pequeños grupos en forma de abanico y stocks, generalmente en los bordes de los cuerpos batolíticos rosados del Jurásico Medio, en el interior de éstos o en la roca de caja (Tschanz *et al.*, 1969b).

Estos intrusivos corresponden a granitos porfiríticos de color gris a amarillo pálido con abundantes fenocristales de plagioclasa blanca, pequeños fenocristales de biotita hexagonal y cuarzo redondeado a bipiramidal, algunas veces se presenta ortoclasa peritética y

hornblenda entre la matriz afanítica. El tamaño y el porcentaje de fenocristales son variables (Tschanz *et al.*, 1969b).

Los fenocristales de cuarzo son generalmente redondeados, ligeramente corroídos, pero algunos conservan la forma euédral bipiramidal y pueden presentar halos de mirmequita. Los fenocristales de plagioclasa son de oligoclasa, en cristales euédrales a menudo zonados, con el núcleo de oligoclasa cálcica y los bordes de oligoclasa sódica. Los fenocristales de feldespato potásico son menos abundantes y cuando están presentes tienen texturas peritíticas. Los máficos se encuentran en menor proporción en la roca y corresponden a biotita y hornblenda, la biotita es generalmente más abundante. La matriz está constituida por cuarzo y ortoclasa sucia con textura micropegmatítica o micrográfica. Los minerales accesorios corrientes son apatito, magnetita, circón y esfena (Tschanz *et al.*, 1969b).

2.2.8.1 Edad y correlación

Estos cuerpos son más jóvenes que los batolitos de edad jurásica temprana, pero probablemente las edades entre ellos varían considerablemente; algunos de ellos pueden ser contemporáneos con los batolitos del Jurásico Medio. Además, están íntimamente asociados a las rocas volcánicas, en particular con ignimbritas del Jurásico, más que a los batolitos de esta edad (Tschanz *et al.*, 1969b).

2.2.9 Plutón de Buritaca (E₂pb)

Tschanz *et al.* (1969b) definieron el Plutón de Buritaca como un cuerpo intrusivo de composición predominante cuarzodiorítica, el cual hace parte del Complejo Batolítico de Santa Marta. Es un cuerpo elongado en dirección este oeste y su nombre proviene del río Buritaca, que lo cruza en el extremo occidental, en el Departamento del Magdalena y se extiende hasta el río Cañas en el Departamento de La Guajira, con una extensión aproximada de 50 km². Se presentan algunas apófisis correlacionadas por Tschanz *et al.* (1969b), un poco más al este.

El Plutón de Buritaca está constituido por un granitoide de hornblenda y biotita, de color gris, relativamente uniforme, que presenta una ligera foliación marcada por una débil orientación de la biotita que se acentúa hacia los bordes del intrusivo (Tschanz *et al.*, 1969b).

La roca tiene textura hipidiomórfica granular; la plagioclasa es de tipo andesina y se presenta en cristales subhedrales a euédrales, con marcada zonación; además, contiene hornblenda de color verde, biotita fuertemente pleocroica, cuarzo y ortoclasa micropertítica a veces invertida a microclina. El contenido es de 50-67%; cuarzo de 15 a 20%; el feldespato de potasio entre 0 y 15%; biotita de 0 a 10% y hornblenda de 5 a 10%. Los minerales accesorios son apatito, esfena, magnetita, circón y epidota, y constituyen entre 0,4 y 5% (Tschanz *et al.*, 1969b).

La textura del Plutón de Buritaca, en los afloramientos más orientales del cuerpo, es más fina. Un pequeño stock, cerca de la Gran Vía, es finogranular, con textura típica granítica,

de color gris, y se diferencia del cuerpo principal y del Batolito de Santa Marta. Facies de granito moscovítico leucocrático (Tg) se presenta en la parte más occidental del plutón (Tschanz *et al.*, 1969b). Este intrusivo es cortado por las fallas Morona y Las Vueltas (Tschanz *et al.*, 1969a).

2.2.9.1 Edad

La edad ha sido determinada por dataciones K/Ar en biotita y hornblenda. Las edades obtenidas en hornblenda son más antiguas que las de biotita. A partir de hornblenda la edad es de $50,3 \pm 3,1$ Ma y en biotita de $48,4 \pm 1,6$ Ma. Las edades más jóvenes, en biotita, probablemente marcan la parte más tardía de la cristalización, la cristalización habría comenzado más o menos a los $50,5 \pm 5$ Ma con la hornblenda y continuó con la biotita, al menos hasta $48,4 \pm 1,5$ Ma (Tschanz *et al.*, 1969b).

2.2.9.2 Correlaciones

Tschanz *et al.* (1969b) correlacionan este cuerpo con el Batolito de Santa Marta, de litología y edad similares y con la Cuarzodiorita de Parashi, que aflora en el norte de la serranía de Jarara, de 48 ± 4 Ma K/Ar en hornblenda. Además, consideran que las cuarzodioritas eocenas de la Sierra Nevada de Santa Marta son parte de un cinturón regional de plutones similares del Paleógeno.

2.2.10 Cuarzomonzonita de Palomino (E₂cmp)

Este intrusivo fue descrito por Tschanz *et al.* (1969b), como un cuerpo de granodiorita y cuarzomonzonita de color rosado, que aflora entre los ríos Don Diego Chiquito y San Salvador y que alcanza un área de exposición aproximada de 35 km². El nombre proviene del río Palomino que lo cruza en dirección norte sur. Algunos cuerpos que afloran más al oriente, entre los ríos Ancho y Lagarto, han sido cartografiados como parte de la Cuarzomonzonita de Palomino (Tschanz *et al.*, 1969a), pero se indica que pueden corresponder a un plutón individual (Tschanz *et al.*, 1969b).

Las rocas de este intrusivo son de color gris y rosado, y corresponden a granodioritas biotíticas y cuarzomonzonitas. Están compuestas por cristales euhedrales de plagioclasa de tipo oligoclasa (25-60%), alterada a sericita; cuarzo anhedral (20-30%); ortoclasa sucia (10-40%), altamente peritítica y en algunas muestras parcialmente invertida a microclina y pequeñas láminas de biotita euhedral (4-6%). Los minerales accesorios son apatito, magnetita, esfena y allanita. Inclusiones de moscovita pueden presentarse en la plagioclasa o en láminas intersticiales. Cerca al río Ancho se presentan rocas deformadas silicificadas correspondientes a remanentes de granitos de grano grueso, dentro de una matriz granítica fina fracturada y recrystalizada (Tschanz *et al.*, 1969b).

2.2.10.1 Edad y correlación

Tschanz *et al.* (1969b) consideran que no existe suficiente información para dar una edad y una correlación definitivas, hay tres posibilidades para este cuerpo: la primera es que la

Cuarzomonzonita de Palomino sea de edad jurásica, como los batolitos de Pueblo Bello y Patillal. La segunda es que las rocas son eocenas o quizás más jóvenes, y la tercera es que tenga la misma edad del plutón de Siapana que aflora en La Alta Guajira. Estos autores le asignan una edad eocena u oligocena, pero anotan que son muy pocas las evidencias que confirmen esta edad y que probablemente puede ser correlacionado y cartografiado con el Plutón de Buritaca y el Batolito de Santa Marta.

ROCAS VOLCÁNICAS

En el Departamento de La Guajira se encuentra un amplio registro de rocas volcánicas de composición predominantemente ácida que aflora en la península de La Guajira y en la Sierra Nevada de Santa Marta (Figura 23).

PENÍNSULA DE LA GUAJIRA

2.2.11 Riodacitas de Ipapure – cerro La Teta (Jri)

Radelli (1960) agrupa con este nombre las lavas riodacíticas que afloran al norte de Ipapure y en el cerro La Teta en la parte sur de la serranía de Cosinas.

Se presenta como un cuerpo de forma irregular. Las rocas que lo conforman son de color blanco a rosado claro, de grano fino y están constituidas por cuarzo en cristales o a veces de formas alargadas o festones y muestra reabsorción magmática, anfíbol pleocroico y clorita incolora (penninita?), en láminas o en agregados fibrosos radiales (Radelli, 1960).

Según Radelli (1960), las rocas que se encuentran cercanas al contacto con la Granodiorita de Ipapure presentan la misma mineralogía, pero el tamaño de grano y la cantidad de minerales máficos aumenta y comienzan a separarse los cristales de plagioclasa, mientras que en las rocas que están lejos del contacto, se reconocen cristales de cuarzo y algunos de anfíbol y clorita en una masa micro o hipocristalina con abundantes esferulitas.

Las lavas de La Teta son intruidas por las rocas de la Granodiorita de Ipapure y son suprayacidas por la Formación Rancho Grande.

2.2.11.1 Edad y correlaciones

MacDonald & Opdyke (1972) reportaron dos valores de edades K/Ar de 125 y 95 Ma que posteriormente fueron revisados y recalculados a 143 ± 7 Ma (MacDonald & Opdyke, 1984) y colocan las lavas de La Teta cerca del final del Jurásico. Sin embargo, las relaciones estratigráficas con la Formación Rancho Grande indican que estas lavas deben ser más antiguas que las edades radiométricas que se han reportado.

Aunque no se han establecido correlaciones para esta unidad, por su litología y composición, podría corresponder a la parte superior (conjunto D de Forero, 1972) de la Formación La Quinta y que Radelli (1962) señaló como riodacitas.

SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA

2.2.12 Ignimbrita de Los Clavos (J_{1ic})

Esta unidad fue definida informalmente por Tschanz *et al.* (1969b), en el río Los Clavos en el Departamento del Cesar. Posteriormente, MacDonald & Opdyke (1984) se refieren a esta unidad como Formación Los Clavos.

La unidad aflora en la Sierra Nevada de Santa Marta, ocupa un área aproximada de 750 km², y la mayor área de exposición es el lado sureste de la sierra. Forma un cinturón discontinuo de afloramientos que se extiende por todo el piedemonte oriental de la Sierra Nevada en los departamentos de Cesar y La Guajira (Tschanz *et al.*, 1969b). Los afloramientos en el Departamento de La Guajira se encuentran desde el río Badillo hasta la cuchilla Galera más al norte, en la cuchilla de Cincamena y cerca de la desembocadura del río Cañas al mar Caribe, en el lado norte de la Sierra Nevada de Santa Marta.

La Ignimbrita de Los Clavos presenta variaciones composicionales, debido a que la unidad fue formada a partir de diferentes centros eruptivos. Estos cambios se manifiestan en el porcentaje de cuarzo y hornblenda, en el tamaño de los cristales y en el porcentaje y composición de los fragmentos líticos (Tschanz *et al.*, 1969b).

El tipo de roca característico es una brecha ignimbrítica, de color negro o gris oscuro, con fragmentos de cristales de plagioclasa de color blanco, dentro de la matriz negra semivítrea. Los fragmentos más abundantes son autolitos de color negro o felsitas porfiríticas negras, las cuales contienen cristales de plagioclasa no fracturados de color blanco o vidrio desvitrificado entre los fenocristales. La proporción de fragmentos de roca varía entre 20 y 40% (Tschanz *et al.*, 1969).

Brechas ignimbríticas de color pardo oscuro ocurren a lo largo de la margen sur del río Los Clavos y cerca del sitio Las Minas. El color se debe a tinción por hematita en la matriz y los fragmentos y superficialmente se parecen a las rocas de la Formación Guatapurí, excepto por el lustre semivítreo (Tschanz *et al.*, 1969b).

El mineral predominante es plagioclasa relativamente sódica, de tipo oligoclasa, rara vez zonada. Ortoclasa generalmente micropertítica es escasa; el cuarzo ocurre como cristales corroídos y generalmente es poco abundante; epidota y clinozoisita siempre están presentes. Los minerales de alteración más frecuentes son calcita, clorita, esfena o leucoxeno y sericita. En la matriz se presenta plagioclasa de tipo oligoclasa sódica y cuarzo (Tschanz *et al.*, 1969b).

La fuente de los fragmentos líticos es la parte inferior de la unidad, constituida por vitrófiro porfirítico de color negro, con fenocristales de plagioclasa. Los xenolitos en la Ignimbrita de Los Clavos no son abundantes, pero se presentan bloques angulosos y gruesos de rocas metamórficas precámbricas, limolitas rojas de la Formación Guatapurí y limolitas negras de la Formación Corual, localmente abundantes en las cabeceras de los ríos Sucarabuena y Los Clavos; algunos fragmentos fueron posiblemente derivados de espilitas y keratófiro de edad triásica. Las rocas generalmente presentan fenocristales de cuarzo, pertita y biotita. La textura de la matriz es variable, y es frecuente la desvitrificación, pero también se presentan

relictos de vidrio con forma *shard*, localmente se desarrollan intercrecimientos esferulíticos o microsferulíticos (Tschanz *et al.*, 1969b).

La Ignimbrita de Los Clavos reposa inconformemente sobre la Granulita de Los Mangos del Precámbrico, sedimentitas devónico carboníferas, Formación Guatapurí del Triásico, Batolito Central y Granito leucocrático miarolítico. Además, se encuentra cubierta inconformemente por rocas volcánicas no diferenciadas (J-Kv) (Royero *et al.*, 2000).

2.2.12.1 Edad y correlación

Para Tschanz *et al.* (1969b), las evidencias de campo para la edad de la Ignimbrita de Los Clavos es contraria a la edad radiométrica de la unidad. Por una parte, la naturaleza subhorizontal de los contactos con los batolitos de Pueblo Bello y Patillal sugiere que la deposición de la Ignimbrita de Los Clavos corresponde a una inconformidad. Como soporte a esta interpretación, se tiene la edad de 189 Ma, K/Ar en hornblenda, del Batolito de Pueblo Bello, pero en contra de ésta se presentan los valores de los batolitos de Pueblo Bello y Patillal que son más o menos los mismos de la Ignimbrita de Los Clavos, 175±11 Ma a 179±12 Ma en hornblenda, que no explicarían cómo se erosionó la cubierta que existía sobre el batolito antes de la deposición de la ignimbrita.

MacDonald & Opdyke (1984) recalcularon las edades presentadas por Tschanz *et al.* (1974), por el método de Dalrymple, y se obtuvo un rango de edades para esta unidad entre 179 a 184 Ma, Jurásico temprano y ésta es la edad que se asigna en este informe a la Ignimbrita de Los Clavos.

La Ignimbrita de Los Clavos se puede correlacionar con el Vitrófiro Riolítico (Jvr), el cual podría ser relacionado a las facies más jóvenes de los Batolitos de Patillal y Pueblo Bello o posiblemente a los pórfidos graníticos y a la Riolita del Golero del Cretácico (Tschanz *et al.*, 1969b).

2.2.13 Vitrófiro Riolítico (J₁vr)

Esta unidad litológica aflora en pequeñas áreas esparcidas a lo largo de las márgenes del Batolito de Atanques, en el contacto con las rocas graníticas rosadas del Batolito de Patillal. En el Departamento de La Guajira aflora en las estribaciones orientales de la Sierra Nevada de Santa Marta, al norte del río Badillo, como pequeños parches sobre las cuarzomonzonita del Batolito de Patillal (Tschanz *et al.*, 1969b).

La roca macroscópicamente corresponde a un vitrófiro riolítico de color negro a vítreo, con fenocristales de cuarzo redondeados (25%), pertita de color rosado y, en menor cantidad, plagioclasa, oligoclasa. Son comunes los fragmentos líticos. El Vitrófiro Riolítico puede ser separado del que forma la base de la Ignimbrita de Los Clavos, por la abundancia de fenocristales de feldespato rosado y cuarzo. Los fenocristales del vitrófiro riolítico son más grandes y menos fragmentados que los fenocristales del de Los Clavos, y se parece a los de la Riolita del Golero y a los pórfidos graníticos del Cretácico Inferior (Tschanz *et al.*, 1969b).

Algunas rocas corresponden a tobas soldadas, a veces modificada por flujo subsecuente después del soldamiento, que gradan a rocas con bandeamiento fluidal. Algunas muestras tienen fenocristales fragmentados y pueden aparecer vidrio en forma de *shard*; la matriz está parcialmente desvitrificada y localmente contiene intercrecimientos esferulíticos o bandas de riolita granofírica. Los fenocristales están en su mayoría redondeados, el cuarzo generalmente es reabsorbido por la matriz y presenta abundantes inclusiones de vidrio, pero también se encuentra en cristales euhedrales. El segundo mineral en abundancia es pertita rosada que se encuentra como fenocristales, generalmente más fragmentados que el cuarzo; los fenocristales de plagioclasa son de composición albita u oligoclasa, y comúnmente forma agregados; la biotita es escasa y generalmente está alterada (Tschanz *et al.*, 1969b).

Los xenolitos son de limolitas, diabasas, espilitas (formaciones Corual y Guatapuri), y fragmentos de venas de cuarzo, granitos, keratófiros porfiríticos, pórfidos graníticos, vidrio e ignimbritas (Tschanz *et al.*, 1969b).

El Vitrófiro Riolítico ocurre localmente como una facies de enfriamiento en los bordes de pequeños stocks y en apófisis de rocas graníticas rosadas. En el río Cesar, cerca de El Totumo, uno de estos stocks intruye la Ignimbrita de Los Clavos (Tschanz *et al.*, 1969b).

2.2.13.1 Edad y correlación

Para Tschanz *et al.* (1969b), el hacer una correlación con base en la similitud litológica de rocas volcánicas tiene un alto riesgo, debido a la alta complejidad del área de la Sierra Nevada de Santa Marta; adicionalmente, en esta zona ocurrieron múltiples intrusiones y extrusiones de rocas durante un lapso amplio y continuo. El problema es particularmente agudo respecto a las rocas hipoabisales y las rocas volcánicas riolíticas y graníticas, las cuales tienen un rango de edad desde el Jurásico temprano hasta el Cretácico temprano. Las rocas en este período ocurren como ignimbritas, flujos, intrusivos superficiales y rocas de borde, las cuales están estrechamente asociadas a plutones.

El Vitrófiro Riolítico puede ser parcialmente de edad jurásica temprana como el Batolito de Patillal, pero éste es, al menos localmente, más joven que la Ignimbrita de Los Clavos, del Jurásico medio. La similitud en la mineralogía y la composición con la Riolita del Golero de edad cretácica temprana, sugiere que la edad sea similar, además de su similitud con los pórfidos graníticos y riolíticos, los cuales se consideran que corresponden a ventanas de la Riolita del Golero, con una edad aproximada de 129 Ma (Tschanz *et al.*, 1969b).

2.2.14 Riodacita de Los Tábanos (J₃rt)

Nombre asignado por Tschanz *et al.* (1969b) a las riodacitas afaníticas que afloran en la cuchilla Los Tábanos y que se diferencian de la Riolita del Golero y del grupo más antiguo de ignimbritas del Jurásico. La Riodacita de Los Tábanos está constituida por dos miembros: un grupo más antiguo de flujos bandeados afaníticos de riodacita, los cuales forman domos, flujos y diques, y uno más joven constituido por microgranitos, felsitas y brechas.

En el Departamento de La Guajira constituye pequeños cerros en el lado oriental de la Sierra Nevada, cerca de Corral de Piedra, en el Municipio de San Juan del Cesar y entre los ríos Los Haticos y Ranchería, y al oeste y noroeste de San Juan del Cesar, y al sur de la Falla Oca en Cuestecitas.

Las rocas de esta unidad son felsitas que varían en composición de latitas a riolitas o de traquitas a riolitas. El miembro inferior consiste de flujos locales de brecha, diferenciados por el color y la textura. La roca predominante es una latita de color lila a rosado púrpura, con textura porfirítica y matriz afanítica, con pequeños fenocristales rosados de feldespato potásico, oligoclasa o albita rosada, coloreada por hematita diseminada, localmente con abundantes fragmentos de roca y bandas irregulares de colores rosado y gris oscuro. Moscovita secundaria algunas veces reemplaza la biotita, pero pseudomorfo hematítico sobre anfíboles (?) son más comunes. Algunos cristales de anfíbol (?) han sido reemplazados por clorita o serpentina. Las latitas porfiríticas se encuentran ligeramente alteradas y son comunes cuarzo secundario, clorita, calcita, clinozoisita, hematita, esfena o leucoxeno. La matriz consiste de agregados afaníticos de cuarzo, ortoclasa o albita y clorita, en cristales anhedrales. Los minerales accesorios son circón e ilmenita (Tschanz *et al.*, 1969b).

El miembro superior consiste principalmente de rocas conformadas por pequeños fenocristales rosados sucios de albita u oligoclasa sódica, dentro de una matriz de grano fino compuesta por feldespato alcalino y cuarzo. Presentan intercrecimientos esferulíticos de cuarzo y feldespato. Las rocas de grano más grueso contienen fenocristales y glomerofenocristales de albita sucia y pertita, dentro de una matriz microgranítica que consiste de grandes granos de cuarzo esponjoso que encierra cerca del 50% del feldespato alcalino. En este miembro se presentan tres tipos de rocas de igual composición, pero diferentes en el tamaño de grano y la textura. El primer tipo corresponde a un microgranito de color rosado a rosado anaranjado, de grano fino, compuesto por fenocristales pequeños de feldespato rosado, con textura de flujo. El segundo tipo se diferencia de las rocas anteriores en el bandeamiento de flujo y el tamaño de grano, corresponde a una felsita afanítica con textura de flujo, con fenocristales pequeños de plagioclasa sódica y un bandeo de color rosado claro, morado muy claro, rosado anaranjado o gris morado; intercrecimientos esferulíticos son frecuentes y generalmente están restringidos a ciertas capas dentro de los flujos. La matriz es principalmente de feldespato alcalino y cuarzo; la biotita se presenta en pequeñas cantidades, venas de cuarzo son comunes. El tercer tipo es una brecha compuesta por fragmentos de roca angulares, en una matriz afanítica con textura de flujo y bandeamiento. Los fragmentos son en su mayoría derivados de los flujos de riolita que cristalizaron de manera temprana y algunos xenolitos de la Formación Guatapurí (Tschanz *et al.*, 1969b).

La brecha tiene una matriz riolítica bandeada a menudo esferulítica. Muchos fragmentos de los flujos riolíticos bandeados o esferulíticos son autolitos derivados de la misma unidad; otros fragmentos son limolitas y espilitas pilotaxíticas o keratófiros de la Formación Guatapurí. Unos pocos fragmentos de pórfido de granito y granito pueden indicar que la Riodacita de Los Tábanos es más joven que los batolitos jurásicos (Tschanz *et al.*, 1969b).

Esta unidad reposa inconforme sobre la Formación Guatapurí y está cubierta por la Riolita del Golero y calizas cretácicas.

2.2.14.1 Edad y correlación

La Riodacita de Los Tábanos puede variar considerablemente en la edad y la composición. Una inconformidad puede separar el miembro inferior del miembro superior. El miembro inferior está localmente ausente y pudo haber sido erosionado antes de que fuera extruido el flujo de riodacitas bandeadas del miembro superior. Localmente en el Alto de Las Minas y cerca de la Falla Oca, el miembro inferior está asociado a brechas compuestas principalmente por fragmentos angulosos de rocas porfiríticas (Tschanz *et al.*, 1969b).

En el miembro inferior puede ser un keratófiro cuarzo biotítico de composición sódica, y sería la fase final de las series de un magma espilitico. De ser así, podría considerarse quizás de edad jurásica temprana a media. Los flujos bandeados riodacíticos que afloran a lo largo del río Diluvio (Departamento del Cesar) se encuentran sobre el Batolito de Pueblo Bello, el cual tiene una edad jurásica temprana o más antigua (189 ± 14 Ma). El Miembro superior esta cubierto por la Riolita del Golero, con una edad K/Ar de 129 ± 4 Ma, rocas que son correlacionadas con el miembro superior de Los Tábanos, incluido el Batolito de Atanques, el cual fue datado como 162 ± 11 Ma en hornblenda; por lo tanto, el flujo de riodacitas bandeadas del miembro superior estaría indirectamente datado entre 162 y 129 Ma (Tschanz *et al.*, 1969b).

Se ha reportado una edad de 142 ± 6 Ma, por el método K/Ar en sanidina, de una obsidiana colectada entre Las Mercedes y Bosconia (Cesar), que posiblemente corresponde al miembro superior de la Riodacita de Los Tábanos (Tschanz *et al.*, 1969b).

2.2.15 Rocas Volcánicas no Diferenciadas (Jvnd)

Rocas volcánicas no diferenciadas afloran en La Guajira en el lado norte de la Sierra Nevada de Santa Marta, entre los ríos San Salvador y Ancho, al sur de la Falla Oca, al este del río Corual y sobre rocas plutónicas jurásicas en afluentes del río Tapias. Los afloramientos en Departamento de La Guajira son poco conocidos, y parecen consistir predominantemente de riolitas y latitas similares a los flujos de Los Tábanos y la Riolita del Golero; estas rocas fueron mapeadas por fotogeología con poco control de campo (Tschanz *et al.*, 1969b).

Se tiene mejor conocimiento de afloramientos de rocas volcánicas no diferenciadas al sur de la Sierra Nevada, en el Departamento del Cesar, donde afloran lavas afáníticas grises rosadas, moradas, pardas y rojas, algunas con abundantes fragmentos de lavas, otras con fenocristales de plagioclasa; brechas ignimbríticas de colores grises oscuros (Tschanz *et al.*, 1969b).

2.2.15.1 Correlación

Tschanz *et al.* (1969b) correlacionan estas lavas con la Ignimbrita de Las Piñas, con el miembro inferior de la Riodacita de Los Tábanos y con la Ignimbrita de Los Clavos.

ROCAS CRETÁICAS

2.2.16 Riolita del Golero (K_{1rg})

Esta unidad fue definida por Tschanz *et al.* (1969b) para referirse a una brecha ignimbrítica que aflora en la cuchilla El Golero, cerro Ajigible y en la cuchilla de Pesquería y que corresponde al cuerpo de esta naturaleza más joven y el único de edad cretácica en la región. Los afloramientos constituyen un cinturón discontinuo elongado en dirección NE a lo largo del lado sureste de la Sierra Nevada, y aflora en La Guajira al norte del río Ranchería.

La Riolita del Golero es una ignimbrita fácilmente reconocible por su combinación de abundantes fragmentos de rocas y de cristales de cuarzo y feldespato de potasio de color rosado y el característico bandeamiento debido a compactación irregular marcado por variaciones en el color, que se puede confundir con bandeamiento de flujo. El color es generalmente rosado, rosado anaranjado, pardo o gris pardusco (Tschanz *et al.*, 1969b).

Los fragmentos de roca son principalmente de rocas volcánicas, pero localmente son abundantes limolitas rojas. Los fragmentos son generalmente de 1 a 2 cm de diámetro, angulosos y contrastan por su color con la matriz. Esta ignimbrita se compone de sucesivos eventos volcánicos, en algunos sitios demarcados por una prominente estratificación. Incluyen fragmentos de limolitas de la Formación Guatapurí, espilitas con texturas porfíricas y pilotaxíticas o keratófiro de las formaciones Corual y Guatapurí; rocas volcánicas félsicas de edad jurásica que incluyen cuarzolatitas porfíricas, riolitas y algunas tobas soldadas y rocas graníticas y monzoníticas donde hay una relación íntima con rocas intrusivas. Algunos fragmentos de ignimbritas riolíticas pueden ser autolitos (Tschanz *et al.*, 1969b).

La roca está constituida principalmente por fenocristales de cuarzo y cristales euhedrales o fragmentos de cristales de feldespato potásico. El cuarzo presenta una apariencia redondeada en muestra de mano y al microscopio muestran fuerte reabsorción, se encuentra fracturado y algunos fenocristales fragmentados han sido atrapados por flujos posteriores. El feldespato de potasio es parcialmente perítico, presenta maclas de Carlsbad y frecuentemente se encuentra sucio. La moscovita aparece en pequeñas cantidades, parte de ésta es formada de manera secundaria; biotita es menos abundante y generalmente está alterada. La plagioclasa es oligoclasa sódica o albita, localmente es más abundante que el feldespato de potasio. Como minerales accesorios se encuentran circón, opacos, esfena y epidota. Los minerales de alteración son clorita, leucoxeno, epidota, calcita y sericita (Tschanz *et al.*, 1969b).

La matriz está ligeramente desvitrificada o es vidrio, el cual tiene un bandeamiento donde esta empolvado. Vidrio en forma de *shard* está claramente definido en algunas rocas, pero

la mayoría de las evidencias indican que el bandeamiento se debe a compactación de las tobas soldadas vítreas más que a un efecto de flujo (Tschanz *et al.*, 1969b).

La Riolita del Golero descansa discordantemente sobre algunos cuerpos de granitoide que afloran en la Sierra Nevada de Santa Marta y subyace, también con discordancia, calizas aptianas del Grupo Cogollo.

2.2.16.1 Origen

Tschanz *et al.* (1969b) consideran que la Riolita del Golero es la roca volcánica más joven que aflora en la Sierra Nevada y representa el último y más diferenciado producto de las series de diferenciación magmática dentro de una serie calcoalcalina. Además, consideran que las rocas intrusivas correspondientes y de igual edad, están representadas por pórfidos graníticos. Teniendo en cuenta la mineralogía, la similitud composicional y la localización geográfica, es probable que la Riolita del Golero haya sido generada por la vesiculación de un magma de pórfido granítico que correspondería, probablemente, a la parte más tardía de la diferenciación de los magmas jurásicos. La baja proporción de fenocristales rotos indica que se formó por caída de cristales y no por una erupción explosiva (Tschanz *et al.*, 1969b).

2.2.16.2 Edad

La Riolita del Golero, de acuerdo con las relaciones de campo, se considera pre Aptiano, pues se encuentra cubierta por calizas de esta edad y posterior al Jurásico medio - tardío, debido a que reposa sobre rocas volcánicas e intrusivas de esta edad (Tschanz *et al.*, 1969b).

Tschanz *et al.* (1969b) presentan una datación K/Ar en roca total, de una muestra colectada cerca del río Badillo, la cual arrojó una edad de 129 ± 5 Ma, correspondiente al Neocomiano, posiblemente al piso Valanginiano. Según Galvis & De La Espriella (1999, en MERCADO, 1999), algunos de los afloramientos de roca asignados a esta unidad podrían tener edades cenozoicas.

2.2.16.3 Correlación

La Riolita del Golero se correlaciona con las ignimbritas riolíticas que afloran en la serranía de Perijá, al norte del río Manaure (Tschanz *et al.*, 1969b). Mercado (1999) las correlaciona con la Ignimbrita de Los Clavos, Riodacita de Los Tábanos y cronológicamente, con la Riodacita del cerro La Teta.

VALLE DEL CESAR – RANCHERÍA Y SERRANÍA DE PERIJÁ

2.2.17 Formación La Quinta (Jq)

Miller (1960, en Julivert, 1968) introdujo el término de Formación La Quinta utilizado en la Cuenca de Venezuela para describir los sedimentos de edad posiblemente jurásica que se encuentran en la vertiente occidental de la serranía de Perijá, en la vertiente occidental de

los ríos Ranchería y Cesar y en el filo Majuyura. El espesor de esta formación ha sido calculado en 2.000 y 2.600 m, y podría ser mayor, aunque la ausencia de estratos o niveles guía impide calcular su espesor real (Miller, 1960; 1962; Radelli, 1962; Forero, 1972).

En el Departamento de La Guajira, esta unidad aflora en la margen oriental del valle del Cesar - Ranchería y en la serranía de Perijá. Según Forero (1972) en la sucesión estratigráfica se pueden diferenciar cuatro unidades litológicas en esta formación (Figura 30):

Conglomerados, areniscas rojas y rocas volcánicas. Este conjunto se compone de conglomerados y areniscas rojas estratificadas, en bancos de espesor variable, conglomerados de cantos de areniscas y algunas calizas en una matriz arenosa de color rojo característico y pasan lateralmente a areniscas rojas de grano medio con estratificación cruzada. En la parte superior de este conjunto se encuentran intercalaciones de rocas volcánicas ácidas de composición riolítica.

Areniscas rojas y lutitas. Este conjunto está conformado por areniscas de grano fino, color rojo, con estratificación cruzada e intercalaciones arcillosas; el paso de areniscas a arcillolitas o viceversa es transicional y es característica la ausencia de conglomerados y rocas volcánicas.

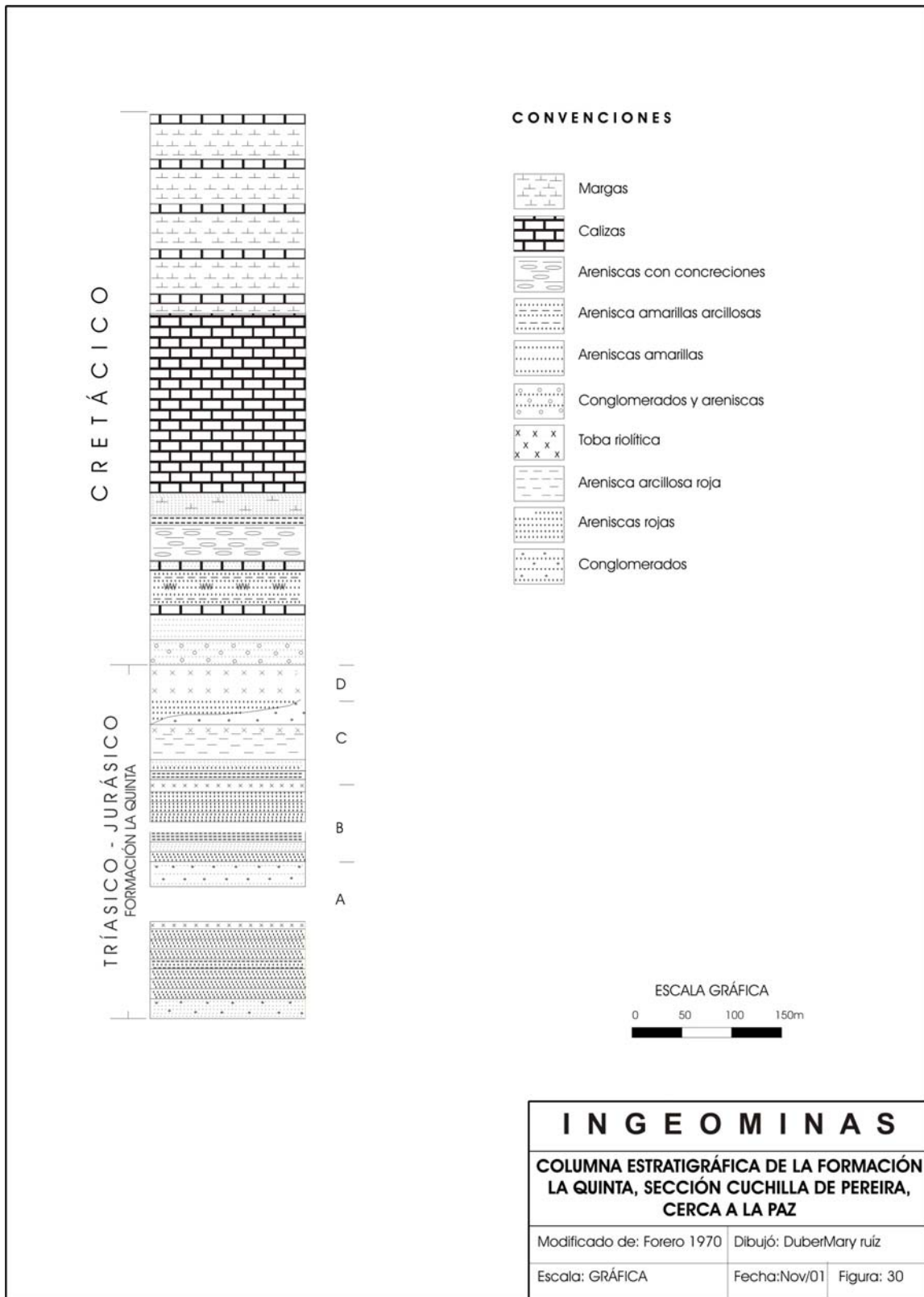
Areniscas rojas con intercalaciones tobáceas. Este conjunto se inicia donde aparecen nuevamente niveles de rocas volcánicas que forman delgadas intercalaciones en bancos de areniscas. Hacia arriba aparecen nuevamente conglomerados de forma lenticular que pasan lateralmente a areniscas de grano grueso de color rojo. Los conglomerados contienen cantos de rocas volcánicas de composición riolítica, por lo general bien redondeados en una matriz arenosa de color rojo.

Tobas riolíticas. Este conjunto es de composición uniforme y está constituido solamente por vulcanitas ácidas, ya sean riolitas o tobas riolíticas.

La Formación La Quinta reposa discordante sobre sedimentos del Paleozoico superior y es suprayacida por sedimentitas del Cretácico Inferior sin discordancia aparente.

2.2.17.1 Origen

La intensa coloración de los sedimentos indica un ambiente de sedimentación continental bajo condiciones oxidantes y que fue interrumpido temporalmente por una intensa actividad volcánica que varió de efusiva, caracterizada por derrames riolíticos, a explosiva con formación de tobas de igual composición. En algunas partes de la secuencia es claro que estas actividades fueron cíclicas y que se extendieron por períodos de tiempo prolongados para permitir la acumulación de gruesas secuencias que caracterizan la unidad (Miller, 1960; 1962; Julivert, 1968).



2.2.17.2 Edad

Kündig (1938, en Forero, 1972) situó la Formación La Quinta en el intervalo Triásico Jurásico, aunque la pobreza fosilífera impide sacar una conclusión definitiva con respecto a la edad de esta formación. Forero (1972) considera que la presencia de cantos de rocas pérmicas en los conglomerados basales de la formación es la prueba más convincente de la edad pospérmica y por posición estratigráfica es claro que es más antigua que el Cretácico Inferior. Los fósiles encontrados en Venezuela, tanto restos de peces como ostrácodos y filípodos, indican una edad triásica tardía - jurásica temprana como la más probable (Forero, 1972).

2.2.17.3 Correlaciones

La Formación La Quinta ha sido correlacionada con la Formación Girón en el Macizo de Santander y Valle Medio del Magdalena y se considera que es la prolongación occidental de la formación de igual nombre en la serranía de Perijá en Venezuela descrita por Miller (1960; 1962). En la península de La Guajira, por características litológicas y posición estratigráfica, Rollins (1965) correlaciona la Formación Rancho Grande con la Formación La Quinta de Los Andes de Mérida y Perijá en Venezuela y la Formación Girón. Además, este mismo autor considera que la Formación Uipana puede ser relacionada con la parte superior de la Formación La Quinta en Los Andes de Mérida, aunque no existan muchas evidencias directas que soporten esta idea.

2.3 ROCAS SEDIMENTARIAS

Las rocas sedimentarias del Departamento de La Guajira se encuentran ampliamente distribuidas en la península de La Guajira, valle del Cesar - Ranchería y serranía de Perijá, y abarcan rocas con edades desde el Jurásico hasta el reciente y ambientes de depósito continentales y marinos.

PENÍNSULA DE LA GUAJIRA

Grupo Cojoro

En este trabajo se utiliza el término Grupo Cojoro en el sentido de Rollins (1965) y que comprende las formaciones Rancho Grande y Uipana, en la primera se agrupan las formaciones Guasasapa y Rancho Grande de Renz (1956; 1960, en Rollins, 1965).

2.1.3. Formación Rancho Grande (Jrg)

Nombre introducido por Renz (1960, en Rollins, 1965) para referirse a la parte media del Grupo Cojoro que subyace la Formación Uipana y suprayace la Formación Guasasapa. Sin embargo, Rollins (1965) considera que esta subdivisión no coincide con las relaciones de campo y agrupa como Formación Rancho Grande las formaciones Guasasapa y Rancho Grande y que el límite entre las formaciones Rancho Grande y Uipana coincide por el establecido por Renz (1960, en Rollins, 1965). Esta formación corresponde en la serranía

de Macuira a lo que MacDonald (1964) denominó como Formación La Quinta. MacDonald & Opdyke (1972) denominan esta unidad como capas rojas de Ipapure en la región de Ipapure. El espesor de esta unidad en la sección tipo (Figura 31) es de 327 m, aunque la base de la formación está cubierta por depósitos aluviales.

La Formación Rancho Grande se conserva como remanentes erosionales en los cerros de Cosinas, Cojoro al norte y noroeste de la localidad de Cojoro. También aflora unos pocos kilómetros al occidente de punta Espada en pequeñas colinas que forman la prolongación oriental de la serranía de Macuira.

En el cerro Cojoro, esta formación está constituida por conglomerados arcósicos de color pardo oscuro, areniscas de color rojo anaranjado y *shale* interestratificados; *shale* verde oliva pardusco y areniscas de color pardo amarillento a pardo grisáceo. Interestratificados con las areniscas y *shales* se encuentran capas de calizas finas pardo grisáceas a grises; éstas contienen restos de bivalvos que sugieren un origen marino (Rollins, 1965).

Las areniscas están constituidas por fragmentos de cuarzo y feldespato, son en parte micáceas, bien estratificadas y localmente pueden presentar estratificación cruzada. Los *shales* y arcillolitas están interestratificados a través de gran parte de la sección de esta formación, excepto en la parte basal. Los *shales* son masivos, micáceos, limo arenosos; su color varía de rojo oscuro a verde oliva pardusco a pardo amarillento con tonos más claros hacia la parte superior de la formación. En la localidad de Cojoro, silos, diques y flujos riolíticos aparecen asociados en distintos niveles de la sección (Rollins, 1965).

La Formación Rancho Grande reposa en inconformidad sobre rocas ígneas y es suprayacida en discordancia por la Formación Uipana en el área del cerro Cosinas y cerro Cojoro. En el área de Rancho Grande, es suprayacida en discordancia angular de ángulo alto por la Formación Palanz del Cretácico Inferior (Rollins, 1965).

2.3.1.1 Origen

Las características de los depósitos de la Formación Rancho Grande indican un ambiente continental, pero estas condiciones cambiaron durante breves intervalos de tiempo a lagunares y marinas poco profundas. La presencia de estratificación cruzada y depósitos de agua dulce son una evidencia de la existencia, también durante ciertos intervalos de tiempo, de altos relieves con condiciones climáticas favorables para la vegetación, tal como lo revela la presencia de troncos de madera silicificada (Rollins, 1965).

2.3.1.2 Edad

En La Guajira, la Formación Rancho Grande carece de fósiles bien conservados y, por lo tanto, la asignación de su edad se ha efectuado por inferencia que depende de sus similitudes litológicas y posición estratigráfica al compararla con la Formación La Quinta en la parte occidental de Venezuela. Rollins (1965) considera esta formación de edad triásica por correlación con la Formación La Quinta, aunque en este informe se considera que puede ser jurásica temprana.

2.3.1.3 Correlaciones

La Formación Rancho Grande en La Guajira es correlacionable con la Formación La Quinta de Los Andes de Mérida y la sierra de Perijá en Venezuela y con la Formación Girón en el Macizo de Santander (Rollins, 1965).

2.3.2 Formación Uipana (Ju)

Nombre utilizado por Renz (1960, en Julivert, 1968) para agrupar las capas de areniscas y conglomerados que afloran en el cerro Uipana. El espesor aproximado de esta formación, medido en una sección incompleta, es de 532 m (Figura 32) (Rollins, 1965). Esta unidad se localiza en el extremo más occidental de la península de La Guajira, al norte de la población de Ichipa, en la serranía de Macuira, aflora como un cuerpo irregular, elongado en dirección noreste (MacDonald, 1964).

La Formación Uipana está constituida principalmente por areniscas, areniscas conglomeráticas y hacia la base algunas calizas conglomeráticas (Rollins, 1965). Las areniscas son de color pardo claro, limpias, bien seleccionadas, de grano medio hasta conglomeráticas (MacDonald, 1964), bien cementadas, las capas varían de masivas a capas con estratificación cruzada y están constituidas por cuarzo blanco, gris y pardo amarillento claro, con cordones irregulares de pequeños conglomerados de guijarros. Hacia la base se presentan calizas conglomeráticas compuestas por guijarros subangulares de caliza cristalina fina de color gris oscuro, en una matriz de arena pobremente seleccionada (Rollins, 1965).

Se encuentra en contacto fallado de ángulo bajo con las rocas metamórficas del Grupo Macuira y reposa, al parecer, disconforme sobre la Formación La Quinta (MacDonald, 1964); Renz (1960, en MacDonald, 1964) considera que el contacto con la Formación La Quinta es concordante en el cerro Uipana, aunque para Rollins (1965) el contacto es disconforme. Es suprayacida en discordancia angular por las rocas cretácicas de la Formación Palanz (Rollins, 1965).

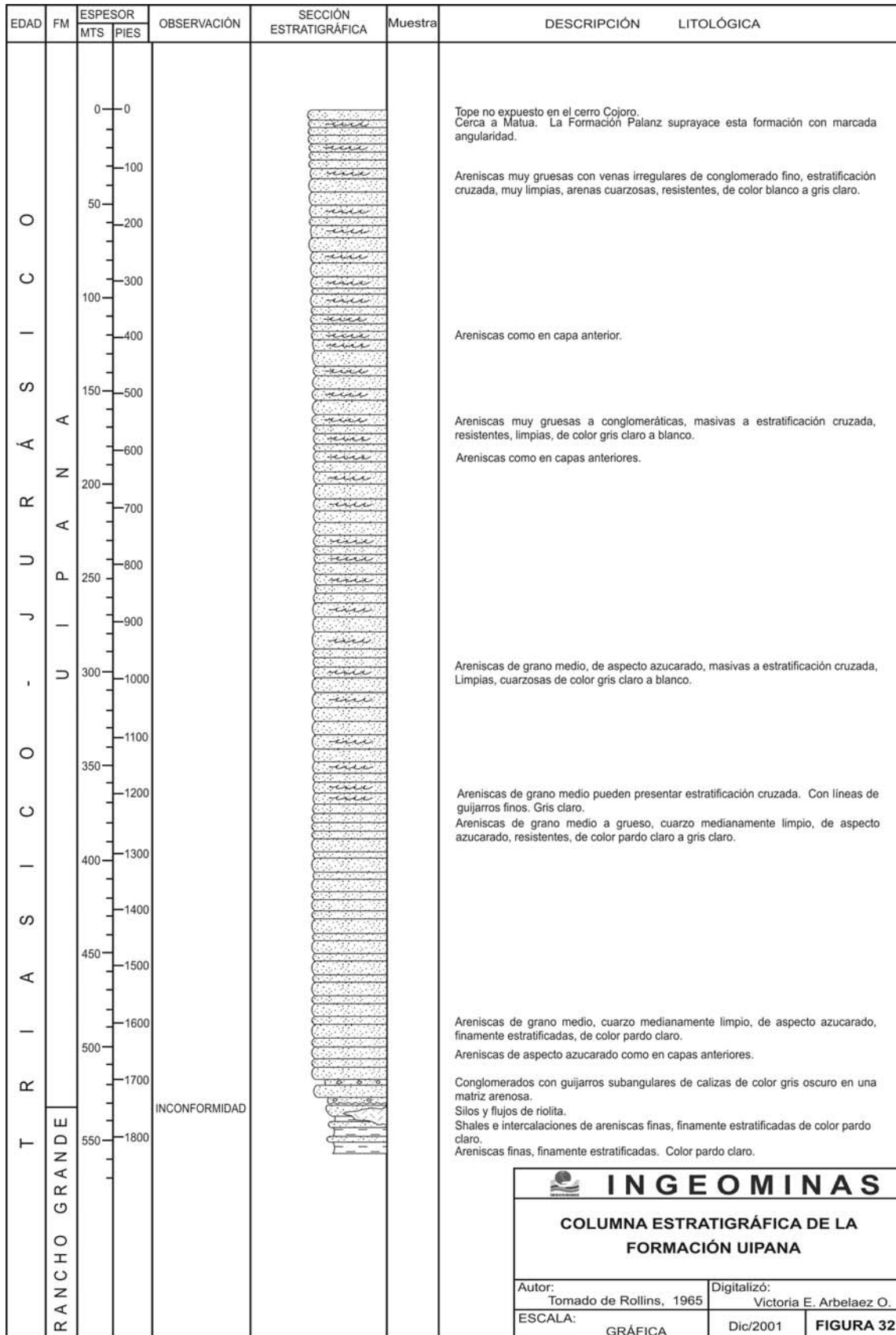
2.3.2.1 Origen

Para Rollins (1965) la litología de la Formación Uipana es característica de un ambiente marino de playa donde las corrientes mantienen las arenas limpias y bien seleccionadas, éstas se evidencian por la presencia de areniscas de grano más grueso y conglomerados de guijarros especialmente en las partes altas de la formación.

2.3.2.2 Edad y correlaciones

Debido a la falta de fauna fósil en esta formación se le ha asignado una edad del Triásico Jurásico temprano con base en relaciones estratigráficas (Rollins, 1965).

Esta formación puede ser correlacionada con la parte superior de la Formación La Quinta en Los Andes de Mérida en Venezuela (Rollins, 1965).



GRUPO COSINAS

Renz (1956, en Rollins, 1965) utiliza el nombre de Grupo Cosinas para agrupar las rocas del Jurásico que afloran en la población de Ararieru, sin hacer una división formal del mismo, pero posteriormente, en 1960, la separa en Shale de Cuisa y Formación Chinapa, aunque lo hace en secciones falladas. Rollins (1965) conserva la denominación de Grupo Cosinas y lo divide en las formaciones Cheterló, Cajú, Chinapa y Cuisa.

2.3.3 Formación Cheterló (J₁ch)

Rollins (1965) utiliza el nombre de Formación Cheterló para agrupar los *shales* y arcillolitas de color pardo, gris verdoso y rojo, y areniscas intercaladas que afloran en el centro del Anticlinal de Cosinas. La localidad tipo se encuentra aproximadamente a 1,5 km al sur de la población de Cheterló, donde tiene un espesor aproximado de 485 m (Figura 33) y en la quebrada Patama en otra sección de 800 m, y alcanza un espesor aproximado de 1.285 m. El techo de la Formación Cheterló se encuentra al tope de una serie de areniscas cuarzosas duras que forman una saliente topográfica característica en la región (Rollins, 1965).

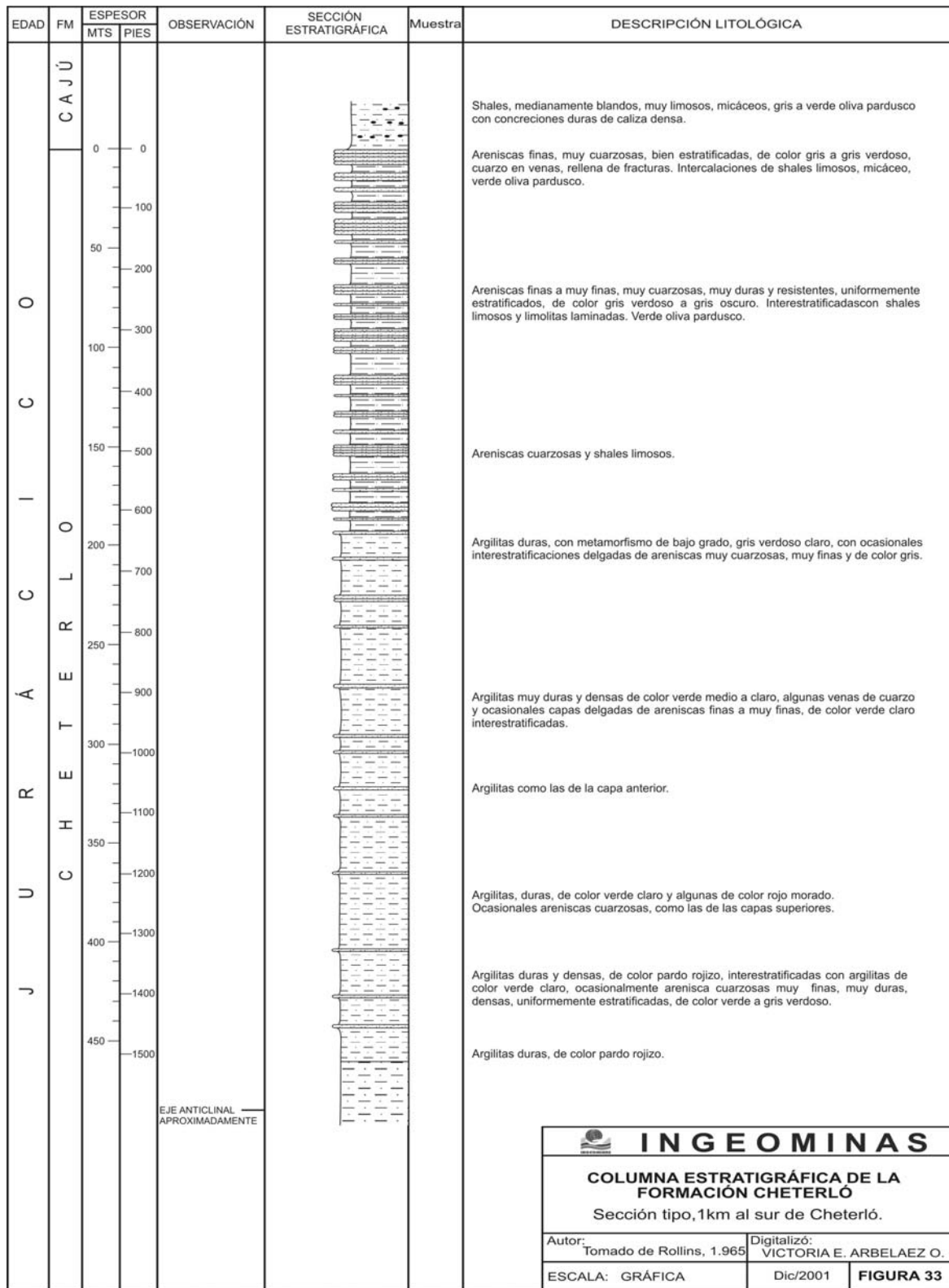
Esta unidad aflora en la serranía de Macuira en el núcleo de un anticlinal y en el arroyo Kayashpánu (MacDonald, 1964) y al sur entre las fallas de Cuisa y Cosinas, al norte de la población de Cajú y a 7 km de la población de Huaraiashimana. Está constituida hacia la parte inferior por arcillolitas rojas y verdes intercaladas entre sí y con algo de areniscas y hacia la parte superior por areniscas intercaladas con *shales* limosos de color pardo, muy micáceos y ligeramente carbonáceos.

Las areniscas son de color gris a gris verdoso y localmente verde claro, muy densas, resistentes, de grano fino a muy fino, cuarzosas y bien estratificadas (Rollins, 1965).

En la serranía de Macuira aflora la parte inferior de la formación y consta de argilitas limosas a arenosas, no calcáreas, que varían en color desde gris rojizo medio a oscuro, morado hasta gris verdoso claro, con predominio de las primeras; presentan clivaje de fractura bien desarrollado que oscurece la estratificación y localmente contienen abundantes nódulos de caliza fina. Estas argilitas se encuentran interestratificadas con areniscas cuarzo feldespáticas, con estratificación media a gruesa, de grano medio y color gris claro a medio. Se ha estimado que la secuencia en el arroyo Kayushpánu alcanza un espesor mínimo de 200 m (MacDonald, 1964).

La Formación Cheterló se encuentra afectada tectónicamente y es cortada por lineamientos de dirección SE y NE, especialmente en la parte sur del departamento donde es limitada por la Falla Cosinas. Al norte de la población de Cajú constituye el núcleo de un anticlinal invertido. Rollins (1965) indica que la intensa deformación de los sedimentos de esta unidad ha desarrollado, localmente, un metamorfismo de bajo grado que se manifiesta en el carácter esquistoso de las capas (clivaje de fractura).

El contacto inferior no se conoce, ya que la parte más inferior de la unidad no aflora y el contacto superior con la Formación Cajú es conforme y al sur, en el área de Cosinas, el contacto con la Formación Moina del Cretácico está marcado por la Falla Cosinas.



2.3.3.1 Origen

Rollins (1965) considera que la Formación Cheterló se depositó bajo condiciones marinas cercanas a la costa, que habrían llegado a ser continentales en algún tiempo. Para este autor, los restos de *Ostrea* indican un ambiente marino parcial y sugiere que los limos y *shales* limosos micáceos de color gris verdoso, con algunas arenas intercaladas, fueron depositados en bahías que posteriormente, debido a cambios eustáticos fueron expuestas a condiciones oxidantes que generaron el tono rojizo característico de la unidad.

2.3.3.2 Edad y correlaciones

La Formación Cheterló ha sido asignada al Jurásico medio a temprano con base en relaciones estratigráficas, ya que no se ha encontrado fauna diagnóstica que permita asignar claramente su edad (Rollins, 1965).

Según Rollins (1965), la Formación Cheterló no tiene equivalentes en las cuencas de Colombia y Venezuela y, por lo tanto, no es posible establecer correlaciones.

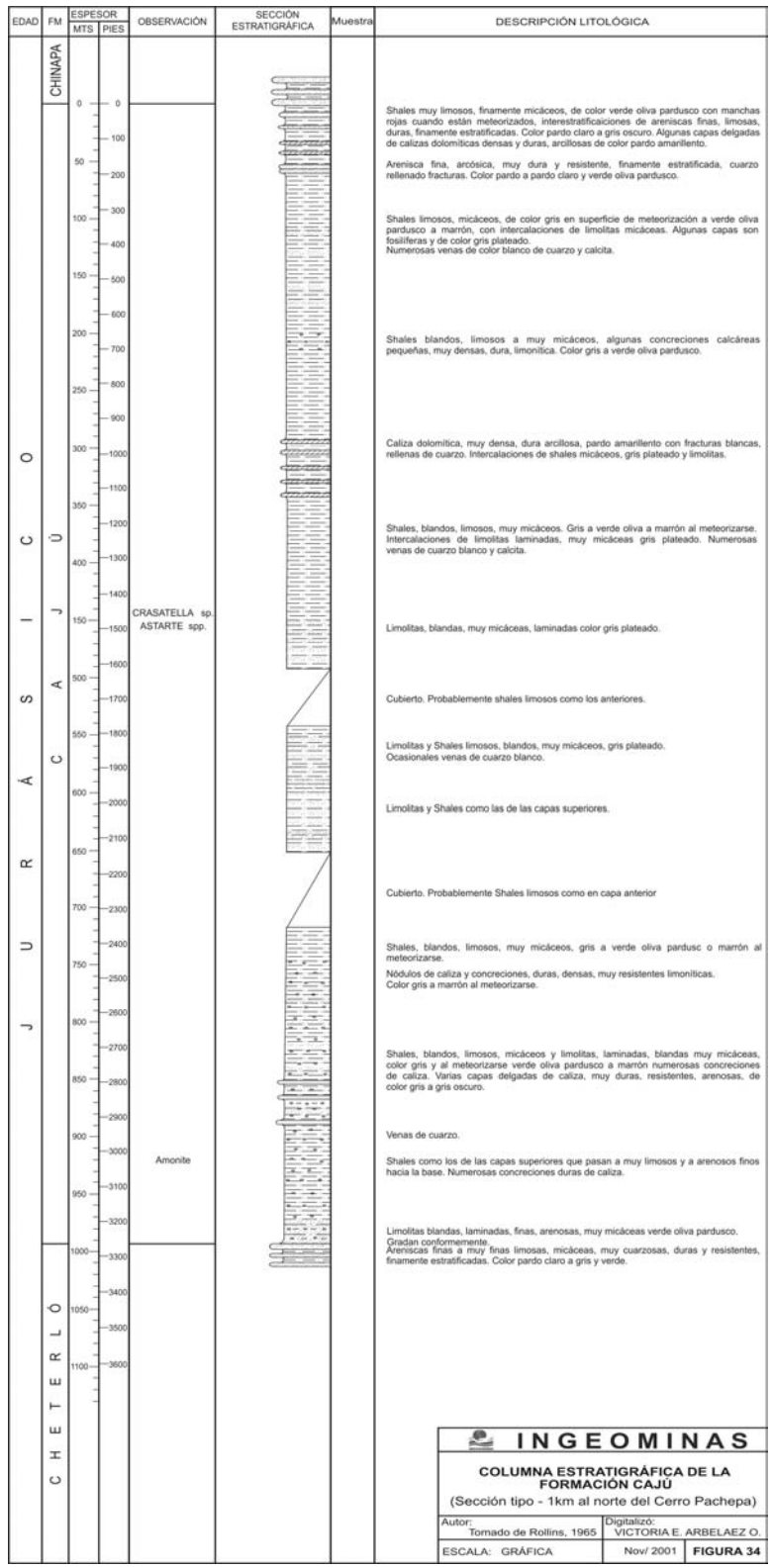
2.3.4 Formación Cajú (J_{2c})

Rollins (1965) denomina Formación Cajú una secuencia gruesa de *shales* verde oliva pardusco, que afloran en el Anticlinal de Cosinas y establece su sección tipo a 0,5 km de la población de Cajú, donde su base la constituye el techo de la primera serie de areniscas cuarzosas de la Formación Cheterló y el techo de la formación se encuentra en la base de las areniscas de la Formación Chinapa; alcanza un espesor de 992 m (Figura 34).

La Formación Cajú está constituida principalmente por limolitas y *shales* con algunas capas de areniscas y calizas. Los *shales* son de color verde oliva pardusco y en la parte superior de la formación son gris claros limosos y micáceos. En la parte media es abundante el contenido de mica, que da apariencia de esquistos micáceos de bajo grado (Rollins, 1965).

Las areniscas ocurren principalmente en la parte superior de la formación, son finamente estratificadas, de grano fino, cuarzosas. Calizas duras, arenosas grises oscuras afloran como capas delgadas y nódulos en los 300 m inferiores de la formación, así como abundantes concreciones limoníticas. A lo largo de toda la formación se presentan capas delgadas muy fracturadas de calizas dolomíticas de color pardo amarillento, con fracturas rellenas de cuarzo blanco, calcita o por ambos minerales. Venas secundarias de cuarzo y calcita cortan la unidad en algunas zonas, especialmente en las cercanas a fallas (Rollins, 1965).

En el área de Macuira, MacDonald (1964) reporta la presencia de algunas ostreas, gasterópodos y pelecípodos. La Formación Cajú se encuentra en contacto gradacional con las formaciones Cheterló hacia la base y Chinapa en el techo (Rollins, 1965).



2.3.4.1 Origen

Por las características litológicas, Rollins (1965) considera un ambiente de depósito bajo condiciones marinas poco profundas para la Formación Cajú.

2.3.4.2 Edad y correlaciones

Rollins (1965) menciona para el área de Cosinas, la presencia en la parte superior de la Formación Cajú de *Exogyra* u *Ostrea*, *Astarte*, *Crassatella*, 450 m por debajo del techo y algunos amonites no identificables en la base que no permiten asignar una edad precisa, aunque se ha reportado la presencia de *Perisphinctes* cf. *biplex* Sowerby del Jurásico tardío (Creole Petroleum Co., en Rollins, 1965). Con base en relaciones estratigráficas, Rollin (1965) considera que esta formación es al menos del Jurásico Superior y posiblemente Jurásico Medio.

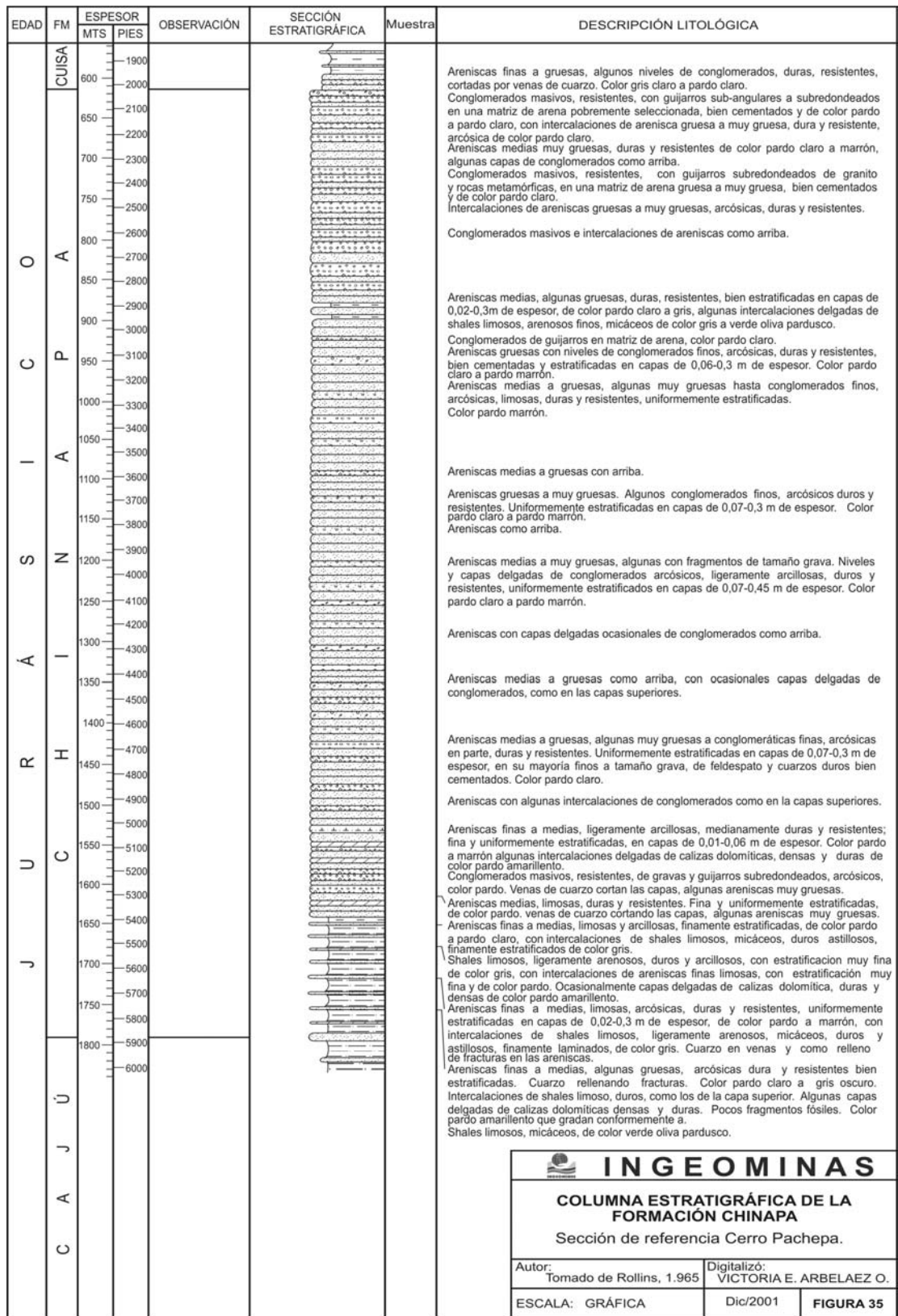
Según Rollins (1965), la Formación Cajú no tiene equivalentes en las cuencas de Colombia y Venezuela y, por lo tanto, no se pueden establecer correlaciones.

2.3.5 Formación Chinapa (J₂ch)

Renz (1960, en Rollins, 1965) utiliza inicialmente el nombre de Formación Chinapa para las areniscas cuarzosas duras que afloran en el Anticlinal de Cosinas, pero los límites con la formación suprayacente no son claros. Posteriormente, Rollins (1965) redefine esta unidad y conserva su posición estratigráfica debajo del *Shale* de Cuisa y dentro del Grupo Cosinas. Rollins (1965) localiza la sección de referencia cerca al cerro Pachepa, al sur de la población de Cajú, y allí reporta un espesor de 1.177 m (Figura 35) y cerca a la población de Jipi en otra sección, 664 m. Más al occidente de la sección de referencia la unidad aumenta de espesor. Para este autor, la base de la Formación Chinapa se encuentra hacia la base de una secuencia de areniscas con intercalaciones de *shales* que suprayacen la Formación Cajú y el techo lo coloca de manera arbitraria hacia el tope de las primeras capas resistentes y masivas de conglomerado que definen un quiebre topográfico mayor.

La Formación Chinapa aflora al sur de la población de Cajú y se extiende hasta la Falla Cosinas; al norte, en la serranía de Macuira aflora un pequeño cuerpo al noreste de Ichipa y en la costa 7 km al sur de Punta Espada.

Según Rollins (1965), la Formación Chinapa está constituida por areniscas de color pardo amarillento a pardo grisáceo y por conglomerados con algunas capas de *shale* de color gris en la parte inferior y calizas pardo amarillentas, localmente con restos de conchas y pelecípodos, en la parte media. Las areniscas afloran en capas resistentes, bien estratificadas con espesor variable, son de grano medio a grueso y localmente, hacia la base, de grano fino, arcósicas, micáceas y arcillosas; intercalados con las areniscas, en los 10 m inferiores de la sección, se presentan *shales* limosos, micáceos, finamente estratificados.



 INGEOMINAS		
COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN CHINAPA Sección de referencia Cerro Pachepa.		
Autor: Tomado de Rollins, 1.965	Digitalizó: VICTORIA E. ARBELAEZ O.	
ESCALA: GRÁFICA	Dic/2001	FIGURA 35

Los conglomerados están constituidos por guijarros subangulares a subredondeados de granitos, rocas metamórficas y conglomerados retrabajados (Formación La Quinta?), envueltos en una matriz de arena pobremente seleccionada. Se encuentran bien cementados y forman capas masivas y resistentes que resaltan topográficamente (Rollins, 1965).

La Formación Chinapa se encuentra muy afectada tectónicamente por fallas y pliegues, por lo cual no aflora en el flanco norte del Anticlinal de Cosinas (Rollins, 1965). Se encuentra en contacto gradacional con la Formación Cajú y grada, tanto lateral como verticalmente, al *Shale* de Cuisa (Formación Jipi, Rollins, 1960, en Julivert, 1968) (Rollins, 1965).

2.3.5.1 Origen

La presencia de clastos gruesos y la gradación inversa sugieren un probable ambiente continental a marino poco profundo donde se presentaba un levantamiento rápido de las tierras cercanas al momento del depósito (Rollins, 1965).

2.3.5.2 Edad y correlaciones

Debido a la ausencia de fauna diagnóstica en la unidad, con base en relaciones estratigráficas se le ha asignado una edad del Jurásico medio (Rollins, 1965).

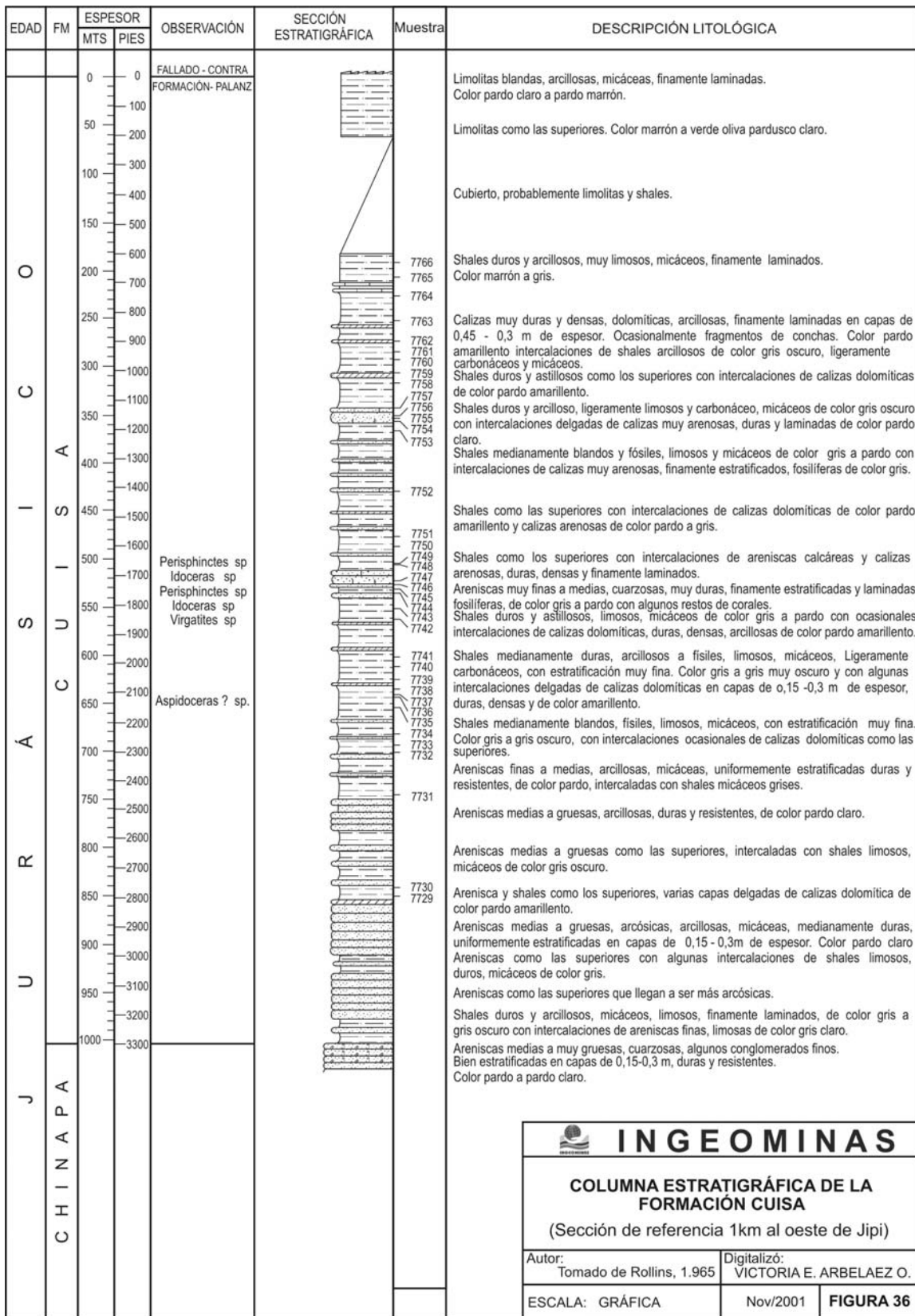
Según Rollins (1965), la Formación Chinapa no tiene equivalentes en el oeste de Venezuela ni al este en Colombia, por lo tanto, no se pueden establecer correlaciones.

2.3.6 *Shale* de Cuisa (Formación Jipi, Rollins, 1960, en Julivert, 1968) (J_{3sc})

Definida por Renz (1960, en Rollins, 1965) como parte del Grupo Cosinas; posteriormente, Rollins (1965) precisa sus límites, pero conserva la denominación de Renz (1960, en: Rollins, 1965). Renz (1956, en Rollins, 1965) ubica la sección tipo de esta unidad cerca a la población de Kesima y, posteriormente, Rollins (1965) señala dos secciones de referencia: una al sur del cerro Pachepa y la segunda en la población de Jipi, en la parte sur del Anticlinal de Cosinas; en esta última sección, Rollins (1965) midió un espesor de 1.008 m para la unidad (Figura 36), aunque precisa que puede alcanzar hasta 1.200m, aunque no se observa el techo debido a una falla; en otras zonas, este mismo autor reporta espesores de 549m. La base de esta formación se localiza en el techo de la Formación Chinapa y el techo en la base de la Formación Palanz (Rollins, 1965).

Aflora al norte del Departamento de La Guajira, en la serranía de Macuira, cerca a las poblaciones de Punta Espada y Parajimaruhu y al sur en los alrededores de la Laguna de Cuisa y en la serranía de Cosinas.

El *Shale* de Cuisa está constituido principalmente por una secuencia gruesa de *shales* intercalados con areniscas. Los *shales* son de color gris oscuro y pardo, finamente laminados, duros, limosos, micáceos, ligeramente carbonáceos, con fracturamiento astilloso y se encuentran intercalados con areniscas, limolitas y en cantidades menores con calizas arenosas, calizas y calizas dolomíticas de color pardo amarillento, fracturadas y recementadas, con venas de cuarzo o calcita. Hacia la parte superior de los *shales* se



encuentran areniscas de color pardo grisáceo a verde oliva pardusco y limolitas micáceas que contienen restos de macrofósiles. Hacia el oeste y noroeste aumenta lateralmente el contenido de arena y pasan a ser areniscas las rocas predominantes en la formación (Rollins, 1965).

Cerca a la Falla Cosinas se presentan bancos de biohermas en la parte más superior de la formación compuestos por calizas coralinas muy densas, de color gris oscuro a negro con interdigitaciones de *shales* y areniscas calcáreas y dentro de los cuales se presentan areniscas calcáreas con abundantes restos de corales, conchas y “bolsillos” con amonites (Rollins, 1965).

Hacia la base, esta formación se encuentra en contacto conforme con la Formación Chinapa y es suprayacida por la Formación Palanz en contacto conforme dentro de la cuenca de Cosinas, pero al sur de la Falla Cuisa se pincha y la Formación Palanz reposa directamente sobre el basamento (Rollins, 1965).

2.3.6.1 Origen

Según Rollins (1965), los sedimentos y las asociaciones faunísticas encontradas en esta formación indican un ambiente de depósito marino poco profundo.

2.3.6.2 Edad y correlaciones

Dentro de esta unidad se han encontrado asociaciones faunísticas como: *Idoceras humboldti* Burckhardt, *Idoceras balderum* Burckhardt, *Idoceras cf. neogaeum* Burckhardt, *Idoceras cf. santarosatum* Burckhardt, *Idoceras cf. mexicanum* Burckhardt, *Idoceras* sp., *Nebroditites cf. niaclachani* Burckhardt, *Parasenia zacatecana* Burckhardt, *Pseudodimoceras aquilerae* Burckhardt, *Nautilus cf. perstriatus* Steuer, *Meretrix quintucoensis* Weaver, *Perisphinctes* sp., *Virgatites* sp., *Aspidoceras* sp., *Elysastraea* sp., cf. *moorei* Duncan, *Apiocrinus* sp., cf. *tehuantepec* Springer, *Pentacrinus* sp., *Trigonia* sp., *Exogyra* sp., *Ostrea* sp., *Monastrea* sp., *Virgatites cf. australis* Burckhardt, *Perisphinctes cf. densistratus* Steuer, que indican una edad de Jurásico tardío (Kimmeridgiano y Portlandiano) para esta formación (Rollins, 1965).

Para Rollins (1965) esta formación no tiene equivalentes estratigráficos en la Cordillera Oriental en Colombia ni en el occidente de Venezuela.

2.3.7 Formación Poschachi (K_{1ps})

Álvarez (1967) denomina Formación Poschachi a las rocas sedimentarias que afloran entre las rocas del Grupo Macuira y el Leucogranito de Jojoncito, en el jagüey de Poschachi, serranía de Simarúa; su espesor en la sección tipo es de 1.530 m, aunque puede ser diferente, puesto que presenta pequeños pliegues en las areniscas superiores de la secuencia y su límite superior es fallado. La base de la formación fue definida en la inconformidad sobre el Leucogranito de Jojoncito y el techo por la falla de cabalgamiento de Santa Ana.

Las rocas de la Formación Poschachi afloran como un cuerpo alargado en dirección noreste en las Lomas de Machinkamahana, Alto de Santa Ana y Kaitpahi, y a 4 km al noroeste de la población de Karemé. Según Álvarez (1967), la formación está constituida por calizas, a las que denomina como Miembro Caliza Sorih, conglomerados, areniscas y *shales*.

Hacia la base de la formación se presentan conglomerados de guijarros de cuarzo y rocas graníticas o areniscas, localmente con intercalaciones de *shales*, areniscas y capas de guijarros. Suprayaciendo los conglomerados se presentan las calizas del Miembro Sorih, cuyo espesor varía desde varios metros hasta pincharse en algunas zonas; éstas se presentan en capas, finamente laminadas, de color gris o pardo, dentro de algunas de las cuales se encuentran abundantes capas de granos de arena y guijarros de cuarzo y granitos (Álvarez, 1967).

Sobre las calizas se presentan *shales* limosos de color pardo grisáceo, gris, pardo rojizo que algunas veces muestran un ligero lustre filítico, con abundantes lentes de limolitas; estos *shales* se pinchan hacia el este y los suprayacen en algunos sectores, se presentan areniscas masivas de grano fino, limolitas y, en menor proporción, *shales* filíticos (Álvarez, 1967).

La Formación Poschachi se encuentra discordante sobre el granitoide de Jojoncito y en contacto fallado al oeste, a lo largo de la falla de cabalgamiento de Santa Ana con las rocas metamórficas precámbricas del Grupo Macuira.

2.3.7.1 Edad

Según Álvarez (1967), no se ha encontrado fauna diagnóstica en la Formación Poschachi que permita precisar claramente su edad, en cambio, sugiere que esta formación fue afectada por fallamientos relacionados a una orogenia durante el Cretácico tardío – Paleógeno temprano, y que, por lo tanto, su depósito debió haber ocurrido en el intervalo Jurásico – Eoceno, probablemente en el Cretácico temprano por la correlación con las calizas de la Formación Moina.

2.3.7.2 Correlaciones

Álvarez (1967) correlaciona tentativamente las calizas del miembro Sorih con las calizas de la Formación Moina del Cretácico Inferior, que aflora en el área de Cosinas.

2.3.8 Formación Palanz (K_{1p})

Esta formación fue definida inicialmente por Renz (1960, en Rollins, 1965) como una sucesión gruesa de areniscas de color pardo rojizo y de conglomerados que forman escarpes al norte de la carretera Cojoro - Ranchería. La localidad tipo se localiza 11 km al noreste de la triangulación de cerro Guasasapa. Posteriormente, Rollins (1965) redefine esta unidad y propone denominar las areniscas y conglomerados Formación Palanz y Miembro Kesima a las calizas que Renz (1960, en Rollins, 1965) denominó como Formación Kesima.

El espesor de la Formación Palanz varía en cada una de las secciones medidas por Rollins (1965) con valores de 794 m en la quebrada Yoi al sur de la serranía de Cosinas, 592 m

cerca al cerro Coyoi, en una sección incompleta en Trijajain 972 m, en las áreas de plataforma al sur de Cosinas 295 m y 450 m estimados en una sección incompleta en la quebrada Borochio, en la parte norte de la cuenca de Cosinas (Figura 37). Para Renz (1960, en Julivert, 1968), el espesor de la Formación Palanz en la localidad tipo es de 300 m, sin embargo, ésta se encuentra afectada tectónicamente, especialmente al sur, en el área de Cosinas, donde aparece “fragmentada” por las fallas Cuisa y Cosinas, por lo cual, su espesor puede variar considerablemente de un sitio a otro.

La Formación Palanz aflora en la parte norte de la península de La Guajira, al norte y noroeste de punta Espada y al sur en la serranía de Cosinas, en el carretable entre Siamaná y Moyojoy, en los arroyos Parisimash, Chirrumahana y Moina. Está constituida por areniscas de grano grueso, conglomerados, calizas y capas menores de arcillolitas arenosas de color rojo oscuro. Las areniscas son de dos tipos y están separadas entre sí por las calizas del Miembro Kesima: las de la unidad inferior son de grano grueso, pardas, cuarzosas y en la unidad superior predominan conglomerados arcóscicos, de color pardo rojizo que pasan a areniscas conglomeráticas y areniscas cuarzosas. Localmente hacia la base se presentan calizas coralinas y hacia el tope calizas fosilíferas no coralinas, de color gris a negro, finamente estratificadas con intercalaciones de *shales* calcáreos y *shales* arcillosos de tono rojizo (Rollins, 1965).

Hacia el sur de la Falla Cosinas, cerca a la zona de plataforma, las areniscas de la unidad inferior se acuñan y hacen que el Miembro Kesima repose directamente sobre el basamento cristalino. El Miembro Kesima está conformado por calizas arrecifales algáceas y coralinas; las biohermas están constituidas por calizas de color gris oscuro, densas, masivas, que se interdigitan lateralmente con calizas muy arenosas, margas fosilíferas y *shales* calcáreos. La unidad aumenta de espesor y desvanece hacia el este a lo largo de la línea de bisagra de Cosinas y forman una unidad continua de alternancia de calizas coralinas y areniscas calcáreas que alcanzan un espesor de 300 m. Hacia el sur del área de desarrollo de corales, en la plataforma las calizas gradan lateralmente a facies de arrecife, constituidas por arenas calcáreas de playa de color gris claro (Rollins, 1965).

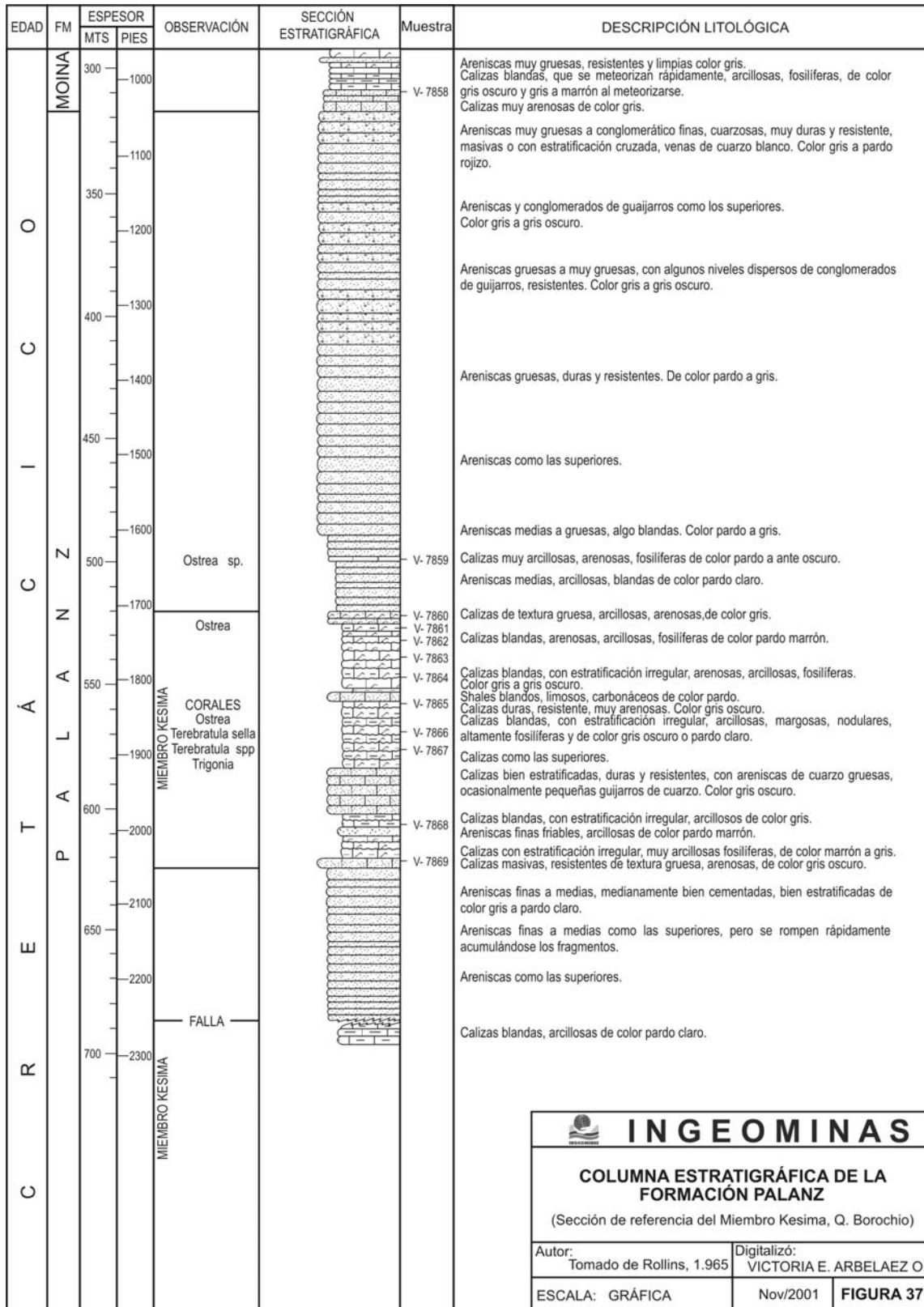
La Formación Palanz se encuentra en contacto conforme con el *Shale* de Cuisa, en el área de Cosinas, mientras que en la zona de plataforma, al sur de la traza de la Falla Cosinas, descansa inconforme sobre el basamento o en discordancia angular sobre la Formación Uipana y está en contacto conforme con el Grupo Yuruma que la suprayace (Rollins, 1965).

2.3.8.1 Origen

Para Rollins (1965), la Formación Palanz se depositó en un ambiente que varió de continental hacia el oeste a marino poco profundo hacia el este. Durante el depósito del Miembro Kesima predominaron las condiciones de ambiente marino poco profundo.

2.3.8.2 Edad y correlaciones

Con base en los fósiles colectados en las calizas de la Formación Palanz y las margas del Miembro Kesima como: *Isognomon* cf. *ricordeana* d'Orbigny, *Exogyra tamaulipana* Imlay, *Terebratuloid* brachiop, *Trigonia* n. sp.?, *Ostrea* sp., *Argentiniceras* cf. *noduliferum*



Steuer, *Astrocoenia* sp. y Algae, se le ha asignado una edad cretácica temprana (Berriasiano - Valanginiano), aunque la base de la formación puede llegar hasta el Jurásico Superior (Rollins, 1965).

La Formación Palanz, en conjunto con las calizas de la Formación Yuruma, en la península de La Guajira, han sido correlacionadas por litología con la Formación Río Negro en la serranía de Perijá en Venezuela y con la Formación Arcabuco en la Cordillera Oriental en Colombia y con base en el contenido fosilífero con las areniscas del Grupo Cáqueza de la Cordillera Oriental en Colombia (Rollins, 1965).

2.3.9 Grupo Yuruma

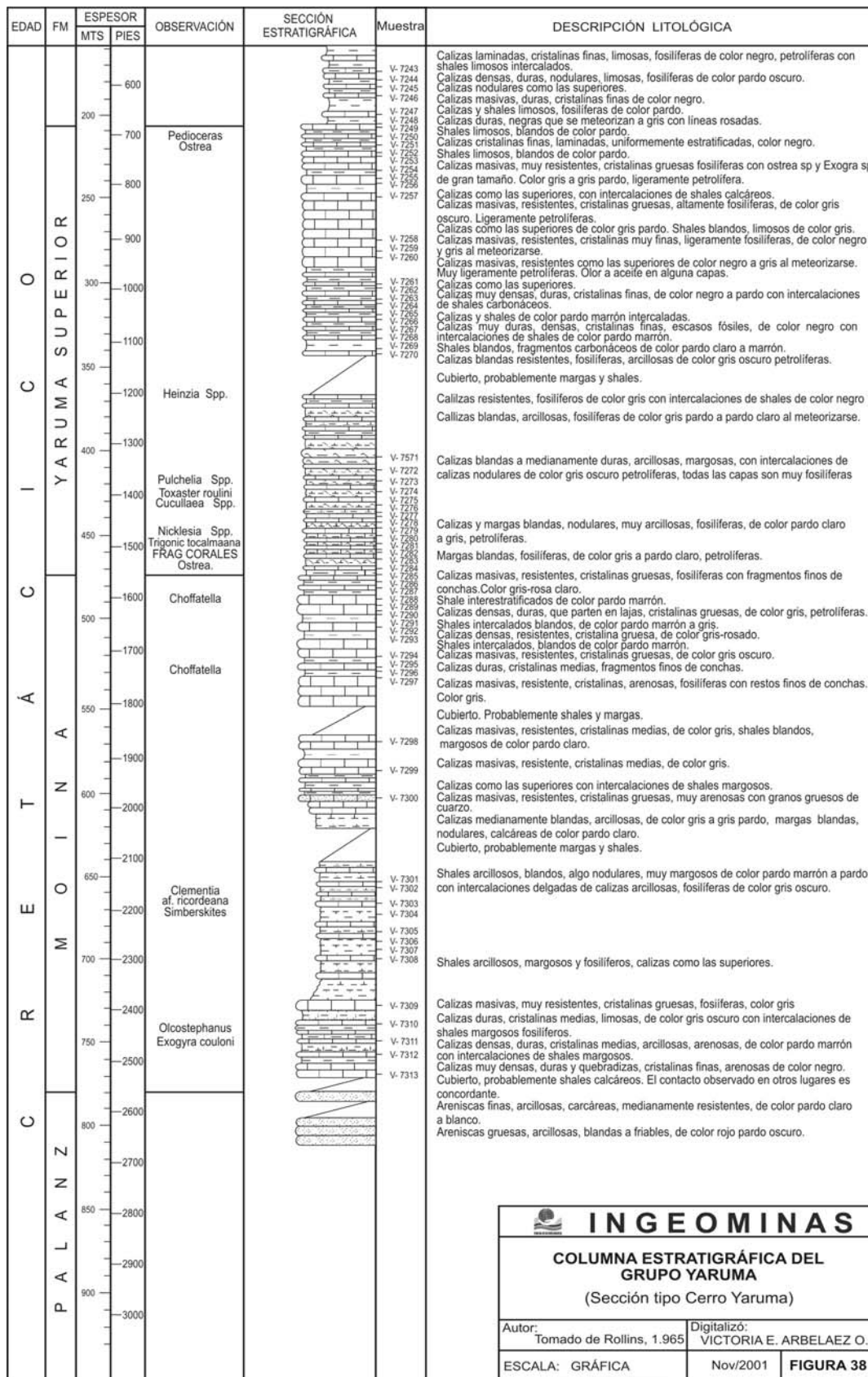
Renz (1956, en Rollins, 1965), define en el cerro Yuruma dos unidades, las cuales denomina Yuruma Inferior y Yuruma Superior y, posteriormente, en 1960, le asigna el nombre de Formación Moina a la unidad Yuruma Inferior y Formación Yuruma al Yuruma Superior. Rollins (1965) propuso elevar el término Yuruma a la categoría de grupo y a su vez lo subdividió en Formación Moina (conservando los límites de Renz, 1960) y Formación Yuruma Superior (modificando su límite superior).

Las rocas del Grupo Yuruma afloran en el área de Cosinas, al sur de la Falla Cuisa, donde se presentan falladas y forman bloques. A pesar de estar afectada tectónicamente, en la sección tipo se presenta la columna completa del grupo sin fallas, que alcanzan un espesor total de 576 m, 307 m para la Formación Moina y 269 m para la Formación Yuruma Superior (Figura 38) (Rollins, 1965). Renz (1960, en Rollins, 1965) afirma que el espesor total para estas formaciones es de 450 m. El Grupo Yuruma se encuentra en contacto conforme sobre la Formación Palanz y es suprayacido conforme por las rocas del Grupo Cogollo (Rollins, 1965).

2.3.9.1 Formación Moina (K₁m)

Rollins (1965) subdivide la Formación Moina en tres unidades litológicas diferentes: en la parte inferior calizas y *shales* margosos, en la parte media margas y calizas margosas y la parte superior de caliza masiva. Los límites de esta formación son: el inferior se encuentra hacia el contacto con las areniscas pardo rojizas de la Formación Palanz y el superior es hacia el tope de la caliza masiva y densa que infrayace una zona de margas blandas y calizas margosas (Renz, 1960, en Rollins, 1965).

Las calizas inferiores son de color pardo grisáceo a gris y negro, densas, resistentes, en parte masivas, con textura de fina a gruesa y generalmente fosilíferas, con intercalaciones de *shales* margosos, de color gris, blandos y fosilíferos. Las margas de la parte media en la sección tipo están constituidas por calizas margosas, de color pardo grisáceo a gris, fosilíferas y hacia el norte, entre Pochina y Cuisa, las margas contienen una cuña de areniscas de color gris a pardo, de grano fino a grueso, calcáreas, resistentes, con varias capas delgadas de caliza. Las calizas de la parte superior son de color pardo grisáceo a gris oscuro, arenosas, masivas, muy resistentes, cristalinas gruesas y fosilíferas; localmente se presentan capas muy arenosas que contienen granos gruesos de cuarzo blanco (Rollins, 1965).





INGEOMINAS

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL GRUPO YARUMA
(Sección tipo Cerro Yaruma)

Autor: Tomado de Rollins, 1.965	Digitalizó: VICTORIA E. ARBELAEZ O.
ESCALA: GRÁFICA	Nov/2001 FIGURA 38

2.3.9.2 Formación Yuruma Superior (K₁ys)

Rollins (1965) divide esta formación en dos unidades, la inferior fosilífera de margas y *shales*, y una superior de calizas. En la localidad tipo, la unidad inferior está constituida por margas nodulares y calizas margosas de color pardo grisáceo a gris, blandas y *shales* finamente estratificados de color gris a negro y en el área entre Cuisa y Pochina, está representada en parte por calizas negras, densas, bituminosas y *shales* calcáreos negros. Las calizas superiores son de color negro, bituminosas, de textura fina, densas, bien estratificadas, con algunos fragmentos de conchas y con intercalaciones menores de *shales* calcáreos negros; hacia la parte más superior de esta unidad, las calizas son más masivas, de textura gruesa y de color gris pardo a gris (Rollins, 1965).

Las calizas de la Formación Yuruma Superior, en el contacto con las rocas de Grupo Cogollo que la suprayace, presentan abundante contenido de *Ostrea* y *Exogyra* que forman una caliza *Oyster bank* (Rollins, 1965).

2.3.9.3 Origen

Rollins (1965) plantea un ambiente marino poco profundo para la depósito del Grupo Yuruma; además, sugiere que por las variaciones presentadas en la litología de las formaciones que lo componen, el mar permaneció somero al momento de la depósito de la Formación Moina, mientras que para la Formación Yuruma Superior, el mar era más profundo y prevalecía un ambiente reductor que permitió la depósito de las calizas bituminosas negras.

2.3.9.4 Edad y correlaciones

El Grupo Yuruma presenta un alto contenido faunístico representado por *Trigonia lorentii* Dana, *Exogyra coultoni*, *Trigonia tocamaana*, *Cucullaea* cf. *gabrielis*, *Saynoceras*, *Crioceras* y *Nautilus* cf. *peristriatus* Steuer, entre otros, que permiten asignar una edad cretácica temprana en el rango Valanginiano - Barremiano (Rollins, 1965). El Grupo Yuruma es probablemente correlacionable con la Formación Río Negro en la cuenca de Maracaibo en Venezuela (Rollins, 1965).

2.3.10 Grupo Cogollo

Varios autores han utilizado el nombre de Formación Cogollo y Grupo Cogollo para agrupar las rocas que afloran entre las formaciones Río Negro y La Luna (Hedberg & Sass, 1937; Sutton, 1946; Smith, 1953; Rod & Maync, 1954, y Rollins, 1965, en Julivert, 1968). Aunque en La Guajira no es fácil entender la naturaleza de las sedimentitas de esta unidad, es necesario hacer una subdivisión de acuerdo con las características de los afloramientos conocidos y por esto se ha tomado la subdivisión de Rollins (1965): Formación Cogollo Inferior y Formación Maraca.

El Grupo Cogollo reposa concordantemente sobre el Grupo Yuruma y, a su vez, es suprayacido en concordancia por la Formación La Luna (Rollins, 1965). Las rocas del

Grupo Cogollo en La Guajira afloran en cuatro localidades: al sur y este del cerro Yuruma; a lo largo de la Falla Cuisa; en punta Espada y al sur en la cuenca del Cesar - Ranchería y la parte alta de la serranía de Perijá.

El tope del Grupo Cogollo en La Guajira puede correlacionarse con el tope del Grupo Cogollo en el campo Mara - La Paz en Venezuela y con el tope de la Formación Maraca en la serranía de Perijá. Además, la zona de *Orbitulina* de La Guajira es correlacionable con la misma zona en el campo Mara en Venezuela. La base de este grupo en La Guajira no puede correlacionarse exactamente con el de la Cuenca de Maracaibo en Venezuela, puesto que en La Guajira es del Aptiano inferior, mientras que en el campo Mara - La Paz es principalmente del Aptiano superior. Por lo anterior, se debe hacer énfasis en que la división de este grupo en las formaciones Cogollo Inferior y Maraca no tiene subdivisiones equivalentes en la cuenca de Maracaibo. Martínez (1985) indica que el Grupo Cogollo se depositó en un ambiente de barras costeras de alta energía.

2.3.10.1 Formación Cogollo Inferior (K_{1c})

Una sección completa de la Formación Cogollo Inferior se encuentra al occidente unos 3,5 km de la Tienda Moyojoi (Figura 39). Esta sección incluye cerca de la mitad de la Formación Maraca; hacia el norte, a lo largo de la Falla Cuisa aflora entre dos fallas paralelas que la ponen en contacto hacia el norte con neises graníticos y en parte con la Formación Yuruma Superior hacia el sur. En el extremo oriental del cerro Iruan, localizado a poca distancia de la Falla Cuisa, la Formación Cogollo Inferior aflora como una cuña. El espesor de esta unidad en la sección de Moyojoi es de 310 m (Rollins, 1965).

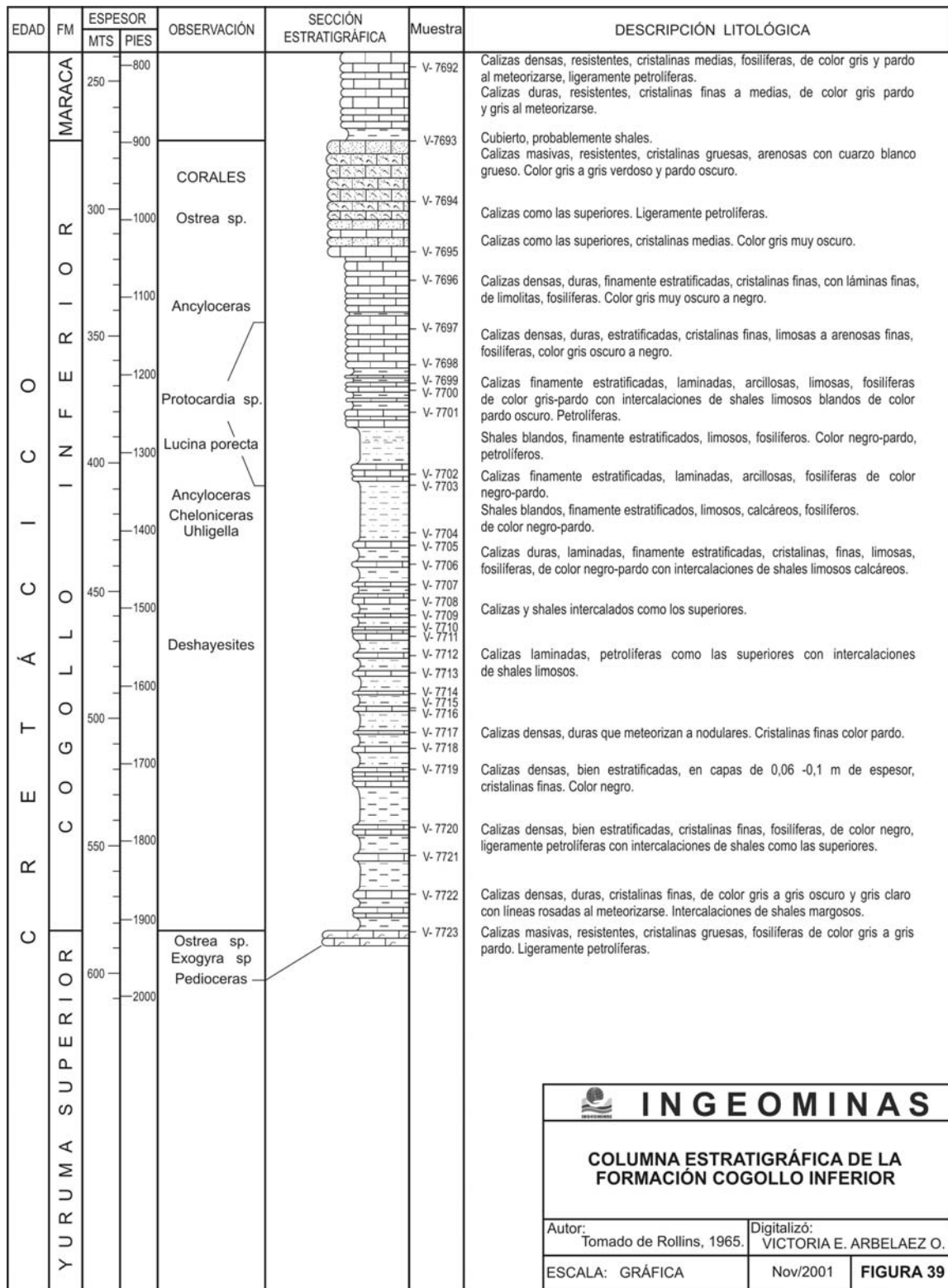
Litológicamente, la Formación Cogollo Inferior está constituida principalmente por *shales*, limolitas arcillosas con calizas limo arenosas interestratificadas; las calizas se caracterizan por su estratificación planar, color pardo oscuro a negro y presentan olor a petróleo en las superficies recién fracturadas y muchas de ellas contienen laminaciones finas de limos y son fosilíferas. Cerca a la base las calizas son más densas, bituminosas, son de color negro y al meteorizarse toman un color gris claro. Los *shales* y limolitas son blandos, finamente laminados, calcáreos, fosilíferos y gradan imperceptiblemente a *shales* limosos y a limolitas laminadas; las muestras frescas tienen un ligero olor a petróleo y son de color pardo oscuro a negro, aún sobre superficies meteorizadas (Rollins, 1965).

2.3.10.1.1 Origen

Rollins (1965) considera que el carácter deposicional del Grupo Cogollo es ampliamente variable y que durante el depósito de la unidad Cogollo Inferior prevalecieron condiciones marinas de profundidades intermedias en un ambiente ligeramente reductor.

2.3.10.1.2 Edad

Los *shales* limo arenosos y calizas interestratificadas de la Formación Cogollo Inferior son altamente fosilíferos y contiene gran cantidad de amonites y pelecípodos como *Deshayesites* sp., *Deshayesites stutzeri* Riedel, *Colombiceras* sp., *Chelonicerias* sp.,



Uhligella sp., *Inoceramus* sp., *Protocardia* sp., *Melchorites?* sp., *Protocardia elongatum* Gerhardt, *Lucina porrecta* Gerhardt, *Ostrea* sp., y algunos corales, entre otros. Esta fauna en gran parte determinada por H. Bürgl, permite asignar la Formación Cogollo Inferior al Aptiano inferior (Rollins, 1965).

2.3.10.2 Formación Maraca (K₁ma)

La Formación Maraca aflora al norte de la península de La Guajira en la zona de punta Espada y al sur aflora a lo largo de la Falla Cuisa. En la sección localizada 4 km al noroeste de la Flor de La Guajira tiene un espesor de 508 m (Figura 40).

Está constituida por calizas de color pardo grisáceo a gris y gris azulado, masivas, densas que varían de microcristalinas a gruesas y con intercalaciones de *shale* calcáreo blando de color gris. Las calizas finogranulares son fosilíferas, las de tonos claros presentan un débil olor a petróleo. Hacia el techo de la Formación Maraca se presenta una capa de caliza masiva con abundante *Exogyra* y *Ostrea* (Rollins, 1965).

El contacto entre las formaciones Maraca y Cogollo Inferior fue definido por Rollins (1965) en el tope de una gruesa secuencia de calizas arenosas de color pardo oscuro que contiene *Ostrea*, mientras que el contacto con la Formación La Luna suprayacente es concordante y está marcado por un estrato de calizas masivas con *Exogyra*.

2.3.10.2.1 Origen

El ambiente deposicional de la Formación Maraca, según Rollins (1965), fue de marino somero de aguas claras.

2.3.10.2.2 Edad

Las calizas de la Formación Maraca contienen varias zonas fosilíferas de interés regional: la sección de Moyojoy contiene abundante *Orbitulina concava* var. *texana* Roemer, *Trigonia (Quadratotrighonia) hondaana* Lea, *Trigonia (Notoscabrotrighonia) tocaimaana* Lea, *Ostrea* sp. Renz (1956, en Rollins, 1965) colectó cerca a punta Espada unos amonites tales como: *Acanthohoplites interiectus* Riedel, *Chelonicerias* sp., *Uhligella zurcheri* Jakob and Tobler, *Phylloceras* cf. *morelianum* (d'Orbigny) asignados al Aptiano, sobre los cuales, en las capas superiores, este mismo autor reporta especímenes deformados de *Venzoliceras* y *Peruvinqueria* que asigna al Albiano, lo cual indicaría que al menos parte de la Formación Maraca es del Albiano (Rollins, 1965).

2.3.10.3 Formación Maraca (K₁ma)

La Formación Maraca aflora al norte de la península de La Guajira en la zona de punta Espada y al sur aflora a lo largo de la Falla Cuisa. En la sección localizada 4 km al noroeste de la Flor de La Guajira tiene un espesor de 508 m (Figura 40).

Está constituida por calizas de color pardo grisáceo a gris y gris azulado, masivas, densas que varían de microcristalinas a gruesas y con intercalaciones de *shale* calcáreo blando de color gris. Las calizas finogranulares son fosilíferas, las de tonos claros presentan un débil olor a petróleo. Hacia el techo de la Formación Maraca se presenta una capa de caliza masiva con abundante *Exogyra* y *Ostrea* (Rollins, 1965).

El contacto entre las formaciones Maraca y Cogollo Inferior fue definido por Rollins (1965) en el tope de una gruesa secuencia de calizas arenosas de color pardo oscuro que contiene *Ostrea*, mientras que el contacto con la Formación La Luna suprayacente es concordante y está marcado por un estrato de calizas masivas con *Exogyra*.

2.3.10.3.1 Origen

El ambiente deposicional de la Formación Maraca, según Rollins (1965), fue de marino somero de aguas claras.

2.3.10.3.2 Edad

Las calizas de la Formación Maraca contienen varias zonas fosilíferas de interés regional: la sección de Monojoi contiene abundante *Orbitulina concava* var. *texana* Roemer, *Trigonia (Quadratotrigonia) hondaana* Lea, *Trigonia (Notoscabrotrigonia) tocaimaana* Lea, *Ostrea* sp. Renz (1956, en Rollins, 1965) colectó cerca a punta Espada unos amonites tales como: *Acanthohoplites interiectus* Riedel, *Chelonicerias* sp., *Uhligella zurcheri* Jakob and Tobler, *Phylloceras* cf. *morelianum* (d'Orbigny) asignados al Aptiano, sobre los cuales, en las capas superiores, este mismo autor reporta especímenes deformados de *Venzolicerias* y *Peruvinquieria* que asigna al Albiano, lo cual indicaría que al menos parte de la Formación Maraca es del Albiano (Rollins, 1965).

2.3.11 Formación La Luna (K₂l)

Hedberg & Sass (1937, en Julivert, 1968) denominan Formación La Luna a las calizas de La Luna descritas por Garner (1926, en Julivert, 1968) en la serranía de Perijá en Venezuela. Renz (1960, en Julivert, 1968) utiliza este mismo nombre para agrupar las rocas calcáreas que afloran en La Guajira. La sección tipo de esta unidad se encuentra en la quebrada La Luna en territorio venezolano. El espesor en el área de La Guajira varía de 79 m (Rollins, 1965) y 81 m (Renz, 1956, en Rollins, 1965) en el área al noroeste de la Flor de La Guajira a 130 m, 30 km al noreste de punta Espada (Renz, 1956, en Rollins, 1965).

La base de la Formación La Luna se encuentra hacia la base de una sucesión de calizas finas con foraminíferos que reposan sobre calizas masivas con *Exogyra* del Grupo Cogollo y el techo se localiza, de manera arbitraria, en la parte superior de la capa de 20 a 30 cm de conglomerado de guijarros de caliza que descansa sobre las calizas típicas de La Luna e infrayace las calizas *shaley* de la Formación Guaralamai (Rollins, 1965).

La Formación La Luna aflora en la parte este de la serranía de Macuira, 2 km al sur de la población de Paráuinkrein y al norte de punta Espada; en el área de Cosinas aflora como

una franja delgada al noroeste de La Flor de La Guajira; al sur del departamento en ambos flancos del valle del Cesar - Ranchería y en la serranía de Perijá; en estas dos últimas zonas fue cartografiada en conjunto con el Grupo Cogollo (Miller, 1962; Tschanz *et al.*, 1969 a; Ujueta & Llinás, 1990).

Está constituida principalmente por calizas petrolíferas con foraminíferos, chert negros y hacia el tope una delgada capa de conglomerado. Las calizas con foraminíferos son de color negro, de grano fino, finamente estratificadas y laminadas, bituminosas, densas y piríticas suprayacidas por una secuencia de chert de color negro, con estratificación fina, las cuales se presentan intercalados con algunas capas delgadas de calizas negras. Las calizas negras presentan venas y nódulos de chert negro y es común encontrar a lo largo de la formación algunas concreciones discoidales de caliza microcristalina de color negro (Rollins, 1965) (Figura 40).

La Formación La Luna se encuentra en contacto concordante con las rocas de Grupo Cogollo y es suprayacida por la Formación Guaralamai. Aunque no se observa una discordancia estructural entre estas dos últimas unidades, la presencia de una delgada capa de conglomerado y la extensión regional de areniscas glauconíticas sugieren algún tipo de interrupción en la sedimentación, pero la ausencia de fósiles en este límite impide tener conclusiones definitivas (Rollins, 1965).

2.3.11.1 Origen

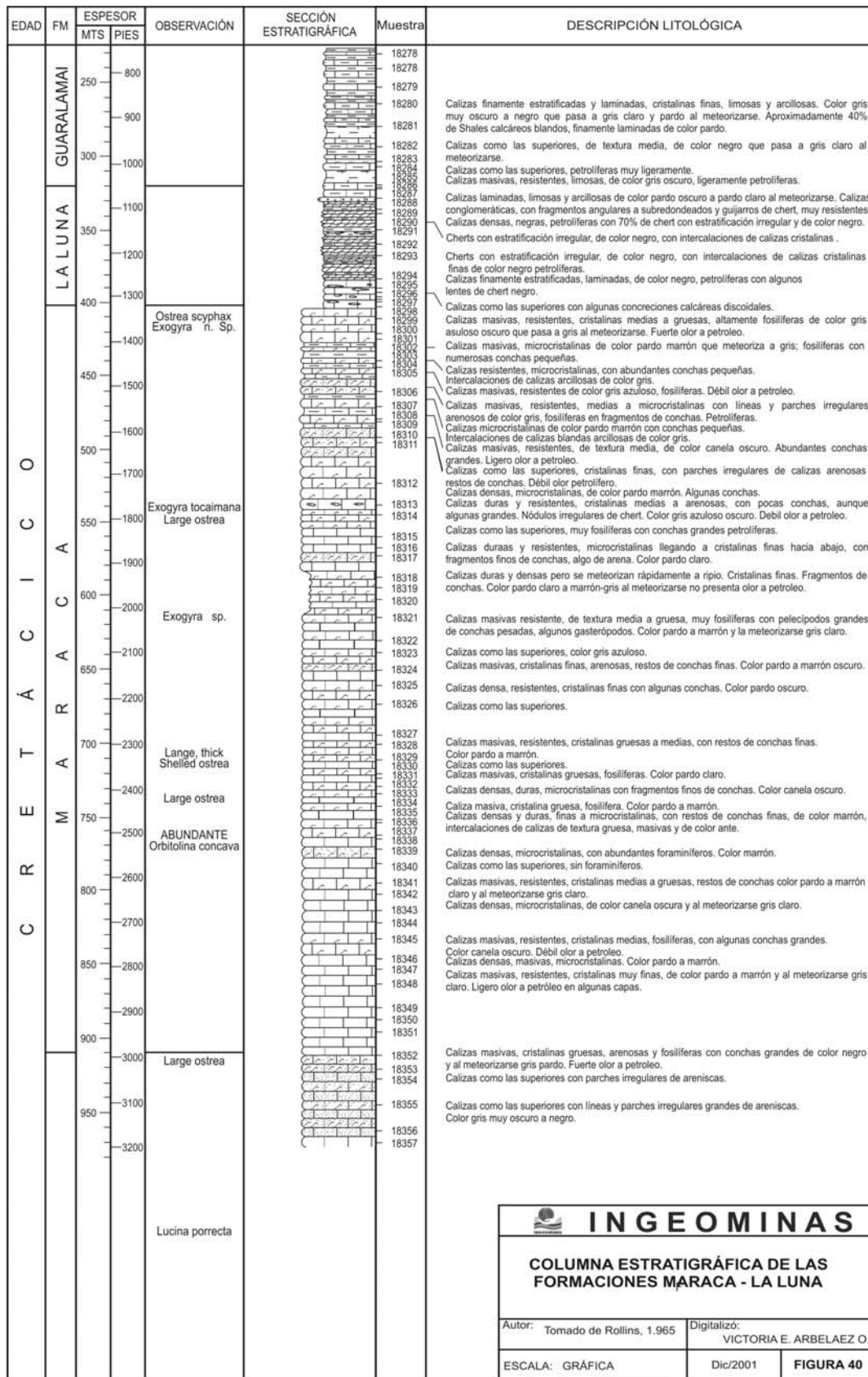
Según Rollins (1965), el ambiente de depósito de la Formación La Luna probablemente fue una cuenca cerrada con aguas estancadas en un fondo deficiente en oxígeno, y mientras que en superficie, las aguas eran lo suficiente claras para que creciera la fauna de foraminíferos pelágicos. Martínez (1985) indica que esta formación se depositó en una plataforma amplia durante un evento transgresivo, donde se desarrollaron condiciones anóxicas del tipo sulfídico, sedimentación pelágica y la conservación de la materia orgánica.

2.3.11.2 Edad

Con base en el abundante contenido de microfauna como: *Gümbelina* sp., *Gümbelina striata* Ehrenberg, *Globigerina* sp., *Globigerina cretacea* d'Orbigny, *Globotruncana fornicata* Plummer, *Globotruncana* cf. *caniliculata* (Reuss), *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Globotruncana marginata* (Reuss) se ha asignado una edad cretácica tardía, en el rango Turoniano - Santoniano para la Formación La Luna (Rollins, 1965).

2.3.11.3 Correlaciones

El término Formación La Luna se emplea en el mismo sentido que en la zona occidental de Venezuela, en la Concesión Barco y en la parte septentrional del Valle Medio del Magdalena (Julivert, 1968).



INGEOMINAS

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LAS FORMACIONES MARACA - LA LUNA

Autor: Tomado de Rollins, 1.965	Digitalizó: VICTORIA E. ARBELAEZ O.
ESCALA: GRÁFICA	Dic/2001 FIGURA 40

2.3.12 Formación Guaralamai (K₂g)

Renz (1959 en Julivert, 1968) denomina Formación Guaralamai a los materiales cretácicos que suprayacen la Formación La Luna. La sección tipo de la parte inferior de la formación se localiza cerca a la población de Guaralamai y la parte superior, a 25 km de este mismo sitio; la base de la formación la constituyen calizas gris oscuro que reposan sobre la Formación La Luna y la parte superior se encuentra fallada (Renz, 1959, en Julivert, 1968); alcanzan un espesor total de 490 m (Renz, 1956 en Rollins, 1965). Aflora al noroeste de la población de La Flor de La Guajira y al norte y noroeste de la población de Moyojoy, al norte, en la región de punta Espada, donde Renz (1956, en Rollins, 1965) reporta pequeños afloramientos de esta formación.

La Formación Guaralamai está constituida por calizas y *shales* (Figura 41). Las calizas son finas, algunas capas son más densas y de color negro, de color gris a pardo oscuro, limosas, laminadas y algo arenosas, finamente estratificadas, planares y quebradizas. La mayoría de las calizas al romperlas presentan un débil olor a petróleo. Intercalados con las calizas, principalmente en la parte inferior de la formación, se presentan *shales* calcáreos de color pardo a negro, blandos y finamente estratificados (Rollins, 1965).

Según Rollins (1965), hacia la base de la formación se presenta una inconformidad, pero su intervalo de tiempo no es posible determinarlo debido a que el registro paleontológico está incompleto; la Formación Guaralamai está suprayacida en discordancia angular por la Formación Macarao del Eoceno y en otros sectores por la Formación Siamaná del Oligoceno.


2.3.12.1 Origen

Rollins (1965) plantea que el ambiente de depósito de la Formación Guaralamai es marino poco profundo donde prevaleció la depósito arcillosa. Durante la sedimentación alternaron períodos donde predominaron condiciones calcáreas con depósito de calizas arcillosas y condiciones clásticas durante las cuales se depositaron los *shales*.

2.3.12.2 Edad y Correlaciones

Dentro de las calizas de esta unidad, hacia la base se han encontrado impresiones de amonites pobremente preservados y algunos restos de pelecípodos como *Menabites* sp., *Protexanites?* sp., y en los *shales* microfauna como *Nodosaria* sp., *Gümbelina* sp., *Globigerina* sp. y *Globigerina cretacea* d'Orbigny. Con base en la fauna de amonites, Rollins (1965) le asigna una edad de Campaniano.

Rollins (1965) correlaciona esta formación con la Formación Colón en la cuenca de Maracaibo y posiblemente con la Formación Mito Juan, sin embargo, como su parte superior no está bien definida, no se sabe hasta dónde puede establecerse esta correlación.

EDAD	FM	ESPESOR		OBSERVACIÓN	SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA	Muestra	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	
		MTS	PIES					
C R R A C A	M A R A C A	L A L U N A	G U A R A L A M A I	MACARAO		18259 18260 18261 18262 18263 18264 18265 18266 18267 18268 18269 18270 18271 18272 18273 18274 18275 18276 18277 18278 18279 18280 18281 18282 18283 18284 18285 18286 18287 18288 18289 18290 18291 18292 18293 18294 18295 18296	<p>Angular Inconformidad</p> <p>Ostrea scyphax Exogyra n.sp.</p>	<p>Areniscas finas, glauconíticas, bien cementadas, con limonita pardo. Duras finamente estratificadas, laminadas. Color pardo rojizo oscuro.</p> <p>Calizas finamente laminadas y estratificadas, cristalinas fina, limosas y arcillosas, color pardo a pardo claro al meteorizarse. Ligeramente petrolíferas.</p> <p>Calizas como las superiores, arenosas finas, color pardo medio.</p> <p>Calizas finamente laminadas y estratificadas como las superiores.</p> <p>Calizas medianamente masivas, resistentes, limosas y arcillosas, de color gris a pardo muy oscuro. Ligeramente petrolíferas.</p> <p>Calizas con estratificación muy fina, laminadas, cristalinas finas, limosas color pardo medio a claro y negras, ante claro al meteorizarse.</p> <p>Calizas con estratificación muy fina como las superiores, intercaladas con shales calcáreos. Color pardo muy oscuro a negro y pasa a pardo claro al meteorizarse.</p> <p>Calizas con estratificación y laminación muy fina y limosas y arcillosas, algunas escamas de peces. Color gris oscuro a negro que pasan a canela y pardo al meteorizarse. Intercalaciones de shales calcáreos.</p> <p>Calizas con estratificación muy fina, laminadas, limosas y arcillosas o duras y quebradizas, de color pardo muy oscuro a negro, con intercalaciones mayores del 40% de shales limosos calcáreos blando, finamente laminados, de color pardo y pasan a pardo claro al meteorizarse.</p> <p>Calizas con estratificación muy fina como las superiores, con un número de estructuras discontinuas de "algas arrecifales" arrecifes pseudocoralinos pero no probados definitivamente como corales. Las estructuras ocurren como calizas masivas de 3 mt. de ancho por más de 4 mt. de largo, de textura media, muy duras y resistentes, de color pardo pardo. Capas irregulares menores de chert negro.</p> <p>Calizas finamente estratificadas, cristalinas muy finas, duras, densas, resistentes, de color pardo amarillento que pasa a pardo rosado al meteorizarse.</p> <p>Calizas finamente laminada, estratificadas, cristalinas, finas, limosas y arcillosas, color gris muy oscuro a negro, que pasa a gris claro y pardo al meteorizarse. Aproximadamente 40% de shales calcáreos blandos, finamente laminados de color pardo</p> <p>Calizas como las superiores, de textura media, de color negro que pasa a gris claro al meteorizarse.</p> <p>Calizas como las superiores, ligeramente petrolíferas.</p> <p>Calizas masivas, resistentes, limosas, de color gris oscuro, ligeramente petrolíferas.</p> <p>Calizas laminadas, limosas y arcillosas, de color pardo muy oscuro a pardo marrón al meteorizarse. Calizas conglomeráticas, con fragmentos angulares a subredondeadas y guijarros de chert, muy resistente. Calizas densas negra, petrolíferas con 70% de chert con estratificación irregular. Color negro.</p> <p>Cherts con estratificación irregular, de color negro, con intercalaciones de caliza cristalina fina con cherts negros.</p> <p>Cherts irregularmente estratificados, de color negro, con intercalaciones de caliza cristalina fina de color negro muy petrolífera.</p>



INGEOMINAS

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN GUARALAMAI

Autor: Tomado de Rollins, 1.965	Digitalizó: VICTORIA E. ARBELAEZ O.
ESCALA: GRÁFICA	Nov/2001 FIGURA 41

PALEÓGENO

El Terciario en la península de La Guajira se caracterizó por el depósito durante el Eoceno y el Plioceno de secuencias sedimentarias de ambientes marinos poco profundos a salobres y continentales que dieron origen a las formaciones Macarao, Siamaná, Uitpa, Jimol y Castilletes.

2.3.13 Formación Macarao (E₂m)

Rollins (1965) utiliza el nombre de Formación Macarao para agrupar las areniscas pardo oscuras, arcillas grises y calizas de tonos claros que afloran en los alrededores de la población de La Flor de La Guajira. La sección tipo se localiza a 1,5 km al noroeste de La Flor de La Guajira, la base se ha definido en el nivel de arcillolitas seleníticas ligeramente carbonosas, que reposan discordantemente sobre calizas altamente resistentes del Cretácico y el techo está determinado por la discordancia angular que la separa de la Formación Siamaná del Oligoceno o de la Formación Castilletes del Mioceno - Plioceno. El espesor de esta formación es 253 m, aproximadamente, en una sección parcial, ya que en la sección tipo se presentan problemas estratigráficos y estructurales (Rollins, 1965).

Esta formación está constituida, hacia la base, por arcillas limosas, seleníticas, ligeramente carbonáceas, de color gris claro, suprayacidas por bancos de areniscas glauconíticas de grano fino, micáceas, finamente estratificadas, con intercalaciones de arcillas (Figura 42); hacia el tope las areniscas gradan a calizas arenosas, arcillosas, limoníticas, de color pardo a pardo oscuro, fosilíferas con *Ostrea* y *Venericardia*, y gradan a calizas puras, pardas, masivas, densas y fosilíferas. Cuando la glauconita presente en las areniscas se meteoriza, forma un cemento limonítico muy resistente que produce costras quebradizas de color pardo oscuro (Rollins, 1965).

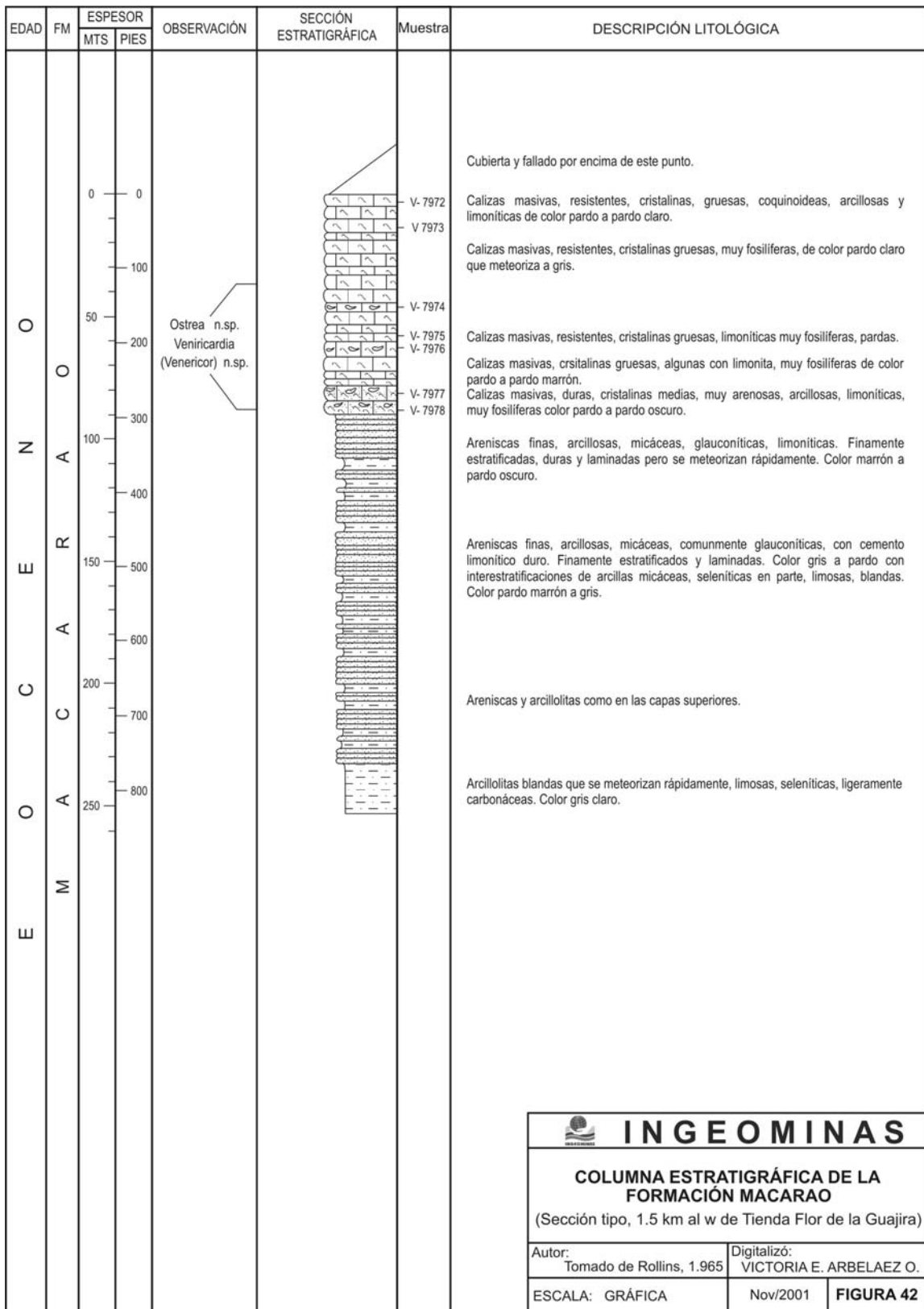
La Formación Macarao suprayace la Formación Guaralamai y las formaciones antiguas por una discordancia angular de ángulo alto y es suprayacida, en discordancia angular, por la Formación Siamaná del Oligoceno y por la Formación Castilletes del Mioceno - Plioceno (Rollins, 1965).

2.3.13.1 Origen

Según Rollins (1965), la Formación Macarao fue depositada bajo condiciones marinas poco profundas en una bahía. Para este autor, las calizas fueron depositadas probablemente costa afuera como bancos de corales y las arenas y arcillas en las lagunas traseras.

2.3.13.2 Edad y correlaciones

La presencia en las capas de calizas arenosas de *Turritella* sp., *Ostrea* n. sp.?, *Venericardia* (*Venericor*) n. sp.? y especialmente *Venericardia* sp., permiten asignar una edad eocena para esta formación (Rollins, 1965).



La correlación de la Formación Macarao con formaciones en la cuenca de Maracaibo, especialmente con la Formación Guasabe, es dudosa; sin embargo, puede ser equivalente a la Formación La Sierra en el flanco oriental de la serranía de Perijá (Rollins, 1965).

2.3.14 Formación Siamaná (E_{3s})

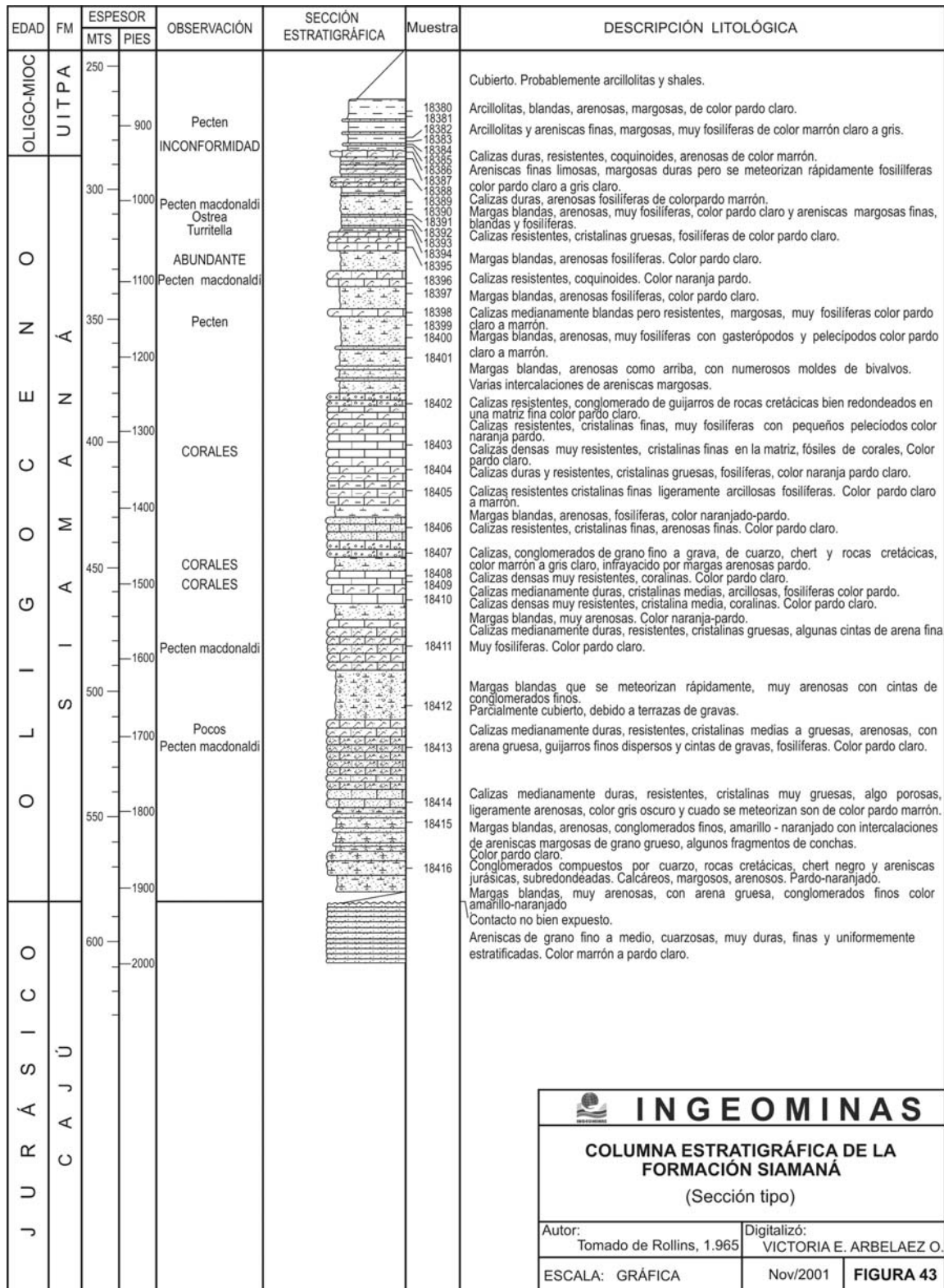
La Formación Siamaná fue definida por Renz (1960, en Lockwood, 1965) en la serranía de Cosinas, cerca a la población de Siamaná y donde se encuentra la localidad tipo cerca a Siamaná, con un espesor de 430 m; Rollins (1965), en la misma región, reporta un espesor de 302 m y en la localidad de Uitpa, 247 m. La Formación Siamaná está constituida por calizas arenosas, calizas arrecifales, calizas margosas, margas y *shales* arcillosos (Figura 43). La base se ha fijado en un conglomerado basal de espesor variable que reposa discordantemente sobre las formaciones Macarao o más antiguas y el tope en los niveles de *shale* arcilloso de color pardo a gris claro por debajo de la base de la Formación Uitpa (Rollins, 1965). Otros trabajos posteriores (MacDonald, 1964; Lockwood, 1965; Álvarez, 1967) han permitido precisar un poco más la estratigrafía de esta formación.

Esta unidad aflora en la península de La Guajira cerca a las rocas metamórficas de las serranías de Macuira, Jarara y Simarúa. En la serranía de Macuira se encuentra cerca a las poblaciones de Parajimaruahu, Ichipa y Anteshiruhu. En la serranía de Jarara cerca al cerro Karairapiau y en la base del cerro Jimol (Renz, 1960, en Lockwood, 1965), Uitpa y en el arroyo Koushotpa. En la serranía de Simarúa al sureste del municipio de Taparajín y en la serranía de Cosinas al oeste y noroeste de la población de la Flor de La Guajira

La Formación Siamaná presenta numerosos cambios de espesor y de facies que se reflejan en su litología. Está constituida por calizas arenosas, de color anaranjado amarillento a pardo amarillento, calizas arrecifales, calizas margosas, margas y *shales* arcillosos de color gris claro a pardo amarillento (Rollins, 1965).

Las calizas son relativamente duras, resistentes y de textura fina a gruesa, arenosas y con guijarros diseminados, a veces conglomeráticas (Rollins, 1965), con estratificación gruesa, algunas veces con granos de glauconita y fosilíferas con presencia de ostras, *barnacles*, gasterópodos, bivalvos, equinoides, macroforaminíferos, corales y restos de algas (Lockwood, 1965). Intercalados con las calizas se presentan *shales* limosos y arcillosos de color gris a pardo amarillento claro, en parte seleníticos (Rollins, 1965), en capas delgadas que varían en proporción, y que llegan a ser los constituyentes principales de la formación en algunas zonas; en estas rocas se presentan asociaciones ricas en foraminíferos bentónicos, *Pecten*, espinas de equinoides y algunos restos de vertebrados (Lockwood, 1965). Las margas son blandas, generalmente fosilíferas, en parte arenosas y en la parte baja de la formación son algo conglomeráticas (Rollins, 1965).

En la base de la formación se presentan conglomerados calcáreos en pequeños lentes (Lockwood, 1965), aunque su espesor es variable en otras zonas como en Siamaná, donde son más gruesos y margosos (Rollins, 1965). Su composición varía de un lugar a otro, cuando se encuentran cerca de las rocas metamórficas los clastos son de neis, esquistos, rocas graníticas y cuarzo, mientras que en otras zonas, como en el área de Simarúa, predominan clastos de rocas calcáreas, chert y areniscas, lo cual indica la dirección noreste





INGEOMINAS

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN SIAMANÁ
(Sección tipo)

Autor: Tomado de Rollins, 1.965	Digitalizó: VICTORIA E. ARBELAEZ O.
ESCALA: GRÁFICA	Nov/2001 FIGURA 43

de las corrientes en la cuenca. La selección de los clastos y su redondez varían, en la parte noreste de la zona de Jarara, los clastos son bien redondeados y seleccionados, y en el suroeste, son subangulares y con pobre selección (Lockwood, 1965).

Las calizas arrecifales se presentan ampliamente distribuidas y forman en algunos sectores masas gruesas, mientras que en otros sitios son delgadas o pueden estar ausentes o ser reemplazadas por sedimentos de abanicos o material deltaico que impidieron el crecimiento de los arrecifes. A lo largo de los flancos sur y oeste de la serranía de Jarara, la formación está representada, en su mayoría, por masas arrecifales, mientras que en el área de Cosinas éstas no se presentan tan bien desarrolladas (Rollins, 1965).

La Formación Siamaná suprayace inconforme las rocas metamórficas que afloran en las serranías de Macuira, Jarara, Simarúa y Cosinas, excepto en el borde occidental de la serranía de Jarara, donde el contacto es fallado (Lockwood, 1965), y se encuentra en discordancia angular sobre las rocas mesozoicas y eocenas (Rollins, 1965). Esta unidad es suprayacida en contacto ligeramente inconforme en algunas zonas por la Formación Uitpa y en otras el contacto es gradacional (Lockwood, 1965).

2.3.14.1 Origen

Para Rollins (1965), la Formación Siamaná fue depositada en una cuenca estrecha bajo condiciones marinas poco profundas que permitieron el crecimiento de los arrecifes de corales y la presencia de moluscos. La presencia de foraminíferos como *Miogypsina* y *Amphistegina* sp. indican condiciones de ambiente marino de baja profundidad, mientras que en la zona de Uitpa, el contenido de *Globigerina ciperoensis ciperoensis* indica condiciones ligeramente más profundas (Rollins, 1965). La presencia de clastos de material continental como rocas metamórficas y conglomerados gruesos de abanicos en la parte sur de la serranía de Jarara, son evidencia de las corrientes que aportaban material a la cuenca desde la zona montañosa (Rollins, 1965).

2.3.14.2 Edad y correlaciones

A partir de la abundante fauna como *Turritella* sp., *Pecten* spp., *Ostrea*, corales, algunos equinoides y foraminíferos, se han planteado varios rangos de edad para esta formación. Con base en la microfauna encontrada, *Miogypsinella complanata*, Renz (1960, en de Porta, 1974) asigna una edad oligocena media, y discute que la parte inferior de la formación puede representar el Oligoceno inferior; mientras que para Lockwood (1965) a partir de la presencia de *Globorotalia opima opima* y *Globigerina ciperoensis ciperoensis*, en las lodolitas de la parte superior, la formación sería del Oligoceno superior. Para Rollins (1965), las asociaciones faunísticas y la posición estratigráfica de la Formación Siamaná indican que ésta pertenece al Oligoceno.

Esta formación es correlacionable, en parte, con la Formación Guacharaca en territorio venezolano (Rollins, 1965).

2.3.15 Formación Uitpa (E3u)

Renz (1960, en de Porta, 1974) define la Formación Uitpa y allí agrupa las lutitas margosas a arcillosas y margas parcialmente arenosas y glauconíticas que afloran al norte del manantial de Uitpa, en la parte este de la serranía de Jarara, donde se encuentra la sección tipo, con un espesor de 150 m. Para Rollins (1965), el espesor de esta unidad, en la sección tipo, es de 342 m (Figura 44), además, considera que el espesor de la unidad aumenta hacia el este, en las partes más profundas de la cuenca y es más delgada hacia el noroeste. Según Lockwood (1965), esta formación en el área de Uitpa alcanza un espesor de 200 m y está constituida por margas glauconíticas y lodolitas hacia la base que gradan hacia la parte superior a limolitas y areniscas.

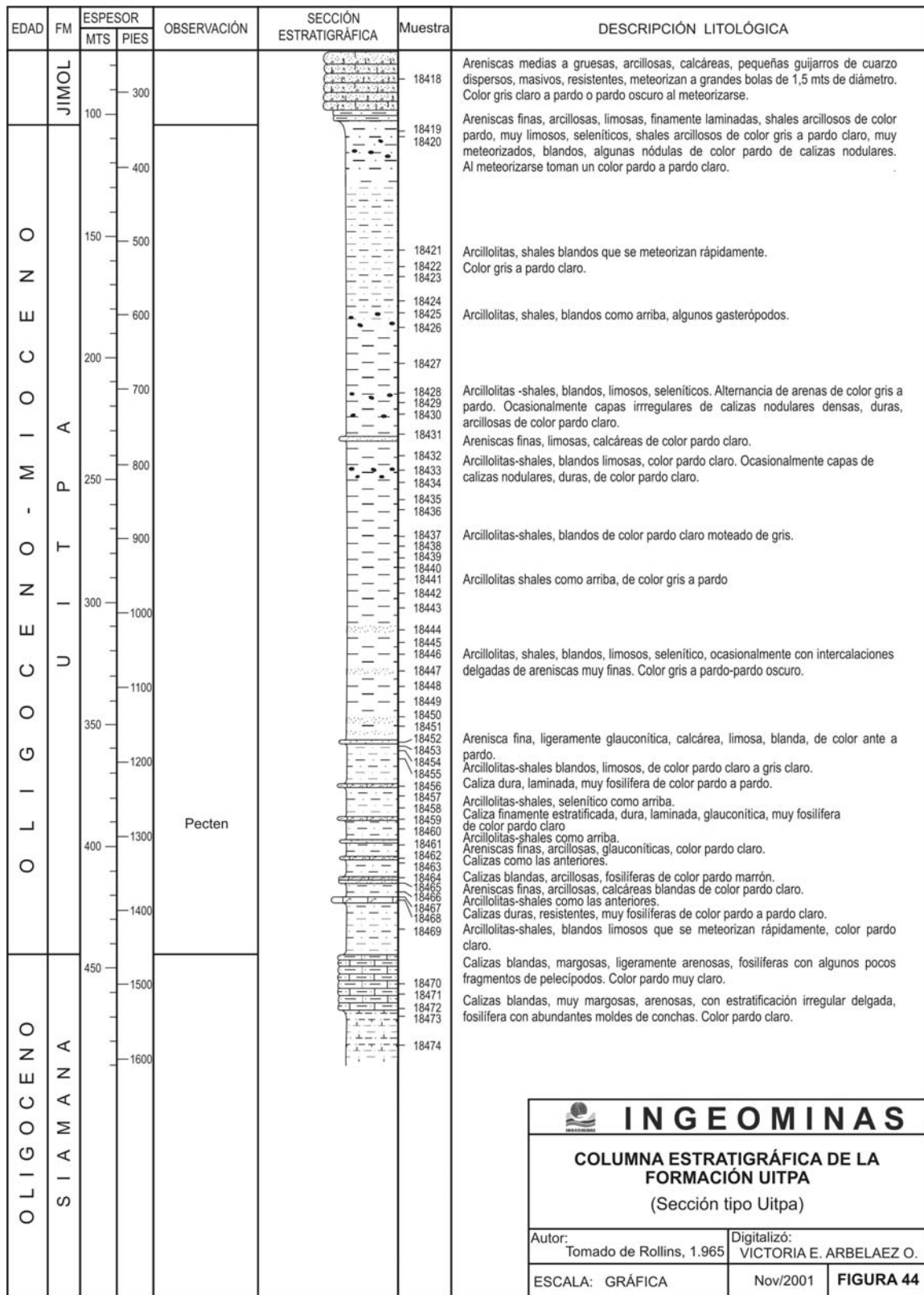
La base de la Formación Uitpa fue definida como el contacto entre las arcillas margosas y las calizas más resistentes de la Formación Siamaná y el techo como las areniscas masivas calcáreas de la Formación Jimol (Rollins, 1965). Afloramientos de esta unidad se presentan en los alrededores de la serranía de Jarara, al noroeste de la población de Anteshiruhu, al este de Uitpa y en un carretable que une esta población con Huinkuaru y al norte del área de Simarúa.

En general, la Formación Uitpa está constituida por *shales* arcillosos, *shales* y, en menor proporción, por capas de areniscas y calizas arenosas (Rollins, 1965). En la zona de Jarara está constituida por lodolitas limosas yesíferas y cantidades menores de limolitas, areniscas, margas y algunas capas delgadas de calizas (Lockwood, 1965).

Los *shales* y *shales* arcillosos, varían de color pardo grisáceo a gris y pardo, pero meteorizan a color pardo amarillento, son blandos, en parte limosos, seleníticos y con lentes escasos de areniscas de grano grueso. En la parte baja son comunes capas delgadas de areniscas calcáreas arcillosas, de color pardo grisáceo a pardo, de grano fino, resistentes y fosilíferas; estas mismas capas se encuentran ocasionalmente en otros niveles a lo largo de la formación. Además, se encuentran algunas calizas de color pardo grisáceo a anaranjado pardo amarillento, de textura gruesa, porosas, arenosas o arcillosas y generalmente fosilíferas. Al este de Siamaná, las calizas son más abundantes, son “coquinoideas”, arenosas y en la parte media se desarrollan calizas de biostromas (Rollins, 1965).

En la serranía de Jarara las lodolitas o *shales* son de color amarillo grisáceo, masivas, con pseudoestratificación definida por capas delgadas de yeso y a su vez son cortadas por venas de este mismo mineral, es común encontrar glauconita en la parte inferior de la formación. Las margas en la base de la formación contienen abundantes fósiles como pequeñas ostras, bivalvos, ostrácodos, gasterópodos, dientes y vértebras de peces (Lockwood, 1965).

Esta formación suprayace inconforme a lo largo de los bordes de la cuenca la Formación Siamaná y en algunos lugares es posible observar una discordancia angular, mientras que en otras zonas, hacia el centro de la cuenca, probablemente es conforme (Rollins, 1965). Su contacto superior con la Formación Jimol es concordante en Uitpa y discordante en otras zonas; el contacto inferior de la Formación Uitpa es de naturaleza variable, es normal en el centro de la cuenca, pero discordante a lo largo de los bordes de la misma, donde la Formación Uitpa puede ser transgresiva sobre la Formación Siamaná y sobre rocas más antiguas (de Porta, 1974).



2.3.15.1 Origen

Para Rollins (1965), la formación Uitpa se depositó aparentemente en un ambiente marino nerítico a marino profundo. A partir de un muestreo parcial hecho por Becker y Dusenbury (1958, en Rollins, 1965), se considera que el depósito de estos sedimentos ocurrió a profundidades entre 183 y 550 m.

2.3.15.2 Edad y correlaciones

Varios autores han planteado edades diferentes para la Formación Uitpa con base en la fauna encontrada en ella: Aquitaniano con base en foraminíferos (Becker & Dusenbury, 1958, en de Porta, 1974). Renz (1960, en de Porta, 1974) con base en el estudio de *Miogypsina* coloca parte de esta unidad en la parte superior del Oligoceno medio. La presencia de las zonas de *Globorotalia (T.) kuglieri*, *Catapsydrax dissimilis* y *Catapsydrax stainforthi* (Whitman, en Rollins, 1965), permitió a Rollins (1965) colocar esta formación en el intervalo Oligoceno - Mioceno inferior.

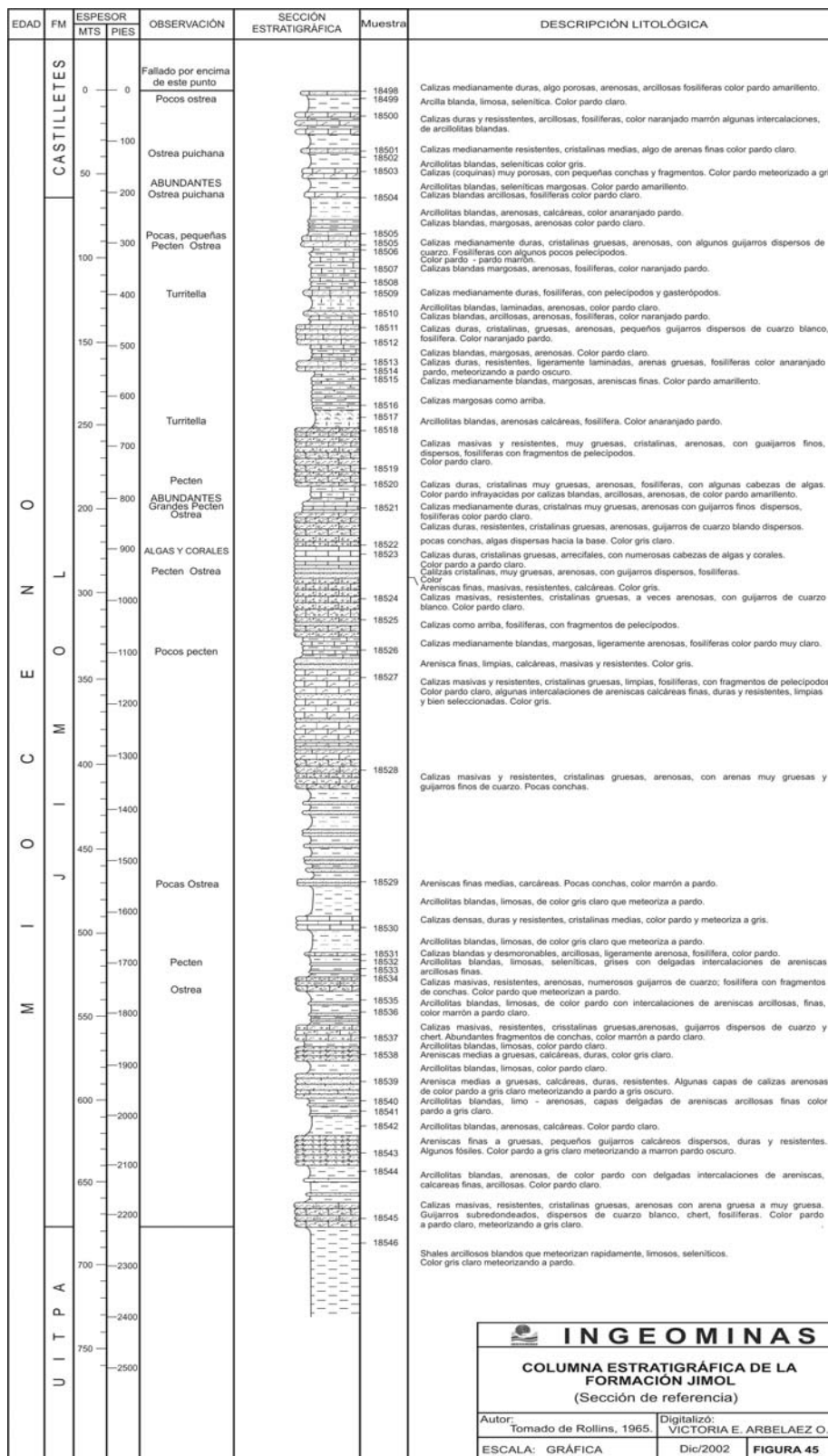
La Formación Uitpa se ha correlacionado con la parte superior de la Formación Guacharaca y con la inferior de la Formación San Lorenzo de Falcón definidas en Venezuela (de Porta, 1974).

2.3.16 Formación Jimol (N_{1j})

La Formación Jimol fue definida por Renz (1960, en de Porta, 1974) en la parte este de la península de La Guajira, en la parte central de la bahía de Cosinetas, pero no estableció claramente sus límites. Posteriormente, Rollins (1965) la redefine en los alrededores del cerro Jimol y precisa sus contactos y es esta definición la que se tomará en el presente informe. Para este autor, la base de la Formación Jimol la constituyen las calizas arenosas que gradan a areniscas calcáreas hacia el este y que sobresalen topográficamente sobre las arcillas de la Formación Uitpa y el techo se localiza entre las arcillas arenosas blandas y las calizas arcillosas con *Ostrea* de la Formación Castilletes. El espesor de esta unidad se ha calculado en 614 m en la sección de referencia (Figura 45) de Rollins (1965).

La Formación Jimol aflora en los cerros cercanos al carretable que une las poblaciones de Uitpa y Siamaná y Siamaná - Castilletes al este de la serranía de Jarara y en el municipio de Anteshiruhu, entre las serranías de Jarara y Macuira.

Según Rollins (1965), está constituida por calizas arenosas, areniscas calcáreas y cantidades menores de arcillolita. Pequeños guijarros de cuarzo blanco se presentan dispersos en muchas de las capas de la formación que hacen que se diferencie de las otras unidades del Paleógeno y del Neógeno. Las calizas son de color anaranjado a pardo amarillento, de textura gruesa, densas, en su mayoría masivas, resistentes, muy arenosas y fosilíferas, y gradan lateralmente a areniscas calcáreas de color pardo amarillento a gris, de grano medio a grueso, bien seleccionadas y con guijarros de cuarzo blanco dispersos. A lo largo de la parte sur de la cuenca y hacia la bahía de Cosinetas, se presenta una secuencia de hasta 10



INGEOMINAS

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN JIMOL
(Sección de referencia)

Autor: Tomado de Rollins, 1965.	Digitalizó: VICTORIA E. ARBELAEZ O.
ESCALA: GRÁFICA	Dic/2002 FIGURA 45

m de espesor de calizas muy densas, puras, algáceas y arrecifales con cabezas de corales y restos de conchas.

Las areniscas más masivas, y especialmente aquellas que afloran hacia la base de la formación, presentan meteorización esferoidal o discoidal que alcanzan hasta 1 ó 2 m de diámetro. Las arcillolitas son de color gris claro a pardo amarillento, blandas, limosas y comúnmente arenosas y se encuentran intercaladas con calizas, y son más abundantes en la base de la formación (Rollins, 1965).

La Formación Jimol al parecer suprayace conforme la Formación Uitpa y es suprayacida conforme por la Formación Castilletes (Rollins, 1965).

2.3.16.1 Origen

La Formación Jimol se depositó en un ambiente marino poco profundo donde prevalecieron condiciones de playa durante gran parte del intervalo (Rollins, 1965).

2.3.16.2 Edad y correlaciones

La posición estratigráfica y la presencia de gasterópodos y pelecípodos como *Clementia dariena* Conrad, *Cardium gatunense* Toulou, *Arca chiriquiensis* bolivari Weisbord, *Arca grandis colombiensis* Weisbord, *Turritella aff. supraconcava* Hanna and Israesky, *Turritella sp.*, *Cardium sp.*, *Ostrea sp.* y *Pecten sp.* permiten sugerir una edad del Mioceno medio para la Formación Jimol (Rollins, 1965).

Rollins (1965) correlaciona la Formación Jimol con parte de la Formación San Lorenzo de la cuenca de Agua Salada en Venezuela.

2.3.17 Formación Castilletes (N_{1c})

Nombre utilizado por Rollins (1965) para agrupar las rocas que Renz (1960) había denominado Formación Tucacas y que afloran en la bahía de Tucacas, parte este de la península de La Guajira. Según Renz (1960, en de Porta, 1974), la sección tipo de esta formación corresponde a la zona entre Guaro y la Falla Alas y entre la bahía de Tucacas y la Falla Tucacas, allí su espesor fue calculado entre 850 y 900 m, pero para Rollins (1965) en esta misma zona el espesor es de 692 m y éste disminuye tanto hacia el norte como hacia el sur (de Porta, 1974). En esta unidad se incluyen las formaciones Taroa, Orocho y Gallinas definidas por Thomas (1972) entre bahía Portete y Chichibacoa, punta Gallinas y en los alrededores de la población de Orocho, parte suroeste de la serranía de Cosinas.

La Formación Castilletes aflora rodeando la franja costera de la península de La Guajira, desde el municipio de Castilletes a partir de donde se interna en territorio colombiano el extremo sureste de la serranía de Cosinas. Está constituida hacia la parte inferior por rocas calcáreas y hacia la parte superior por arcillas. Las calizas son de color pardo amarillento a

pardo grisáceo, margosas, arcillosas, arenosas, de textura gruesa, fosilíferas y algo duras con algunas intercalaciones de areniscas calcáreas. Las arcillolitas varían de color entre pardo, pardo amarillento, gris y gris verdoso, son limosas y localmente arenosas (Figura 46).

La Formación Castilletes descansa conforme sobre la Formación Jimol. Su contacto superior no está expuesto, pero es probablemente discordante con las rocas del Pleistoceno y sedimentos recientes (Rollins, 1965).

2.3.17.1 Origen

Rollins (1965) plantea que la Formación Castilletes se depositó en un ambiente marino muy poco profundo.

2.3.17.2 Edad y correlaciones

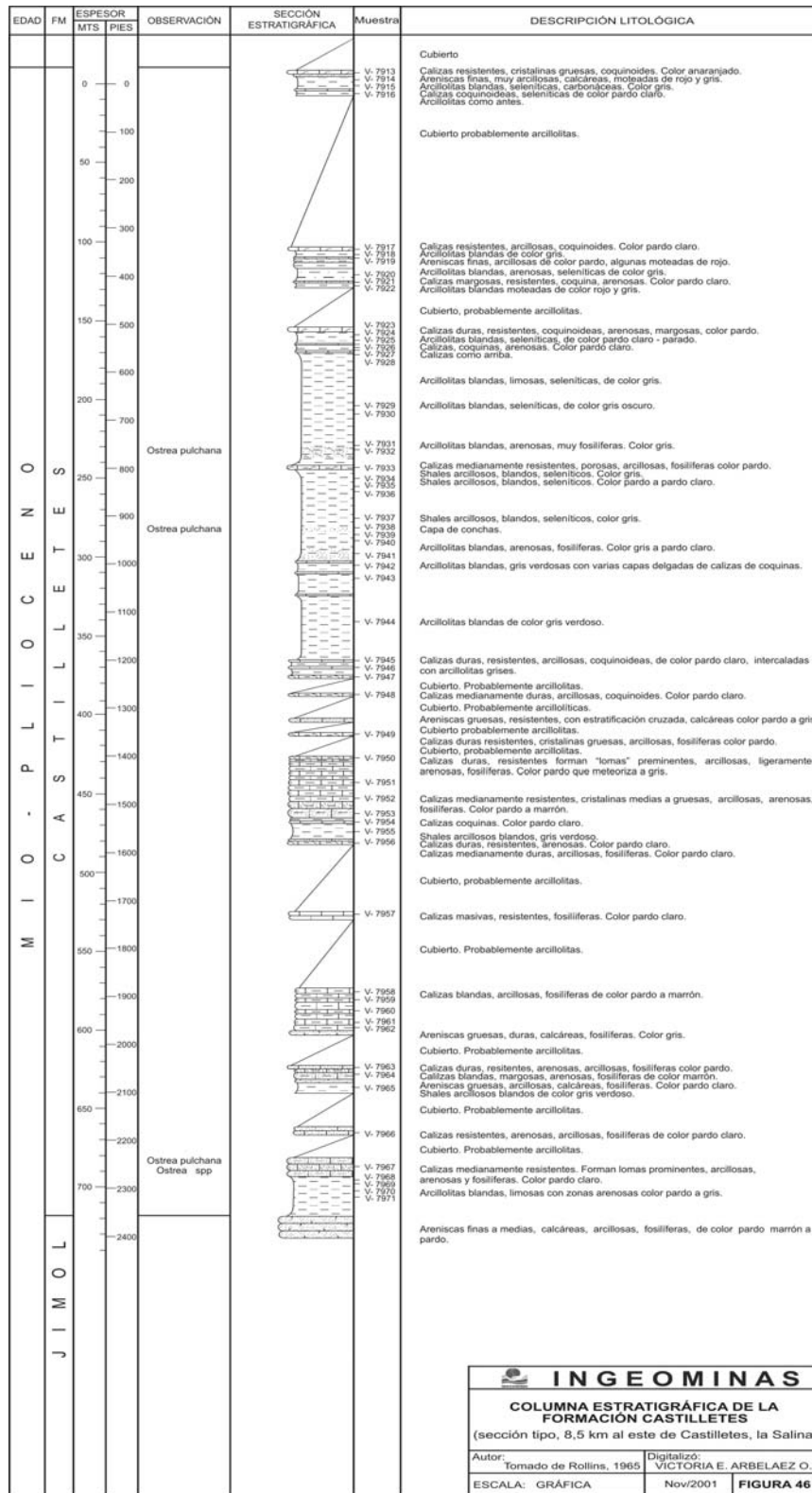
Rollins (1965) consideró esta formación como del Mioceno y probablemente Plioceno por posición estratigráfica, ya que no encontró fauna diagnóstica para establecer la edad de la formación, a pesar del abundante contenido de fauna como *Ostrea*, *Pecten*, *Cardium* y microfauna arenácea de la unidad. Posteriormente, Thomas (1972) colectó abundante macrofauna de moluscos y vertebrados fósiles en la Formación Castilletes y con base en ésta la correlaciona con la Formación Cantaure de Venezuela de la parte superior del Mioceno medio.

La microfauna encontrada en la Formación Taroa ha sido poco estudiada y está acompañada de algunos restos de peces y fragmentos de artrópodo y su edad corresponde aparentemente al Mioceno medio tardío - Mioceno tardío. La fauna de moluscos reportada en la Formación Orocho permite asignarla al Mioceno tardío, mientras que la fauna colectada en la Formación Gallinas no es diagnóstica para la determinación de la edad y, por lo tanto, su asignación al Plioceno se ha hecho con base en su posición estratigráfica (Thomas, 1972).

La Formación Castilletes ha sido correlacionada con la Formación Pozón en Venezuela (Rollins, 1965).

2.3.18 Formación Monguí (N_{1m})

Mosquera *et al.* (1976) definen la Formación Monguí para agrupar los sedimentos paleógenos y neógenos que afloran hacia el sur de la Troncal del Caribe, al sur del departamento; toma su nombre de la localidad de Monguí donde se presentan buenos afloramientos. En el departamento aflora en la zona de la Baja Guajira desde los alrededores de Dibulla hasta un poco al este de Riohacha a partir de donde es cubierta por sedimentos cuaternarios.



INGEOMINAS
COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN CASTILLETES
(sección tipo, 8,5 km al este de Castilletes, la Salina)

Autor: Tomado de Rollins, 1965	Digitizado: VICTORIA E. ARBELAEZ O.
ESCALA: GRÁFICA	Nov/2001 FIGURA 46

Esta formación está constituida por arcillolitas arenosas de color pardo a amarillo verdoso, de grano medio a grueso y por conglomerados semiconsolidados de color amarillo con cantos subredondeados irregulares de 0,5 a 5 cm de diámetro de rocas ígneas en una matriz areno arcillosa (Mosquera *et al.*, 1976).

2.3.18.1 Edad

No hay certeza en cuanto a la asignación de la edad para esta formación. Bürgl (1955, en Mosquera *et al.*, 1976) considera una edad exclusivamente miocena para la secuencia arcillosa que recubre el basamento en esta región, pero Duque (comunicación personal, en Mosquera *et al.*, 1976) plantea la posibilidad que parte de la serie de arcillas sea del Plioceno puesto que encontró fauna indicativa del Mioceno tardío a una profundidad mayor de 260 m, y queda el resto de la serie, hacia arriba, con sólo la evidencia que es más joven que esta edad.

CUATERNARIO

2.3.19 Terrazas (Q_{1t})

A través de la Alta Guajira se presentan depósitos delgados, no fosilíferos y poco consolidados de conglomerados y areniscas. En la serranía de Jarara estas terrazas alcanzan elevaciones entre 100 y 140 m y presentan una inclinación suave de 1 a 2° y truncan tanto depósitos paleógenos y neógenos como rocas cristalinas más antiguas. Los conglomerados por lo general tienen menos de 1 m de espesor, aunque ocasionalmente pueden alcanzar 5 m; están constituidos por bloques bien redondeados hasta angulares, aunque estos últimos parecen ser remanentes de bloques de mayores dimensiones que se han desintegrado in situ. Más del 90% de los bloques son de cuarzo y ocasionalmente de neis, cuarcitas, pórfidos dacíticos, serpentinitas y calizas paleógenas y neógenas. La distribución de estas litologías muestra una relación íntima con los tipos de roca que afloran en la serranía de Jarara (Lockwood, 1965).

En el área de Simarúa, Álvarez (1967) cartografió zonas discontinuas de terrazas, constituidas por bloques y gravas subangulares a subredondeados de cuarzo y areniscas cuarzosas con un diámetro máximo de 10 cm. Según este autor, estos materiales se derivaron de las formaciones Jarara e Ipanaruhu y la ausencia de filitas la explica por la pobre resistencia de estas rocas al transporte mecánico. En algunas localidades al noreste del área de Simarúa, los depósitos de grava están constituidos principalmente por bloques redondeados de calizas grises fosilíferas finogranulares; en unos pocos lugares con los bloques de caliza se encuentran bloques de los Esquistos de Jutúruhu. En el área de Carpintero este mismo autor indica que los depósitos de terraza forman un anillo hasta de 5 km de amplitud que bordea la serranía; estos depósitos están constituidos por clastos derivados de la Formación Carpintero.

Al sur del departamento, en el extremo norte de la Sierra Nevada de Santa Marta se localizan algunos depósitos de terrazas, pero no hay una distinción litológica entre estos cuerpos y los que han sido denominados Qg, por lo tanto, deben considerarse más como unidades geomorfológicas y no litológicas (Tschanz *et al.*, 1969b).

Lockwood (1965) considera que estos depósitos fueron formados en el Plioceno tardío o Pleistoceno. Para Álvarez (1967), los depósitos del área de Simarúa fueron parte de una extensa terraza, en parte erosional y en parte deposicional, que se habría formado durante el Plioceno o Pleistoceno.

Tschanz *et al.* (1969b) indican que el esquema general de distribución geográfica de las terrazas podría ser consecuencia de un levantamiento durante el Holoceno de la parte norte de la Sierra Nevada, de las cabeceras de los ríos Cesar y Ranchería, y de la parte norte de la serranía de Perijá, relativamente mayor que el ocurrido en los valles inferiores de los ríos Cesar y Magdalena.

2.3.20 Depósitos de abanicos y gravas (Q_{2g})

Tschanz *et al.* (1969b) incluyen dentro de esta unidad los abanicos aluviales del Pleistoceno - Holoceno? y depósitos de gravas formadas por acumulación y destrucción de antiguos abanicos en los frentes de la Sierra Nevada de Santa Marta y en la serranía de Perijá. Los abanicos están mucho mejor desarrollados en la serranía de Perijá donde aún están en proceso de formación y son notorios los localizados cerca a La Jagua del Pilar y al oriente del sector de Conejo - Barrancas (Ujueta & Llinás, 1990).

Varios de los abanicos entre los ríos Guatapurí (Departamento del Magdalena) y Badillo fueron formados por avalanchas sucesivas y disecados por las corrientes actuales que forman localmente terrazas con varios niveles; uno de ellos, pero altamente modificado, se encuentra 7 km al occidente de San Juan del Cesar (Tschanz *et al.*, 1969b).

2.3.21 Depósitos de llanura aluvial (Q_{2ll})

Esta unidad corresponde a depósitos semiconsolidados a no consolidados de origen aluvial y localmente con aporte eólico, constituidos por gravas, arenas y arcillas en proporciones variables de acuerdo con la distancia a la fuente de transporte; cubren áreas extensas en las zonas planas, deprimidas (Lockwood, 1965). Son de amplia distribución en el departamento, especialmente en la zona de la Baja Guajira y a lo largo del valle de los ríos Cesar – Ranchería.

Se han asignado al Holoceno (Lockwood, 1965), aunque algunos de ellos, por su posición relativamente elevada, podrían corresponder al Pleistoceno (Tschanz *et al.*, 1969b).

2.3.22 Arenas eólicas (Q_{2a})

Depósitos de arenas eólicas se encuentran a lo largo de toda la costa norte de la península de La Guajira, entre Pílon de Azúcar y Boca de Apure (Álvarez, 1967), así como en la parte nororiental y norte central de la serranía de Jarara, donde rellenan completamente algunos valles y se extienden aun sobre la pendiente de la serranía (Lockwood, 1965).

Estos depósitos están cubiertos por vegetación de arbustos y se encuentran profundamente disecados a lo largo de los arroyos, pueden alcanzar hasta 50 m de espesor; por lo general ocurren en franjas lineales de 1 a 2 km de amplitud que reflejan las direcciones predominantes de los vientos. Están constituidos por arenas de tamaño medio, de color amarillo grisáceo a amarillo rojizo, compuestos totalmente por granos de cuarzo bien seleccionados y bien redondeados (Lockwood, 1965).

MacDonald (1964) reporta la presencia de extensos depósitos de arenas en el lado nororiental de la serranía de Macuira; esta serranía actuó como barrera durante el depósito de estas arenas, de tal forma, que éstas solamente se encuentran en la parte norte de Macuira.

Según Lockwood (1965), estas arenas se depositaron durante uno o más períodos en el Pleistoceno, cuando el nivel del mar estaba mucho más bajo que el actual, y que habría generado una extensa planicie al este y noreste de la península, que habría sido la fuente para los grandes volúmenes de arena depositados en La Guajira. La localización de estos depósitos sobre las márgenes nororientales de las serranías indicaría que éstos se derivaron del noreste y, en este caso, una fuente posible, según MacDonald (1964), podrían haber sido los extensos depósitos de la margen nororiental de la Costa Caribe.

En la zona de la Baja Guajira se presentan numerosas acumulaciones de arenas eólicas, muchas de ellas cubiertas por vegetación o retrabajadas por las corrientes que drenan el área. La dirección predominante de las dunas es E-W (Mosquera *et al.*, 1976).

2.3.23 Depósitos costeros (Q_{2c})

Esta unidad está constituida por depósitos de playón y de barra que se encuentran paralelos a la línea de costa en gran parte del departamento.

Los depósitos de barra están constituidos por acumulaciones de poco espesor de arenas gruesas a medias y limos con estratificación cruzada compleja. En el departamento se localizan entre Manaure y Cardón, y en Puerto Lodo (Mosquera *et al.*, 1976).

Los depósitos de playa están conformados por sedimentos semiconsolidados formados por la acumulación de arcillas arenáceas de colores variados y arcillas plásticas (Huguett, 1988). Las arenas de la Alta Guajira están compuestas por cuarzo, feldespatos, óxidos, fragmentos de rocas y conchas mientras que en la Baja Guajira son ricas en

ferromagnesianos y óxidos provenientes de los ríos que descienden de la Sierra Nevada de Santa Marta ((Molina *et al.*, 1998).

2.3.24 Depósitos de cauce aluvial (Q_{2al})

Corresponden a depósitos acumulados por ríos y arroyos perennes en sus márgenes, mientras que en los arroyos intermitentes en los períodos de sequía estos sedimentos se encuentran en los cauces (Mosquera *et al.*, 1976).

SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA

2.3.25 Formación Corual (Tc)

La Formación Corual fue descrita por Tschanz *et al.* (1969b) de manera informal. Esta unidad aflora a lo largo del río Corual y de acuerdo con Tschanz *et al.* (1969), incluye todas las rocas volcánicas y sedimentarias oscuras, que no tienen metamorfismo y se ubican entre las rocas sedimentarias de edad devónica y las capas rojas de la Formación Guatapurí, excepto la Formación Los Indios, que posiblemente es una unidad parcialmente equivalente.

Los mayores afloramientos de la Formación Corual se encuentran en el lado norte de la Sierra Nevada de Santa Marta, al sur de Dibulla, entre los ríos Jerez y Tapias. Otros afloramientos de esta unidad ocurren al sur de Atanques, a lo largo del arroyo occidental de Valledupar y al noroeste de San Juan del Cesar. Afloramientos pequeños se encuentran asociados al Batolito de Pueblo Bello y entre los ríos Lagarto y Cañas (Tschanz *et al.*, 1969b).

La litología de la Formación Corual cambia de un sitio a otro, debido a la erosión diferencial y a cambios de facies (Tschanz *et al.*, 1969b). En general, está conformada por arcillolitas densas y oscuras y por pórfidos de color verde, los cuales predominan hacia el valle del Cesar, y rocas volcánicas o hipoabisales alteradas, de tonalidades oscuras, que se encuentran hacia el oeste y el norte de la Sierra Nevada de Santa Marta. En el área del río Corual afloran rocas ígneas de colores verde y gris oscuro que corresponden a rocas de apariencia basáltica, diabásica y gabroide (Tschanz *et al.*, 1969b).

En el área de Corral de Piedra - Zambrano afloran basaltos de color gris verdoso oscuro, grauvacas grises parduscas oscuras, con fragmentos angulosos de líticos y rocas porfiríticas alteradas de colores verdes y gris verdosas, las cuales son mejor descritas como pirofilititas (Tschanz *et al.*, 1969b).

Existen grandes áreas donde afloran rocas silicificadas, altamente alteradas, de tonos claros, que fueron cartografiadas como parte de la Formación Corual, pero que pueden ser unidades diferentes (Tschanz *et al.*, 1969b), como las que afloran al este del arroyo Tierras Nuevas y en el río Potrerillo al sur de La Guajira.

Tschanz *et al.* (1969b) consideran que es difícil estimar el espesor de la Formación Corual debido a que se desconoce no sólo la secuencia estratigráfica, sino que también ha desaparecido de muchas áreas por la erosión pre Guatapurí. Los contactos superior e inferior son inconformes, y marcan períodos de erosión y levantamiento. La sección expuesta cerca al arroyo Tierras Nuevas podría ser de unos 600 m de espesor, pero hacia el occidente la Formación Corual desaparece y la Formación Guatapurí se encuentra reposando directamente sobre el basamento Precámbrico. En la localidad tipo, donde no fue posible el acceso debido a la densa selva, puede exceder los 1.000 m (Tschanz *et al.*, 1969b).

La Formación Corual está constituida, en su mayor parte, por flujos de lavas basálticas y espiliticas, diabasas porfiríticas o keratófidos, calizas, grauvacas o tobas formadas principalmente a partir de estas rocas. Algunas rocas muestran evidencias de leve metamorfismo, pero es difícil distinguir entre esquistos verdes y espilitas con los mismos minerales (Tschanz *et al.*, 1969b).

Al norte del río Corual, Tschanz *et al.* (1969b) describen una sección delgada, que corresponda a una roca volcánica porfirítica de color gris oscuro, de grano muy fino y la matriz pilotaxítica con abundantes fragmentos de roca gabroica de igual mineralogía. La roca podría ser una brecha volcánica o una roca sedimentaria. Los fenocristales son de plagioclasa y anfíbol. La plagioclasa es de tipo andesina, en cristales euhedrales, con extinción zonada. El anfíbol es actinolítico con relictos de piroxeno pleocroico, con pleocroísmo débil típico de la hiperstena. La roca, además, tiene cristales hexagonales euhedrales de piroxenos, reemplazados por un mosaico de actinolita gruesa con muy baja birrefringencia. La matriz está constituida por cristales euhedrales delgados de plagioclasa y actinolita, y por cristales anhedrales de magnetita, biotita de color verde pardusco y por clorita (Tschanz *et al.*, 1969b).

En el área de Corral de Piedra - Zambrano, al suroeste de Barrancas, afloran basaltos, grauvacas y rocas volcánicas porfiríticas. El basalto es de color verde oscuro, con textura porfirítica y la matriz con textura traquítica - pilotaxítica. La matriz está constituida por cristales de labradorita con textura de flujo, actinolita formada a partir de clinopiroxeno y magnetita. El porcentaje de minerales máficos es alto (Tschanz *et al.*, 1969b).

Las rocas sedimentarias contienen abundantes fragmentos de basaltos, escoria, vidrio alterado, granitos, pórfidos, espilitas y arcillolitas. Además, son frecuentes los remplazamientos de cuarzo y epidota y las alteraciones a clorita y serpentina. Las rocas volcánicas porfiríticas están intensamente alteradas. La plagioclasa es reemplazada por epidota y plagioclasa sódica, e indica que algunas rocas contenían plagioclasa cálcica. Además, se presentan rocas espiliticas, traquitas y andesitas. Los minerales máficos son generalmente reemplazados por agregados de calcita, clorita, epidota y hematita o por calcita, serpentina, leucóxeno y hematita; algunas rocas contienen pigeonita y anfíbol de color pardo. Los minerales félsicos más frecuentes son feldespato alcalino y plagioclasa, y el cuarzo puede aparecer en la matriz (Tschanz *et al.*, 1969b).

2.3.25.1 Edad y correlación

Tschanz *et al.* (1969b) consideran que la falta de fósiles y análisis radiométricos hacen que la edad y correlación de esta unidad sea materia de especulación y aunque indican que esta unidad corresponde al mismo ciclo sedimentario de la Formación Los Indios, posiblemente de edad Triásico temprano o Pérmico tardío, que aflora al suroeste de la Sierra Nevada de Santa Marta.

Formaciones similares no se conocen en la costa norte de Colombia, pero algunas unidades con similar litología pueden estar presentes en el flanco este de la serranía de Perijá en Venezuela y cerca de Bucaramanga (Tschanz *et al.*, 1969b).

Tschanz *et al.* (1969b) correlacionan las formaciones Corual y Los Indios con la Formación Tiburón que aflora al norte de Bucaramanga, que parece ser probablemente del Triásico Inferior o del Pérmico superior de acuerdo con el registro fósil. Además, correlacionan el miembro más inferior de la Formación Los Indios con la Formación Tinacoa, que aflora en el lado oriental de la serranía de Perijá y posiblemente La Formación Corual con la Formación Macoita que cubre la Formación Tinacoa, pero consideran que esta correlación es altamente especulativa, aunque importante (Tschanz *et al.*, 1969b).

2.3.26 Formación Guatapurí (Tg)

El nombre de Formación Guatapurí proviene de los afloramientos de esta unidad a lo largo del río Guatapurí, cerca de la ciudad de Valledupar y hace parte de una secuencia de edad mesozoica que varios autores denominaron Grupo o Formación Girón para la Sierra Nevada de Santa Marta. Miller (1962) y Radelli (1962) denominaron esta unidad con el nombre de Formación La Quinta. Tschanz *et al.* (1969b) la redefinen como una nueva unidad con el nombre de Formación Guatapurí.

Para Tschanz *et al.* (1969b), la Formación Guatapurí está restringida a la Sierra Nevada de Santa Marta donde aflora como un cinturón discontinuo a lo largo del flanco sureste y en tres áreas en el lado norte, al sur de la Falla Oca, y que ocupa un área aproximada de 700 km². En el Departamento de La Guajira aflora al norte de San Juan del Cesar, entre los ríos Cesar y Ranchería y pequeños afloramientos en el piedemonte norte de la Sierra Nevada, en los ríos Corual, Tapias y entre los ríos Cañas y Palomino al occidente de Dibulla.

La mejor sección de esta formación se presenta a lo largo del río Guatapurí, cerca de Valledupar (Departamento del Cesar), donde están expuestos aproximadamente 2.000 m de la secuencia. La parte inferior es predominantemente volcánica y la superior es predominantemente sedimentaria (Tschanz *et al.*, 1969b).

Tschanz *et al.* (1969b) consideran que es difícil dar un espesor confiable para esta formación, debido a las grandes variaciones laterales, a la complejidad estructural y a diversos períodos de erosión: varía de unos pocos metros a cientos de metros. La secuencia a lo largo del río Guatapurí, que corresponde a la parte inferior de la unidad, tiene un

espesor del orden de los 2.000 m. La parte más superior de la formación es aproximadamente de 2.000 m, y el espesor expuesto en la Sierra Nevada es posiblemente de 3.000 a 5.000 m (Tschanz *et al.*, 1969b).

En general, la Formación Guatapurí consiste de capas alternantes de 2 a 30 m de espesor, de rocas volcánicas y sedimentarias o una mezcla de ambas que se depositaron en un medio acuoso. Las rocas, en general, presentan coloraciones rojas a pardas, debido a la presencia de hematita. Las sedimentitas más frecuentes son limolitas y areniscas (wacas) feldespáticas, de grano fino y apariencia uniforme. Se presentan sedimentitas tobáceas, aglomerados y conglomerados que corresponden principalmente a flujos laháricos. Las rocas volcánicas son flujos espilíticos o flujos de keratófidos y rocas piroclásticas, brechas y aglomerados (Tschanz *et al.*, 1969b).

Las rocas piroclásticas corresponden a tobas vítreas y de cristales, de tamaño lapilli o ceniza. Las rocas sedimentarias pueden ser formadas a partir de tobas de cristales o de rocas volcánicas espilíticas más antiguas de la Formación Corual o de parte más antigua de la Formación Guatapurí (Tschanz *et al.*, 1969b).

Las capas con rocas fragmentales gruesas consisten de fragmentos de rocas volcánicas, mezclados con limolitas rojas intercaladas. Las texturas sugieren que se trata de flujos de lodo, deslizamientos de rocas, corrientes turbidíticas o erupciones submarinas explosivas dentro de un lodo rojo. Algunas corresponden a brechas sedimentarias, las cuales pueden contener parches de limolitas rojas, formadas por flujos o deslizamientos (Tschanz *et al.*, 1969b).

Las rocas volcánicas, presentan texturas pilotaxítica, intersertal y raramente traquítica, son de colores rojos, pardos, gris oscuro y verde, con predominio de los tintes pardos. Están compuestas por oligoclasa sódica y minerales de alteración como hematita, calcita, clorita, esfena o leucoxeno. Los minerales máficos son generalmente reemplazados por hematita, pero el piroxeno puede ocupar más del 10% en algunas rocas. La plagioclasa generalmente está sucia o alterada a calcita, epidota, sericita y hematita. Algunas rocas porfiríticas contienen fenocristales de cuarzo corroídos por la matriz y oligoclasa sódica. Algunos diques de composición básica intruyen la Formación Guatapurí (Tschanz *et al.*, 1969b).

Las rocas sedimentarias son, en general, wacas o grauwacas cristalolíticas, de colores rojos o pardos, mal seleccionadas, constituidas principalmente por fragmentos de espilitas con textura pilotaxítica y fragmentos de cristales angulosos de plagioclasa. La plagioclasa está generalmente empolvada; el cuarzo es escaso en la mayoría de las rocas. A menudo es difícil diferenciar entre rocas piroclásticas y las sedimentarias compuestas principalmente por fragmentos de roca (Tschanz *et al.*, 1969b).

En la quebrada Laja, al techo de la Formación Guatapurí, se encuentran calizas fosilíferas; las estructuras orgánicas más corrientes son concéntricas, circulares o esféricas y están intercaladas con tobas riódacíticas con biotita (Tschanz *et al.*, 1969b).

La Formación Guatapurí reposa discordantemente sobre el basamento precámbrico en el río Guatapurí. En el área de La Cumbre, Departamento del Cesar, está cubierta inconformemente por latitas y riolitas de edad jurásica; en el cerro La Paila es suprayacida conforme por la Brecha Ignimbrítica de La Paila, la cual puede marcar el final de la sedimentación de la Formación Guatapurí, junto con la presencia de areniscas cuarzosas y capas delgadas de tobas silíceas y calizas. Además, en el Departamento del Magdalena, es intruida por el Batolito de Pueblo Bello, cerca al cerro Alguacil, datado por el método K/Ar entre 189 ± 14 y 170 ± 11 Ma (Tschanz *et al.*, 1969b), que comprendería el intervalo entre principios del Jurásico temprano y finales del Jurásico medio.

2.3.26.1 Origen

Para Tschanz *et al.* (1969b), el origen de la Formación Guatapurí es muy diferente al de las otras unidades litológicas de capas rojas, y para apoyar esta idea, consideran que las rocas volcánicas son altamente sódicas, principalmente espiliticas a keratofídicas, las rocas sedimentarias se forman a partir de espilitas y rocas con predominancia de albita u oligoclasa sódica y la mala selección indica poco transporte y sedimentación rápida. Los terrenos precámbricos y paleozoicos ricos en cuarzo, no fueron fuente de material durante la sedimentación de la Formación Guatapurí; la abundancia de hematita en las rocas sedimentarias y volcánicas se relaciona al vulcanismo espilitico, parcialmente como un precipitado químico, además, formado por la reacción de los gases volcánicos y el agua marina.

Tschanz *et al.* (1969b) creen que la Formación Guatapurí es predominantemente marina y depositada en un graben, el cual fue rellenado por corrientes turbidíticas, flujos de lodo y material piroclástico de volcanes formados en un *rift* o un arco volcánico mar afuera, que dan rocas espiliticas.

2.3.26.2 Edad y correlación

La Formación Guatapurí es claramente más antigua que los batolitos jurásicos (liásicos), que intruyen las rocas ignimbríticas contemporáneas a la Formación Guatapurí. La edad máxima de estos cuerpos es de 176 Ma, es decir, Jurásico medio y es más joven que la Formación Los Indios, sobre la cual reposa de manera inconforme. La edad de la Formación Los Indios no está totalmente fijada, pero fósiles de ostrácodos y *Estherias* indican una edad triásica temprana o aun pérmica tardía, para el miembro más inferior de esta formación; por lo tanto, las evidencias indican una edad para la Formación Guatapurí como triásica, probablemente, media o triásica tardía (Tschanz *et al.*, 1969b).

Tschanz *et al.* (1969b) consideran que las evidencias regionales y la posición estratigráfica de la Formación Guatapurí, entre las calizas marinas pérmicas y la Formación Río Negro del Cretácico Inferior, indican que esta unidad equivale parcialmente a la Formación La Quinta que aflora en Venezuela, particularmente a la parte más inferior de la Formación La

Quinta de Hea & Whitman (1960, en (Tschanz *et al.*, 1969b). La edad de la Formación La Quinta está entre Triásico medio y el Jurásico temprano (Tschanz *et al.*, 1969b).

MacDonald & Opdyke (1984), cerca de Caracolí, Departamento del Magdalena, obtuvieron una edad recalculada de un basalto de 141 Ma y para un keratófido que aflora cerca del basalto, una edad más joven, probablemente modificada de 111 ± 4 Ma K/Ar. Cerca de Valledupar se encuentran capas rojas de la Formación Guatapurí sobre basaltos más antiguos con edades recalculadas de 165 y 181 Ma (Tschanz *et al.*, 1974). Lo anterior indica que la Formación Guatapurí es de edad al menos jurásica media a tardía, lo que explicaría tanto las edades obtenidas para esta unidad como su posición con respecto a los basaltos datados por Tschanz *et al.* (1974).

Sin embargo, Tschanz *et al.* (1969b) plantean una relación intrusiva con el batolito de Pueblo Bello, lo cual implicaría que la Formación Guatapurí debe ser más antigua que éste, principios de Jurásico temprano y el finales del Jurásico medio y, por lo tanto, triásica. Como puede observarse de las consideraciones anteriores, no hay certeza en cuanto a la edad que debe fijarse a esta unidad, por lo cual en el mapa aparece como de edad triásica.

En Colombia los afloramientos de rocas similares a la Formación Guatapurí se extienden desde el sur del país, en la frontera con Ecuador hasta la península de La Guajira. Para Mojica & Kammer (1995), el Jurásico en Colombia está representado principalmente por rocas continentales, con escaso o ausente contenido fósil, lo cual ha dificultado la definición de la edad y las comparaciones regionales. Entre los grupos que estos autores separan por similitud litológica, en Colombia se encuentran las formaciones Saldaña, Corual, Guatapurí, Jordán, Rancho Grande y Morrocoyal, y en Venezuela las tres unidades inferiores del Grupo La Gé, la Formación La Quinta y el Grupo Volcánico de Guacamayas, predominantemente volcano sedimentarias de ambiente subaéreo.

2.3.27 Rocas sedimentarias del Mioceno (N1)

Esta unidad fue descrita por Tschanz *et al.* (1969b) cerca al río San Salvador y se extiende hasta el río Tomarrazón, al sur de la Falla Oca. Estos autores estimaron un espesor aproximado de 2.400 pies en la sección localizada al oeste del río Ancho y consideran que éste podría ser el máximo espesor para toda la sección.

Estas rocas afloran como un cinturón discontinuo a lo largo de la margen norte de la Sierra Nevada de Santa Marta. Están constituidas por una secuencia de areniscas de tonos amarillentos, verdosos y pardos, impuras, intercaladas con conglomerados, areniscas conglomeráticas y *shales* arenosos. La secuencia se presenta bien estratificada, con buzamiento hacia el noroeste, sólo entre los ríos San Salvador y Ancho, hacia el oriente de éstos, las rocas no muestran una estratificación clara y en algunos casos presentan poca consolidación y podrían corresponder a gravas del Plioceno superior - Pleistoceno (Tschanz *et al.*, 1969b).

2.3.27.1 Edad

La ausencia de fósiles hace incierta la edad de esta unidad, sin embargo, Tschanz *et al.* (1969b) consideran una probable edad neógena, miocena, basados en la consolidación de las rocas y en el buzamiento regional que presentan.

2.3.28 Depósitos de morrenas (Q_{2m})

Estos depósitos se encuentran en la región alta de la Sierra Nevada de Santa Marta donde se han formado fenómenos de glaciación, los cuales cubren parte de las márgenes de los ríos Mananchucua, Mamancanaca, Duriameina y las partes más altas de los ríos Aracataca, Tucurínca y Sevilla. Gansser (1955) y Raasveldt (1957) reconocieron que se han formado morrenas a partir de tres estadios de una glaciación principal (Tschanz *et al.*, 1969b).

La Glaciación Aduriameina es la más antigua y está conformada por remanentes de morrenas a una elevación de 2.800 m y por la morfología glacial de los valles con elevaciones que superan los 3.000 m (Royero *et al.*, 2000).

La Glaciación Mamancanaca presenta morrenas laterales bien conformadas, pero las terminales muestran un desarrollo muy precario. Los bloques de gran tamaño son seguramente relictos de las morrenas terminales y parece indicar el grado de destrucción de la glaciación. Esta glaciación representa la región de los Picos Bolívar y Cristóbal Colón, que alcanzan a tener unos 4.000 m de altura (Royero *et al.*, 2000).

La Glaciación Reciente muestra morrenas relacionadas con las glaciaciones presentes, con las regiones donde existieron y con los que se forman recientemente. A este estadio siguió un retroceso muy rápido y definitivo que continúa hoy en día. Los glaciares actuales se encuentran a una altura entre 4.800 y 5.000 m. Los depósitos de terrazas aluviales (Qt) y los de morrenas glaciares y fluvioglaciares (Qm), son considerados del Pleistoceno (Royero *et al.*, 2000).

VALLE DEL CESAR RANCHERÍA Y SERRANÍA DE PERIJÁ

2.3.29 Metasedimentitas cámbricas y ordovícicas (εOms)

Radelli (1962) describe de manera informal dos fajas de rocas paleozoicas delimitadas por fallas subverticales, que afloran en la serranía de Perijá. La primera de estas fajas aflora al oriente de Manaure. La segunda aflora al oriente del Socorro.

Tschanz *et al.* (1969b) no les asignan un nombre estratigráfico y las describen informalmente como “rocas sedimentarias cámbricas y ordovícicas”. Los mayores afloramientos están confinados a la parte más baja del bloque estructural oriental de la Falla Manaure, la cual tiene un área aproximada de 4 por 11 km². La segunda área se presenta entre las fallas de La Media Luna y San José, cerca del sitio denominado El Rincón. El área

total de afloramiento es de 50 km². Tschanz *et al.* (1969b) consideran que el espesor de la secuencia expuesta cerca de Manaure es al menos de 470 m, pero posiblemente sea mayor el espesor. Hea & Whitman (1960, en Tschanz *et al.*, 1969b) dan un espesor superior a 1.000 m para una secuencia con bajo grado de metamorfismo, que aflora en la serranía de Perijá en Venezuela.

Sobre el área de Manaure, Forero (1972) reconoce tres miembros informales: el miembro más bajo de filitas, con una exposición incompleta de 300 m de sección; una cuarcita intermedia con 70 m de espesor y el más superior corresponde a areniscas arcósicas, con un espesor aproximado de 120 m (Figura 47).

La secuencia de filitas más inferior está conformada por capas delgadas de cuarcita micácea oscura, filitas sericíticas grises a moradas, con delgadas capas verdes y venas de cuarzo y son corrientes pliegues ptigmáticos. El miembro medio consiste de cuarcitas blancas fracturadas y el miembro más superior de areniscas arcósicas, las cuales están metamorfoseadas localmente y alteradas cerca al techo (Tschanz *et al.*, 1969b).

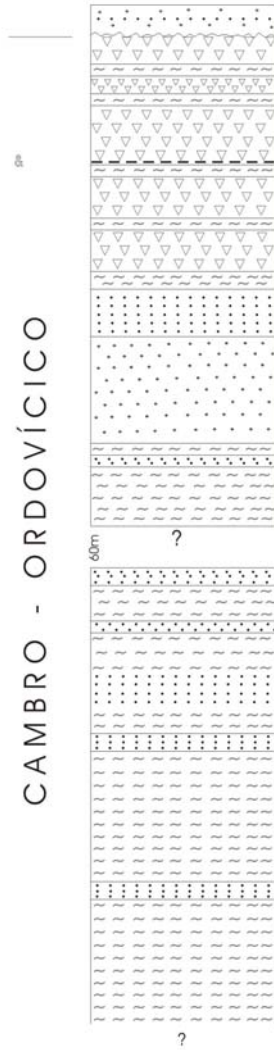
Las rocas que afloran en el Socorro y que Tschanz *et al.* (1969b) describen como “*horst* del Socorro”, fueron descritas por Radelli (1962) como areniscas arcósicas metamorfoseadas, con algunas calcarenitas cataclásticas. Tschanz *et al.* (1969b) encontraron conglomerados con cantos redondeados.

Al suroeste de El Rincón, a lo largo del arroyo El Salado, cerca de la Falla San José, afloran calizas dolomíticas pisolíticas de colores blanco a rojo, las cuales hacen parte de una espesa secuencia de cuarcitas y conglomerados que cubren el miembro de filitas. Los conglomerados están constituidos por clastos redondeados de rocas ígneas y metamórficas, y cuarzo. Las areniscas arcósicas y los conglomerados están afectados por cataclasis cerca de la Falla San José, y transforman la roca de manera gradual desde una roca clástica de grano grueso hasta un esquisto sericítico o esquisto cataclástico con textura augen (Tschanz *et al.*, 1969b).

Las areniscas arcósicas consisten de abundante cuarzo, feldespato potásico y oligoclasa con algo de epidota y moscovita. El cuarzo con extinción ondulatoria se encuentra granulado y a veces tiene estructura en mosaico. El feldespato potásico incluye ortosa, microclina y pertitas. La moscovita es parcialmente detrítica y ocurre en láminas grandes; donde la roca ha sido afectada por metamorfismo dinámico se desarrolla sericita a expensas de los feldespatos. Los minerales accesorios más frecuentes son óxidos de hierro, apatito y circón (Tschanz *et al.*, 1969b).

La arcosa conglomerática de grano muy grueso está constituida por granos subredondeados a subangulares de cuarzo, microclina y pertitas, y, menos frecuente, plagioclasa; la matriz es de grano muy fino y está formada principalmente por cuarzo con láminas ocasionales de moscovita. La roca contiene fragmentos líticos de cuarcitas y esquistos de grafito

CAMBRO - ORDOVÍCICO



CONVENCIONES

- Conglomerado (Devónico)
- Meta - arcoas
- 3 Filita cuarzosa
- 2 Cuarcita
- 1 Filitas

CONJUNTOS:

1. Meta arcosas y filitas cuarzosas
2. Cuarzitas
3. Filitas (esquistos cloríticos y sericíticos)

ESCALA GRÁFICA



I N G E O M I N A S

COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LAS ROCAS DEL CAMBRO - ORDOVÍCICO

Sección al este de Manaure, Cesar

Modificado de: Forero 1970 Dibujó: DuberMary Ruíz

Escala: GRÁFICA Fecha: Nov/01 Figura 47

moscovita. Como accesorios se presentan grandes cristales de circón (Tschanz *et al.*, 1969b).

Las filitas están constituidas por clorita, sericita e incipiente biotita o estipnomelana de origen metamórfico. Estos minerales están alineados a lo largo de los planos de estratificación y marcan la foliación de la roca (Tschanz *et al.*, 1969b).

Radelli (1962) describe calcarenitas cataclásticas formadas por granos redondeados de calcita dentro de una matriz de grano fino de calcita. Tanto los granos como la matriz están intensamente fracturados.

Estas rocas, al este del área, reposan de manera inconforme sobre rocas de medio y alto grado de metamorfismo de edad precámbrica.

2.3.29.1 Edad

Las rocas no fosilíferas del Paleozoico inferior en el área de Manaure son pre Devónico Medio y están cubiertas por rocas sedimentarias fosilíferas, que tienen la misma fauna de la Formación Floresta del Devónico Medio. Las rocas en el “*horst* del Socorro”, por correlación, pueden tener la misma edad de las filitas, aunque no hay certeza de esta correlación (Tschanz *et al.*, 1969b).

Tschanz *et al.* (1969b) consideran que existen evidencias regionales para fijar la edad como presilúrica: se han encontrado fósiles en rocas clásticas levemente metamorfoseadas en Venezuela y Colombia, que reportan edades del Ordovícico temprano y medio, pero no se conocen fósiles del Ordovícico tardío y el Silúrico; esto sugiere que el depósito finalizó antes del Ordovícico medio y que una orogenia debió ocurrir en el intervalo Ordovícico medio - Ordovícico temprano.

2.3.29.2 Correlación

Para Tschanz *et al.* (1969b), existen dudas sobre si las rocas que afloran en el lado occidental de la serranía de Perijá sean las mismas que Hea & Whitman (1960, en Tschanz *et al.*, 1969b) denominaron las Series de Perijá y que Trumpy (1943) y Sutton (1946, en Tschanz *et al.*, 1969b) correlacionaron con las Series de Güejar y las Series de Quetame en la Cordillera Oriental. Olsson (1942, en Sutton, 1946) correlaciona el Grupo Mucuchachi, que aflora en Los Andes de Mérida en Venezuela, con el Grupo Quetame. Además, Tschanz *et al.* (1969b) correlacionan esta unidad con la Formación Silgará que aflora en el Macizo de Santander y con rocas ligeramente metamorfoseadas que afloran en Antioquia, al este de la Falla Palestina.

2.3.30 Rocas sedimentarias devónicas y carboníferas (DCs)

2.3.30.1 Rocas sedimentarias devónicas

Forero (1972) describió informalmente en la serranía de Perijá rocas sedimentarias devónicas, anteriormente cartografiadas por el Inventario Minero Nacional con rocas paleozoicas más antiguas al este de Manaure. Estas rocas en la serranía de Perijá afloran entre 1 y 9 km al nor-noreste de Manaure. Todos los afloramientos se encuentran entre la Falla Manaure y otra falla mayor innominada con tendencia norte (Tschanz *et al.*, 1969b).

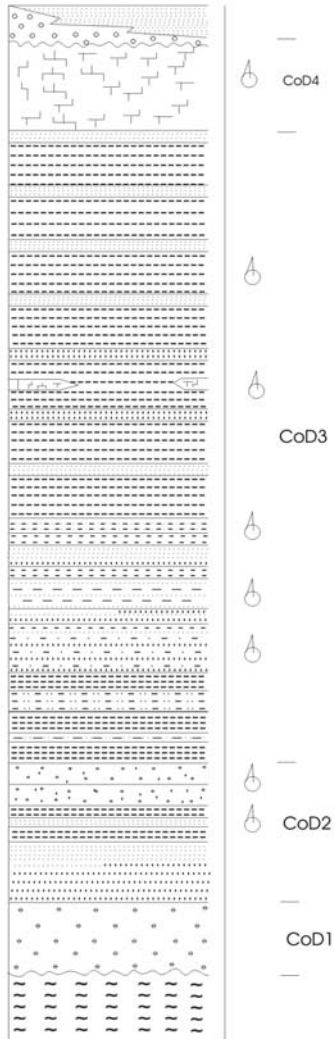
Tschanz *et al.* (1969b) consideran que las rocas devónicas al este de Manaure, no tienen metamorfismo y corresponden a rocas sedimentarias clásticas que fueron depositadas inconformemente sobre la superficie erosionada de las rocas metamórficas cámbricas u ordovícicas. La secuencia descrita por Forero (1972) comienza con un conglomerado basal de alrededor de 50 m de espesor (Figura 48), muy compacto, compuesto de cantos de cuarzo; hacia arriba grada a areniscas de grano medio, ferruginosas, de color pardo, las cuales contienen unas pocas capas intercaladas de *shales* limosos grises. La primera capa fosilífera es oolítica y corresponde a una subgrauvaca ferruginosa con braquiópodos del Devónico Medio, los cuales fueron estudiados por Emeis (en Tschanz *et al.*, 1969b) y Morales (1965, en Tschanz *et al.*, 1969b). La sección de Manaure tiene unos 650 m de espesor y la del río Seco 250 m (Forero, 1972, en Tschanz *et al.*, 1969b).

Las rocas devónicas son sericíticas parcialmente verdosas de apariencia esquistosa (Tschanz *et al.*, 1969b); Radelli (1962, en Tschanz *et al.*, 1969b) señala que las rocas del Devónico Inferior fueron rocas tufáceas metamorfoseadas, mientras que para Forero (1972, en Tschanz *et al.*, 1969b), solamente las rocas predevónicas habrían sufrido metamorfismo. Hea & Whitman (1960, en Tschanz *et al.*, 1969b) describen un incipiente metamorfismo en la Formación Caño Grande del Devónico Inferior, al este de la serranía de Perijá en Venezuela, por lo tanto, Tschanz *et al.* (1969b) plantean un posible metamorfismo en la parte más inferior de la secuencia.

Radelli (1962) describe rocas filíticas de grano muy fino, de colores gris oscuro, verdoso y rojizo, con brillo sedoso debido a abundante sericita. Tschanz *et al.* (1969b) plantean que la abundancia de sericita se debe probablemente a un origen detrítico más que de origen metamórfico.

Gansser (1955, en Tschanz *et al.*, 1969b), en el área de Chundúa en la Sierra Nevada de Santa Marta, describe “esquistos” constituidos por granos de cuarzo redondeados, algunos angulosos, dentro de una matriz de clorita incolora rellena con un pigmento de grano fino, carbonáceo y algunas láminas de sericita fina; lentes de caliza y un silo de diorita hornbléndica fina. Tschanz *et al.* (1969b) describen en esta misma zonas *shales* carbonáceos, fosilíferos de color negro, con pirita, manchados de rojo, areniscas cuarzosas y hacia la parte baja lentes de caliza y conglomerados de cuarzo; además, indican que a pesar de la presencia de clorita y sericita en estas rocas como lo reporta Gansser (1955), no

DEVÓNICO



CONVENCIONES

-  Conglomerado + areniscas (Carbonífero superior)
-  Lutita arenosa calcárea
-  Lutita arenosa
-  Arenisca arcillosa
-  Subgrauvaca
-  Arenisca
-  Conglomerado
-  Filitas (Cambro-Ordov.)
-  Fósiles

ESCALA GRÁFICA



I N G E O M I N A S

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LAS ROCAS DEL DEVÓNICO

Por: Tomado de Forero 1970	Dibujó: DuberMary Ruíz	
Escala: GRÁFICA	Fecha: Nov/01	Figura 48

se encuentra ninguna evidencia textural que indique un metamorfismo regional y que si estas rocas sufrieron metamorfismo fue muy suave como para cambiar la textura de las rocas aún siendo finas.

2.3.30.1.1 Edad y correlación

Tschanz, *et al.* (1969b) consideran una edad devónica, con base en la posición estratigráfica y en fósiles identificados. El conglomerado basal del área de Manaure es posible correlacionarlo con el conglomerado que se encuentra por encima de los *shales* negros de las rocas devónicas de la región de Chundúa, en la Sierra Nevada y con la sección devónica que aflora en Santa Isabel, 70 km al sur de Manaure (Tschanz *et al.*, 1969b).

La correlación regional de las rocas devónicas cerca de Manaure con otras unidades que tienen igual fauna, como las secciones de Santa Isabel, La Floresta y Gauca, es clara. Adicionalmente, todas estas unidades se pueden correlacionar con la Formación Caño Grande del Grupo Chiriquí en el lado oriental de la serranía de Perijá, Venezuela (Tschanz *et al.*, 1969b).

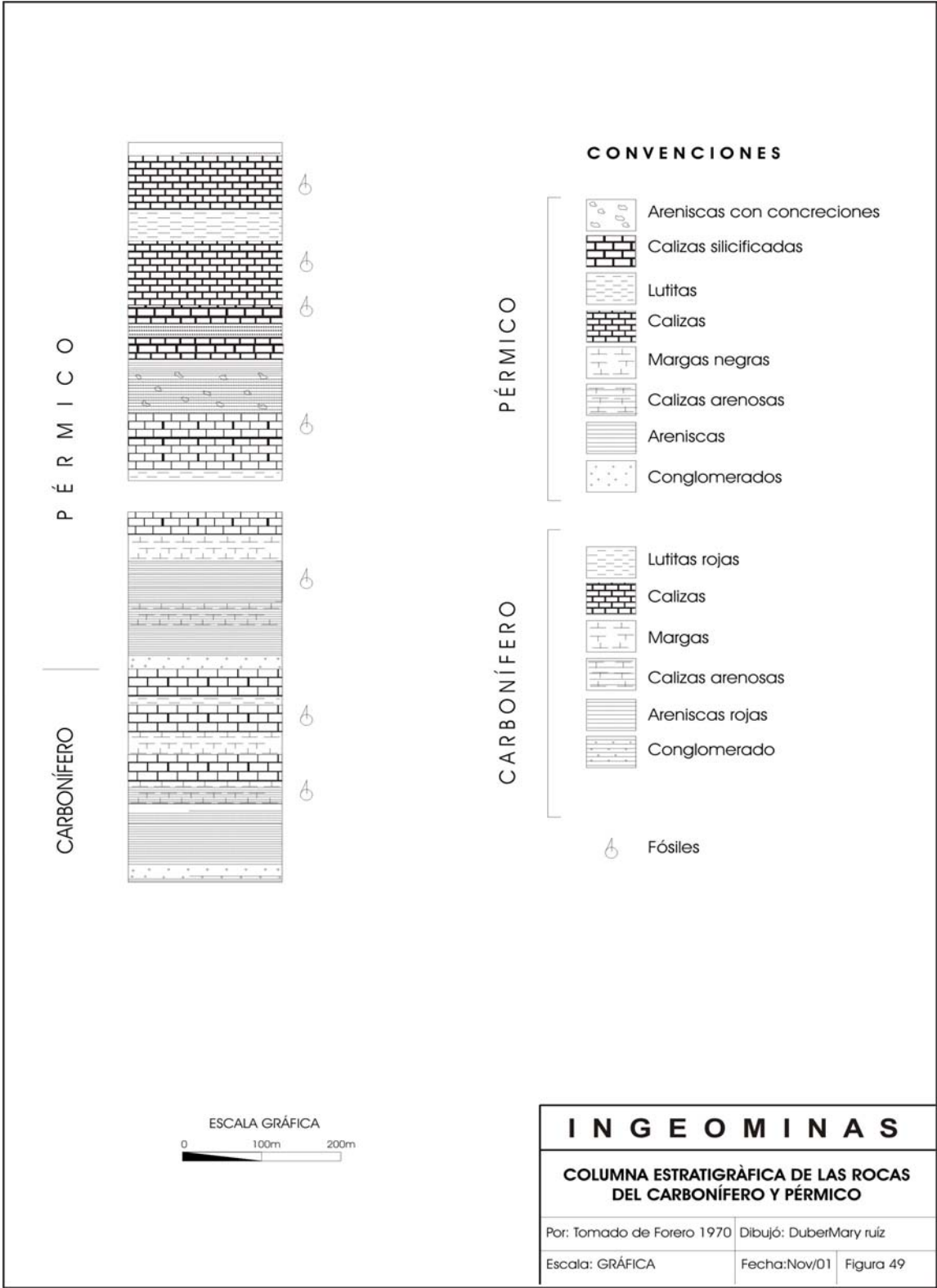
2.3.30.2 Rocas sedimentarias carboníferas

Las rocas denominadas informalmente por Tschanz *et al.* (1969b) con el nombre de “Rocas Sedimentarias Carboníferas”, afloran en las mismas áreas de las rocas devónicas, cerca de Manaure, en río Seco, la región de Chundúa y en el cerro Cerrejón. En el área de Manaure se presenta un miembro inferior clástico y un miembro superior de calizas, mientras en el cerro Cerrejón solamente se ha encontrado rocas clásticas (Tschanz *et al.*, 1969).

Forero (1972, en Tschanz *et al.*, 1969b) indican un espesor de 300 m para las rocas del área de Manaure, de los cuales cerca de 115 m corresponden al miembro superior de calizas fosilíferas.

Forero (1972, en Tschanz *et al.*, 1969b) hace la descripción de las rocas carboníferas que afloran en la margen norte del río Manaure, 6 km al este de Manaure (Figura 49). La secuencia presenta, hacia la base, un conglomerado compuesto por cantos de areniscas rojas bien redondeadas, las cuales reposan sobre las rocas del Devónico Medio. Sobre el conglomerado se presentan areniscas rojas con intercalaciones de *shales* rojos. Estas capas rojas están cubiertas por calizas que contienen fósiles de edad pensilvaniana (Tschanz *et al.*, 1969b).

En el área de Cerrejón, las rocas son *shales* de color pardo verdoso y *shales* arenosos con areniscas pardas y algunas calizas y contienen *Spirifer* y *Productus* (Trumpy, 1943, en Tschanz *et al.*, 1969b). Miller (1943, en Tschanz *et al.*, 1969), describe las rocas del cerro Cerrejón, como bien estratificadas, de colores pardos y verde oliva, que contienen *shales* arenosos con algunas capas intercaladas de areniscas y calizas; adicionalmente, describe unos 300 m de una secuencia de rocas del Carbonífero - Pérmico, localizadas a 16 km al



I N G E O M I N A S

COLUMNA ESTRATIGRÀFICA DE LAS ROCAS DEL CARBONÍFERO Y PÉRMICO

Por: Tomado de Forero 1970	Dibujó: DuberMary ruiz	
Escala: GRÁFICA	Fecha: Nov/01	Figura 49

sureste de Barrancas, la cual comienza con una brecha de conglomerado basal que contiene clastos de calizas, cubierta por *shales* y calizas con fósiles (*Productus* sp.) (Tschanz *et al.*, 1969b).

2.3.30.3 Origen

Las condiciones litológicas y faunísticas que presentan las rocas de esta unidad corresponden a condiciones de depósito marino de aguas someras (Tschanz, *et al.*; 1969b).

2.3.30.3.1 Edad y correlación

La edad de esta unidad está bien establecida, según la fauna fósil encontrada asignada al Pensilvaniano (Trumpy, 1943; Miller 1962, en Tschanz *et al.*, 1969b). Forero (1972) fue el primero en coleccionar fósiles en el área de Manaure y junto con los fósiles de río Seco correlacionó la fauna de estas unidades con la fauna encontrada en La Jagua, Municipio de Garzón, Huila, de edad pensilvaniana (Tschanz *et al.*, 1969b).

Tschanz *et al.* (1969b) consideran que las rocas del área de Manaure son correlacionables con la sección del páramo de Sumapaz y probablemente con la parte inferior de la Formación Diamante que aflora en la región de Bucaramanga, además, podría ser correlacionada con la parte inferior de la secuencia Palmarito en Venezuela, reportada por Sutton (1946).

2.3.31 Rocas sedimentarias pérmicas (Ps)

Rocas sedimentarias pérmicas fueron descritas de manera informal por Forero (1972), al oriente de Manaure, y su exposición termina al oriente de una falla regional de dirección norte sur, que corresponde al límite oriental de las rocas cambro ordovícicas y devónicas (Tschanz *et al.*, 1969b).

La secuencia de calizas pérmicas es más espesa en Los Andes de Mérida en Venezuela, donde presenta un espesor mayor a 1.800 m. En la serranía de Perijá, las calizas pérmicas tienen un espesor de 720 m y afloran al oriente de Villanueva (Forero 1972, en Tschanz *et al.*, 1969b).

Forero (1972) describe las rocas pérmicas de Manaure (Figura 49) como constituidas por un conglomerado basal de aproximadamente 25 m de espesor, compuesto por bloques angulares de calizas y areniscas rojas derivados de las rocas pensilvanianas infrayacentes. Se encuentra cubierta por areniscas rojas que gradan hacia arriba a areniscas de grano fino a medio, pobremente consolidadas y a su vez gradan a calizas fosilíferas (Tschanz *et al.*, 1969b).

Las calizas que afloran al oriente de Manaure tienen un espesor aproximado de 428 m, están intercaladas por tres capas de areniscas que sobresalen por su morfología, una se

presenta cerca del techo, caracterizada por un tamaño de grano fino, y con grandes concreciones. Renz (1960, en Tschanz *et al.*, 1969b) describe en la sección de Manaure calizas dolomíticas de colores grises, con intercalaciones de capas de chert y capas con nódulos de chert.

2.3.31.1 Edad y correlación

De acuerdo con el registro fósil descrito por Forero (1972) y Trumpy (1943 en Tschanz *et al.*, 1969b), la edad de estas rocas se encuentra entre Wolfcampiano hasta posiblemente el Guadalupiano inferior. La fauna consiste de fusilínidos, pelecípodos, lamelibranquios, amonites, gasterópodos, crinoideos y corales (Tschanz *et al.*, 1969b).

Las rocas pérmicas parcialmente se correlacionan con el Grupo Suratá, particularmente con la Formación Diamante que aflora cerca de Bucaramanga, que tiene fauna del Wolfcampiano. En Venezuela se correlaciona con la parte superior de las Series de Palmarito que afloran en el lado oriental de la serranía de Perijá (Tschanz *et al.*, 1969).

2.3.32 Formación Río Negro (K₂)

Hedberg & Sass (1937, en Julivert, 1968) denominan Formación Río Negro a las areniscas y arcosas de grano grueso y algunas capas de conglomerados que afloran en la serranía de Perijá, en Zulia, Venezuela. Este término fue introducido en Colombia para el valle del Cesar y la serranía de Perijá por Miller (1960; 1962).

Según Miller (1962), la Formación Río Negro aflora cerca a Santa Isabel y en la serranía de Valledupar en el Departamento del Cesar y en el Departamento de La Guajira aflora en las partes altas de la serranía de Perijá y se hace más delgada o desaparece hacia su extremo norte. Según este mismo autor, la secuencia alcanza 1.600 m de espesor.

En el mapa que acompaña el presente informe, la Formación Río Negro en la zona de Perijá se presenta en conjunto con el Grupo Cogollo y la Formación La Luna.

Está constituida por una acumulación de areniscas arcósicas, en parte conglomeráticas. Las areniscas de grano grueso forman capas gruesas y están intercaladas con areniscas de grano fino y cantidades menores de limolitas y *shales* arenosos. Es común la presencia de estratificación cruzada en las capas de materiales más gruesos.

La Formación Río Negro descansa sobre las capas rojas de la Formación La Quinta y está suprayacida por rocas del Grupo Cogollo.

2.3.32.1 Edad y correlaciones

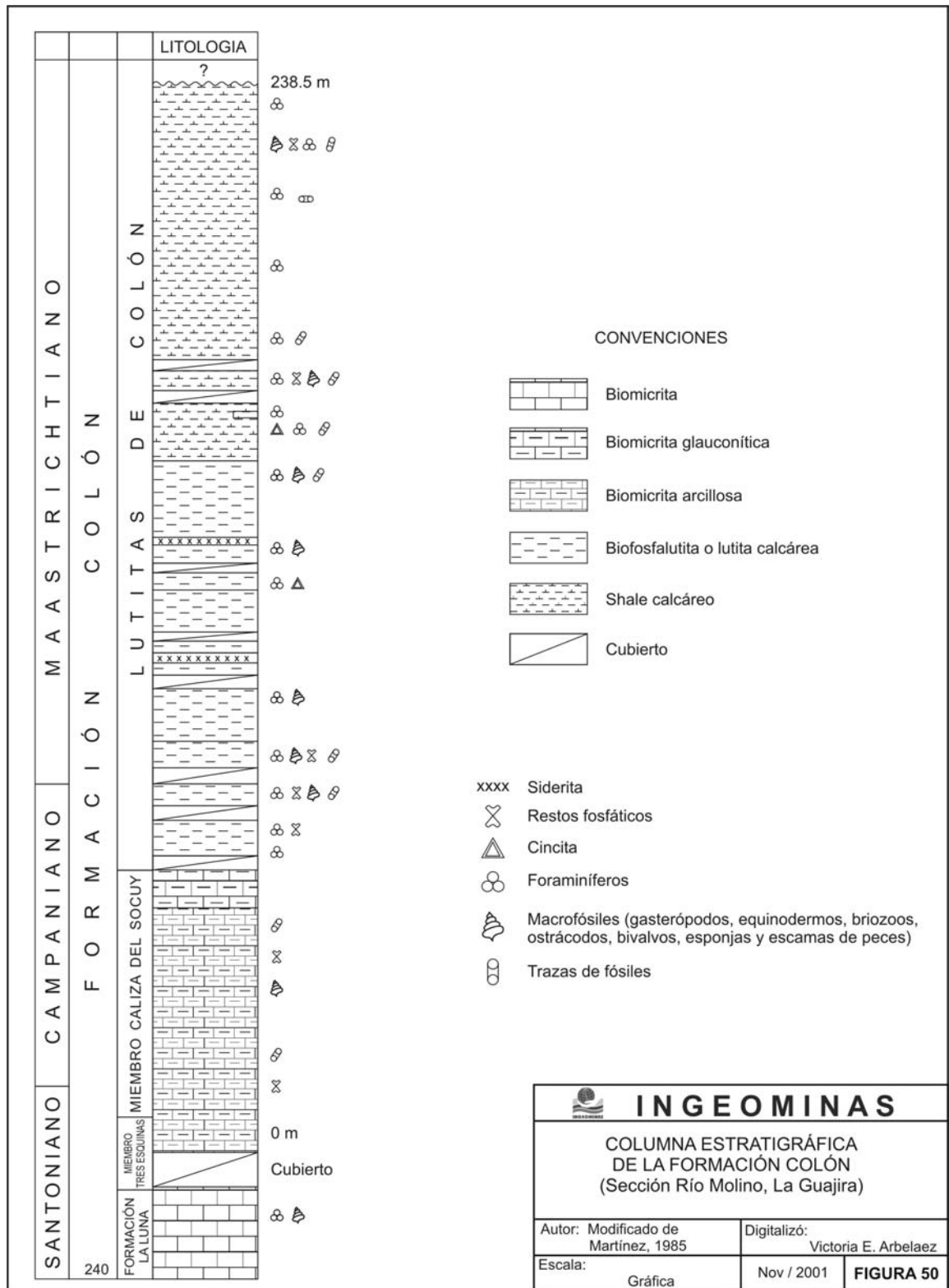
No se han encontrado fósiles en la Formación Río Negro en Venezuela, pero por su posición estratigráfica ha sido asignada al Aptiano inferior y Barremiano - Neocomiano (Julivert, 1968). No se han establecido correlaciones con esta formación.

2.3.33 Formación Colón (K₂cl)

Esta unidad fue definida POR los geólogos del Grupo Shell y toma su nombre de la población de Colón en Venezuela (Julivert, 1968). Hedberg & Sass (1937, en Julivert, 1968) localizan la sección tipo de esta formación al norte de Colón, a lo largo del río Lobaterita. Tschanz *et al.* (1969b) utilizan el nombre de Formación Molino para agrupar las rocas que hacen parte de la Formación Colón, pero en el presente informe se conservará el nombre de Formación Colón, ya que el nombre de Formación Molino presenta ciertas dificultades. El límite inferior de la Formación Colón lo constituye la parte superior de la Formación La Luna. Según Kehrer (1937), el espesor de la Formación Colón en la localidad tipo es de 600 m, mientras que para Sutton (1946) es de 900m; según Notestein *et al.* (1944), varía entre 215 y 460 m, y Miller (1960) indica que la Formación Colón - Mito Juan en la serranía de Perijá es de 700 m (Julivert, 1968).

Esta unidad aflora en el departamento a lo largo del valle del Cesar - Ranchería hasta la Falla Oca al norte. Está constituida por lutitas oscuras ricas en pirita, margas y algunas capas de caliza. Ha sido separada por algunos autores en tres miembros (Sellier De Civrieux, 1952; Stainforth, 1962; Martínez, 1985): Tres Esquinas, Caliza Socuy y Lutitas o *shales* calcáreos.

En el Departamento de La Guajira, a lo largo del río Molino, aflora una sección incompleta de 238 m espesor de esta unidad (Martínez, 1985), donde hacia la base se presenta la parte más superior del Miembro Tres Esquinas (Figura 50), constituido por calizas biomicríticas glauconíticas, con foraminíferos, trazas de fosfatos, pirita euhedral, dolomita, cuarzo, feldespato potásico y moscovita. El Miembro Caliza de Socuy está constituido por calizas biomicríticas de color gris verde oliva, laminadas, con partición fisil a *flaggy*, rara vez en plaquetas, con algo de bioturbación, fosilíferas con foraminíferos y bivalvos, y presencia de trazas fosfáticas y glauconíticas, y algo de cuarzo; se presentan en capas de 90 cm hasta 3 m de espesor, con algunos niveles ricos en nódulos de pirita de 2 cm de diámetro. La parte superior de la formación está constituida por margas de color gris verde oliva, fisiles a *flaggy*, con laminación no paralela discontinua a bioturbada, con foraminíferos planctónicos y bentónicos, trazas de feldespato potásico, limolitas rojas y, en menor proporción, vulcanitas y metamorfitas; se presenta, además, pirita framboidal, cincita, glóbulos carbonosos y glauconita, y algunos niveles intercalados de siderita y nódulos con diámetros hasta de 10 cm de la misma composición. La parte superior de la secuencia se encuentra truncada por la Falla Cerrejón. La Formación Molino descansa conforme sobre la Formación La Luna.



2.3.33.1 Origen

Según Martínez (1985), las calizas del Miembro Tres Esquinas se depositaron en un ambiente marino anóxico post-óxico, en el límite superior de la zona de oxígeno mínimo, con baja sedimentación y enriquecido en potasio, el cual permitió la formación de glauconita; además, sugiere que la presencia de cuarzo y material terrígeno indican un gradiente en dirección NW-SE del contenido de fósforo, velocidad de sedimentación, bioturbación y contenido de oxígeno. Las calizas del Miembro Socuy se depositaron en un ambiente de plataforma exterior a talud superior, en condiciones de aumento de oxígeno, con una sedimentación intermitente por flujos de gravedad que permitieron la oxigenación de las aguas y los cortos períodos de bioturbación o por el depósito intermitente de flujos de masa en ambientes disaróbicos, en un ambiente.

Según este mismo autor, las lutitas superiores de la Formación Colón indican un cambio en las condiciones tanto de oxigenación del fondo marino como en el aporte terrígeno, debido a la presencia de abundantes foraminíferos, briozoos, esponjas, bivalvos y de cuarzo, feldespato y fragmentos de roca, así como la presencia de capas y nódulos de siderita que indican aguas ricas en hierro, proveniente tal vez de los fragmentos de limolitas rojas, que permitió el depósito en un ambiente de plataforma inferior a talud superior.

2.3.33.2 Edad y correlación

El alto contenido de foraminíferos en esta formación como *Pullenia* cretacea, *Gyroidina* globosa, *Shiphogenerinoides* cretacea para la parte inferior de la formación y *S. Bramlettei*, *Allomorphina* velascoensis, *Pseudoglandulina* lagenoides y *Planulina* correcta, entre otros, para la parte superior, permiten asignar una edad Campaniano tardío o Maastrichtiano temprano para la Formación Colón (Julivert, 1968).

2.3.34 Formación Hato Nuevo (K₂hn)

La Formación Hato Nuevo fue denominada por geólogos del petróleo, a partir de afloramientos en el lado oriental del valle del río Ranchería, cerca a la población de Hato Nuevo. Aflora a lo largo del lado occidental del valle de Ranchería. El cinturón de afloramientos se extiende por más de 55 km, desde San Juan del Cesar hacia la Falla Oca al norte y no aflora al norte de la Falla Oca. El espesor de la Formación Hato Nuevo varía entre 350 y 410 m; esta variación se debe probablemente a los contactos inconformes de la unidad (Tschanz *et al.*, 1969b).

Las capas basales están constituidas por *shales* arenosos glauconíticos, los cuales gradan hacia arriba a limolitas micáceas de color gris claro con capas más oscuras de arcillolitas. Sobre éstas se presentan intercalaciones delgadas de capas grises y blancas de calizas fosilíferas y *shales* calcáreos oscuros. Las calizas superiores son arenosas y corresponden a facies de aguas marinas someras (Tschanz *et al.*, 1969b).

Esta unidad reposa discordantemente sobre la Formación Colón.

2.3.34.1 Edad y correlación

La edad de la Formación Hato Nuevo es cretácica tardía o paleocena. Las calizas en la Formación Hato Nuevo son parte de las facies de calizas de ambiente marino somero de la Formación Guararé, en el noroeste de la cuenca de Maracaibo y en la serranía de Perijá (Tschanz *et al.*, 1969b).

2.3.35 Rocas sedimentarias eocenas (E_{2s})

Las rocas sedimentarias eocenas en el Departamento de La Guajira incluyen las formaciones Manantial del Eoceno inferior, Cerrejón del Eoceno inferior al Eoceno medio y Aguas Nuevas descrita por Hubach & Alvarado (en Tschanz *et al.*, 1969b). Adicionalmente, dos unidades locales afloran al norte de Cerrejón, las cuales posiblemente están sobre la Formación Aguas Nuevas (Tschanz *et al.*, 1969b). Estas unidades se describen en este informe, pero se agrupan en el mapa con el símbolo Pge.

2.3.35.1 Formación Manantial

La Formación Manantial fue descrita inicialmente por geólogos del petróleo, cerca del pueblo de Manantial (Tschanz *et al.*, 1969b). La primera referencia que se tiene es la que figura en el Mapa Geológico de la Sierra Nevada de Santa Marta (Tschanz *et al.*, 1969a). Su nombre deriva de la localidad Manantial, al norte del arroyo Aguas Nuevas. Aflora en La Guajira a ambos lados del valle de Ranchería, al norte de Papayal.

La base de la Formación Manantial es la parte superior de la última capa de caliza arenosa de la Formación Hato Nuevo. El techo está marcado por calizas fosilíferas con escasa glauconita, de colores blanco a amarillo. El espesor de la formación varía entre 150 y 170 m, pero es de esperar grandes cambios, debido a sus contactos inconformes (Tschanz *et al.*, 1969b).

La formación está constituida principalmente por areniscas de grano fino, de color blanco a gris claro, con marcada laminación de material carbonoso, impresiones de hojas, e intercalaciones frecuentes de areniscas calcáreas oscuras, *shales* arenosos y *shales* laminados micáceos (Tschanz *et al.*, 1969b).

2.3.35.1.1 Edad y correlación

La Formación Manantial es considerada del Eoceno inferior por geólogos del petróleo, pero podría ser del Paleoceno en parte (Tschanz *et al.*, 1969b).

La litología de la Formación Manantial se asemeja a la de la Formación Marcelina, que aflora al noroeste de la cuenca de Maracaibo y a las formaciones Barco y Los Cuervos en la parte suroeste de la cuenca de Maracaibo. Todas estas unidades corresponden a sedimentos de aguas someras del Paleoceno o Eoceno inferior (Tschanz *et al.*, 1969b).

2.3.35.2 Formación Cerrejón

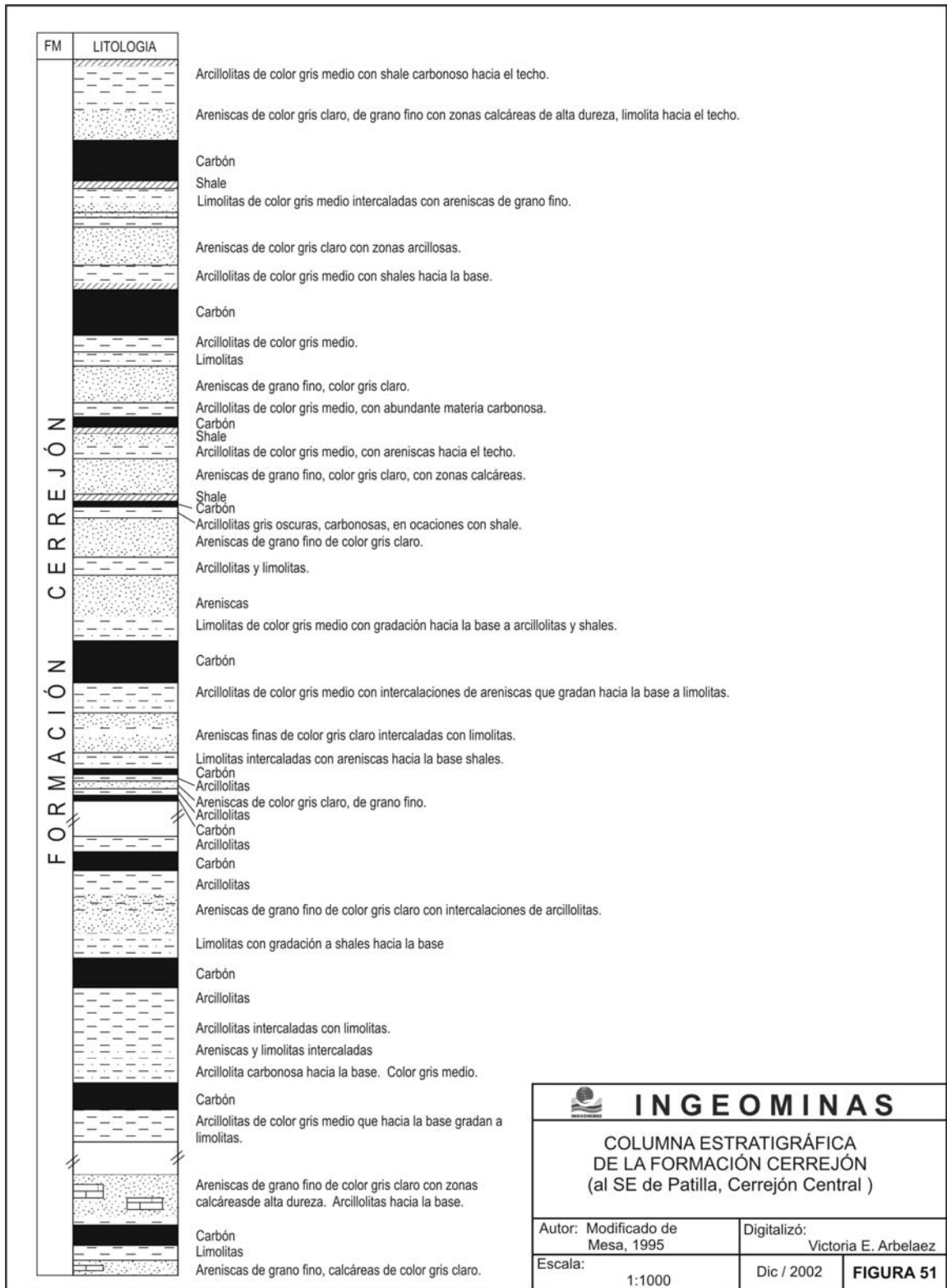
El nombre de Formación Cerrejón fue introducido inicialmente por Oppenheim (1941). Van der Hammen (1958) cree que el autor del nombre puede ser Notestein, de acuerdo con un informe inédito que data de 1929 (de Porta, 1974). Posteriormente, Hubach & Alvarado (1947, informe inédito) la llamaron Formación Septarias.

El nombre se deriva del cerro Cerrejón, en el borde occidental de la serranía de Perijá y sus afloramientos solamente se encuentran en el valle del río Ranchería, desde Fonseca hacia el norte, más allá de la Falla Oca. Rocas equivalentes afloran en la región de Guasaré de Venezuela. El espesor de la Formación Cerrejón es del orden de 1.320 a 1.500 m en el área carbonífera de El Cerrejón (Tschanz *et al.*, 1969b). Henao (1951, en Tschanz *et al.*, 1969b) asigna un espesor que varía entre 900 y 1.100 m. Posteriormente, Radelli (1967, en de Porta, 1974) asigna a esta formación un espesor de tan solo 400 m para la cuenca de Cerrejón.

La Formación Cerrejón consiste de areniscas de grano fino y *shales*, *shales* limolíticos, *shales* arenosos, mantos de carbón y delgadas capas de calizas en la parte media de la unidad. Los primeros 640 m de la secuencia están constituidos por areniscas micáceas de color amarillo, gris y blanco, con abundantes partes carbonosas y micáceas de colores grises oscuros, y *shales* carbonáceos, *shales* limosos, *shales* arenosos y mantos de carbón. Sulfuros son localmente abundantes en la parte inferior y media de la formación, e incluye calcopirita, pirita y marcasita (Tschanz *et al.*, 1969b) (Figura 51).

La parte superior de la formación es rojiza, excepto cerca de las capas de carbón. La arenisca típica es de grano muy fino, bien estratificada y laminada, y presenta intercalaciones de *shales* arcillosos y limosos de tonos amarillentos, rojizos, grises y verdosos. La parte más superior tiene 110 m, está compuesta principalmente por *shales* arcillosos de color rojo oscuro con algunas capas de colores grises y verdes. Los siguientes 350 m consisten de intercalaciones de areniscas de grano fino y *shales* de colores rojos y amarillos (Tschanz *et al.*, 1969b).

Ronderos (1957) transcribe unos datos inéditos de Henao (1951, en Tschanz *et al.*, 1969b), donde este autor indica que la formación corresponde a una facies deltaica, subacuática (de Porta, 1974).



2.3.35.2.1 Edad

Oppenheim (1942) coloca esta formación en el Eoceno y posteriormente van der Hammen (1958, en de Porta, 1974) determina que palinológicamente la unidad corresponde al Eoceno inferior en su parte baja y que por encima se encuentra el Eoceno medio y superior, pero no describe el registro fósil con el cual obtuvo esta información (de Porta, 1974).

Algunos geólogos del petróleo, con base en el contenido fosilífero, consideran que la Formación Cerrejón es de edad eocena temprana a media, mientras que Hubach & Alvarado (1947), según la fauna encontrada en calizas, la consideran una edad entre paleocena y eocena tardía. Tschanz *et al.* (1969b) aceptan la edad de los geólogos del petróleo como eocena media a temprana.

2.3.35.2.2 Correlación

Mutis (1957, en de Porta, 1974), considera que la Formación Cerrejón puede ser equivalente a la Formación Los Cuervos de la región del Catatumbo. Van der Hammen la correlaciona palinológicamente con la Formación del Catatumbo (de Porta, 1974). Tschanz *et al.* (1969b) correlaciona esta unidad con las rocas sedimentarias que afloran en el área de Guasaré en Venezuela, adicionalmente, consideran que es similar a la Formación Santa Cruz y la Formación Mostrencos en Venezuela.

2.3.35.3 Formación Aguas Nuevas

La Formación Aguas Nuevas fue definida de manera informal por Hubach & Alvarado (1947, informe inédito), en el arroyo Aguas Nuevas, afluente del río Ranchería, cerca de Saharita. La sección tipo se encuentra entre Casa de Pinto y Corozal. Esta unidad no tiene una exposición mayor a 400 m y las complicaciones estructurales dificultan la estimación del espesor (Tschanz *et al.*, 1969b).

El miembro basal de la Formación Aguas Nuevas corresponde a 20 m de areniscas conglomeráticas, que contienen cantos de cuarzo y chert oscuros. Ronderos (1957) describe estas areniscas como areniscas de grano grueso a medio, con clastos de cuarzo bien redondeados hasta de 4 cm de diámetro. Sobre estas areniscas reposan areniscas duras, micáceas de color amarillo grisáceo, con algo de glauconita e intercalaciones de *shales* arcillosos de color rojo (Tschanz *et al.*, 1969b).

Son frecuentes las areniscas arcósicas, *shales* arenosos y areniscas; algunas de ellas yesíferas. Calizas impuras aparecen ocasionalmente como lentes, al igual que capas de carbón (Tschanz *et al.*, 1969b).

Esta unidad reposa de manera inconforme sobre la Formación Cerrejón (Tschanz *et al.*, 1969b).

2.3.35.3.1 Edad y correlación

No se conoce la edad de esta formación, pero probablemente es eocena media a tardía. La Formación Aguas Nuevas es correlacionable con parte de la Formación Mostrenco en Venezuela (Tschanz *et al.*, 1969b).

3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

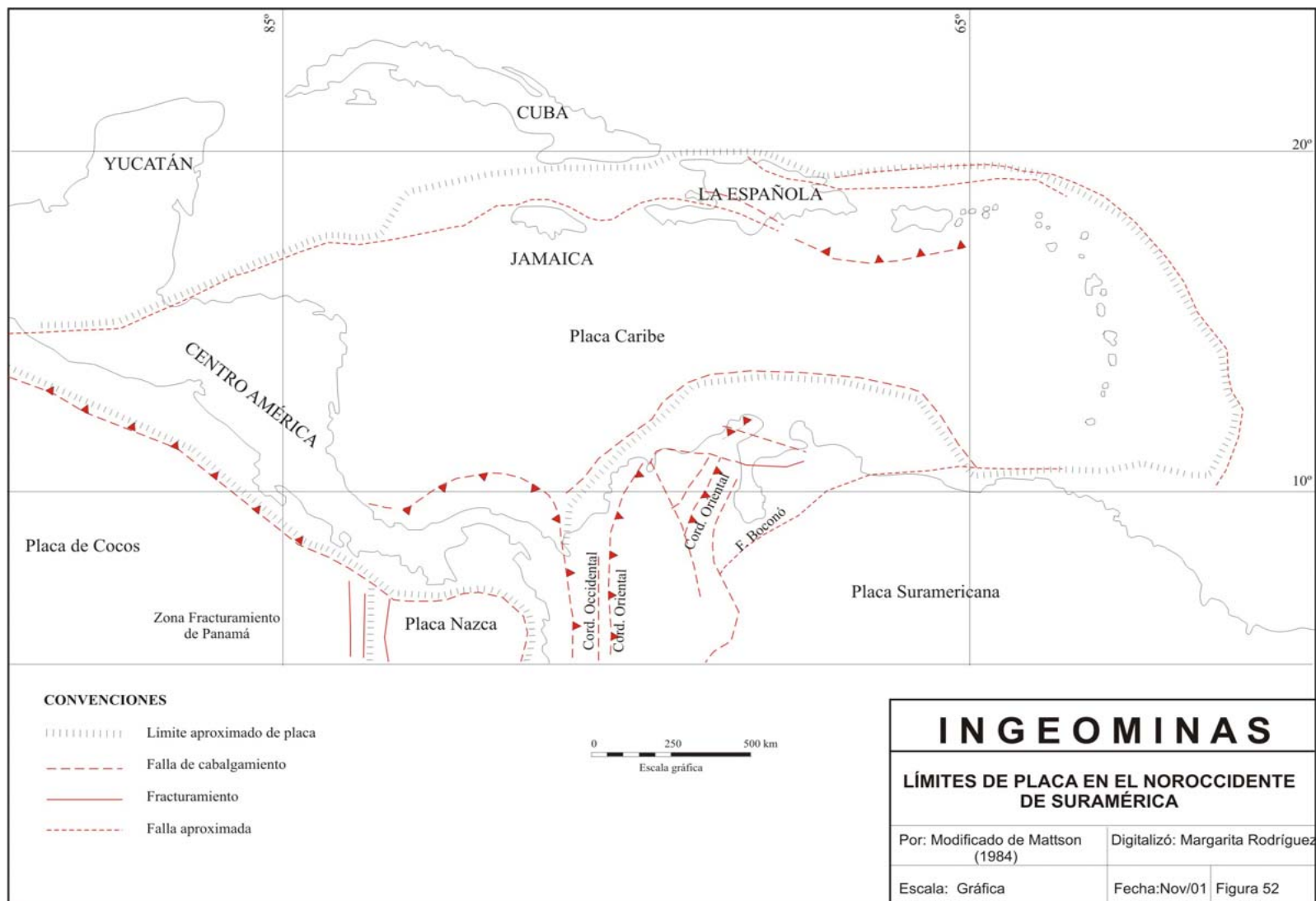
El Departamento de La Guajira se encuentra localizado en el extremo norte de Colombia, en el noroccidente de Suramérica, donde interactúan las placas Caribe y Suramérica; dicha interacción, sumada a los eventos orogénicos que han afectado el territorio colombiano, han causado que las unidades geológicas que afloran en el área presenten diferentes estilos estructurales relacionados a cada uno de dichos eventos, y la evolución estructural es compleja y ligada tanto a la del noroccidente de Suramérica como a la del Caribe (Figura 52).

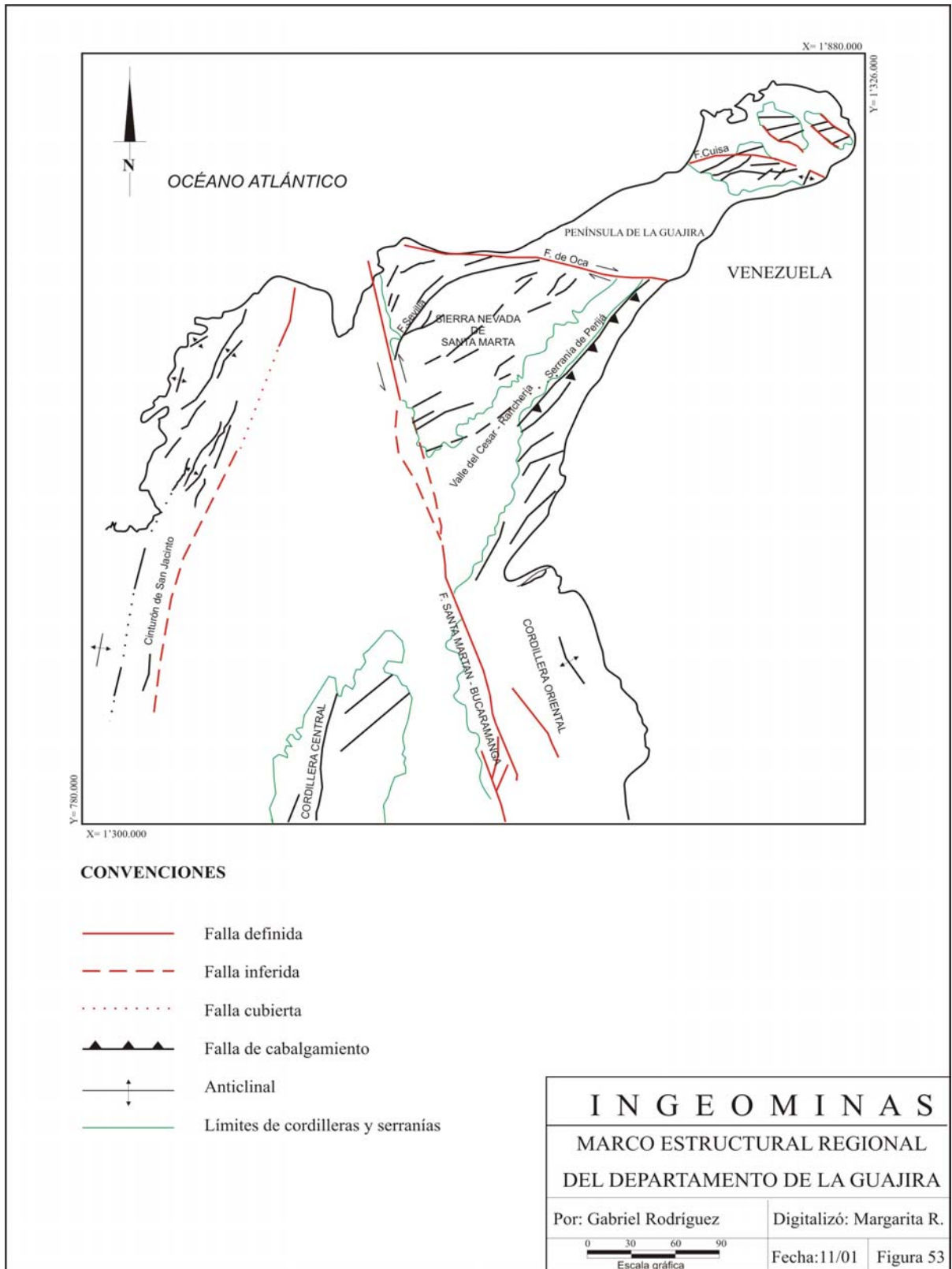
Las características estructurales presentes en el Departamento de La Guajira se relacionan con tres áreas separadas por grandes fallas, cada una de las cuales presenta una fisiografía propia resultante de la litología y de los eventos tectónicos: La región al norte de la Falla Oca que comprende la península de La Guajira, la región al sur de esta falla que corresponde a la Sierra Nevada de Santa Marta y la serranía de Perijá. En cada área se describen las estructuras principales y se hace una discusión general sobre la influencia que tienen en la geología del área (Figura 53).

Dos trenes estructurales dominan la tectónica regional de La Guajira y buena parte del norte de Suramérica:

Un tren regional de dirección N-NE a NE, presente a todo lo largo de Los Andes de Colombia, el cual a la altura de Pailitas (Cesar) se arquea en dirección NE, para continuar con esta tendencia hasta la Alta Guajira. Las estructuras tectónicas regionales y las unidades litológicas siguen este tren estructural. En La Guajira las evidencias superficiales indican que las fallas de este sistema fueron activas hasta finales del Cretácico y principios del Paleógeno.

Un tren estructural E-W a NW-SE compuesto por fallas de movimiento dextral con una importante componente vertical, se caracteriza por cortar y desplazar el tren regional N-NE a NE, y la estructura más importante de este sistema es la Falla Oca que representa el límite sur del sistema en Colombia. La influencia de los esfuerzos que generaron este tren estructural se extiende hacia el sur a lo largo de la Falla Santa Marta - Bucaramanga. En la península de La Guajira el tren E-W a NW-SE causa el levantamiento, hundimiento y desplazamiento de los bloques que forman las serranías de Cosinas, Simarúa, Jarara y Macuira, además del levantamiento de la Sierra Nevada de Santa Marta y el truncamiento de la serranía de Perijá (Figura 53). Este tren estructural tuvo su mayor actividad durante el





Eoceno temprano Oligoceno, y probablemente se formó como resultado del rozamiento y del choque de la Placa Caribe contra la Placa Suramericana.

La información básica, para la descripción de las estructuras se extrae de los trabajos de MacDonald (1964), Lockwood (1965), Rollins (1965), Álvarez (1967), Tschanz *et al.* (1969), Forero (1972), Ujueta & Llinás (1990) y otros que se mencionan a lo largo del texto.

3.1 PENÍNSULA DE LA GUAJIRA

En la península de La Guajira se reconocen dos estilos estructurales generales de diferente edad, representados por fallas de dirección N-NE a NE que corresponden a fallas de cabalgamiento y normales, cortadas y desplazadas por un sistema de fallas de dirección E-W a NW-SE, y que conservan el tren estructural regional a lo largo de la península de La Guajira, en la Sierra Nevada de Santa Marta, en la serranía de Perijá y probablemente corresponde en el sur con la tendencia estructural regional de las fallas y unidades litológicas de las cordilleras Central y Oriental de dirección N-NE; estas estructuras se formaron a partir de un ambiente tectónico compresivo que actuó a lo largo del límite noroccidental de la Placa Suramericana antes del Oligoceno. Las fallas de dirección E-W son más jóvenes que el sistema regional N-NE y producen un movimiento compuesto tanto en el rumbo como en la vertical, son responsables del levantamiento, hundimiento y desplazamiento horizontal hacia el este de los bloques que conforman las diferentes serranías de la península de La Guajira, la terminación de la serranía de Perijá y en parte el levantamiento de la Sierra Nevada de Santa Marta; las fallas más sobresalientes de este sistema son las fallas Cuisa y Oca, esta última responsable en parte del levantamiento y rotación hacia el este del bloque compuesto por la Sierra Nevada de Santa Marta y la península de La Guajira (Figura 54).

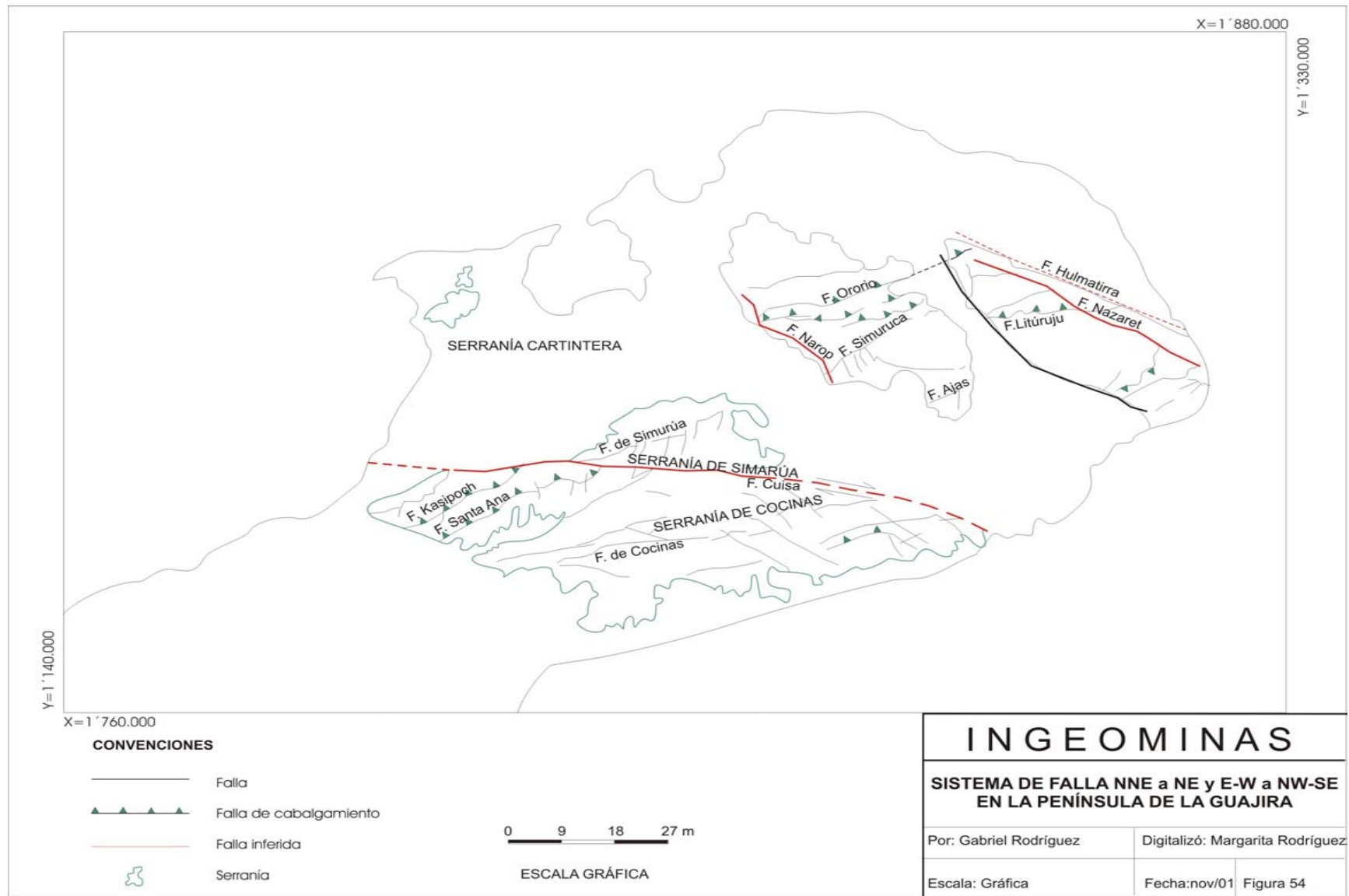
3.1.1 Fallas de dirección N-NE a NE

Dentro del sistema de fallas de dirección N-NE se destacan, en la península de La Guajira, las fallas de Ororio, Yaurama, Iituraju, Alas, Uraitchipa, Simarúa, Kasipoch, Santa Ana, Puralapo y Cosinas.

3.1.1.1 Falla Ororio

Esta estructura fue descrita por MacDonald (1964) en la parte más noroccidental de la península (serranía de Macuira), posteriormente fue utilizado este nombre para la continuación de la falla en la serranía de Jarara por Lockwood (1965). El nombre fue tomado de la localidad de Ororio en la serranía de Macuira. Topográficamente la traza de falla se expresa como una depresión angosta en la parte central de la serranía de Jarara a lo largo del arroyo Mastalo.

Corresponde a una falla de cabalgamiento, con dirección N65°E e inclinación entre 40-45° hacia el noroeste, que es mayor a 65° al sur del cerro Ruma. Tiene una extensión aproximada de 33 km y se desconoce la magnitud de su desplazamiento. Esta estructura



pone en contacto las filitas de la Formación Etpana (equivalente a la Formación Paráuinkrein de MacDonald (1964), en la serranía de Macuira), con la Formación Jarara infrayacente; además, cerca de su traza, en la Formación Etpana (Formación Paráuinkrein) se presentan cuerpos de serpentinita incluidos dentro de filitas y cuerpos dispersos de areniscas conglomeráticas cuarzosas, así como esquistos verdes dispersos en la superficie de la falla (MacDonald, 1964). Es notorio a lo largo de su traza, en la serranía de Jarara, encontrar una pequeña franja de filitas y esquistos intensamente deformados y cizallados de amplitud variable, así como la presencia de numerosos pliegues de arrastre que indican movimientos de tipo inverso a lo largo de la falla (Lockwood, 1965).

Las fallas satélites que se presentan al sur de la Falla Ororio no tienen una expresión topográfica importante ni zonas de cizallamiento amplias y fueron dibujadas para explicar cambios súbitos en el tren estructural del área; además, muchas de las fallas de cabalgamiento en esta zona no están representadas en el mapa geológico, y es tentativa la cartografía de las fallas (Lockwood, 1965).

Lockwood (1965) considera que el cabalgamiento a lo largo de esta falla ocurrió antes del metamorfismo regional o durante el estado tardío de metamorfismo, el cual ocurrió durante el Cretácico tardío al Paleógeno temprano y encuentra en la serranía de Jarara cuerpos elipsoidales de serpentinita y gabro, especialmente en el lado oriental de la falla (Formación Etpana), aunque también se presentan en el lado occidental al sur del cerro Ruma, pero en menor cantidad. Estos cuerpos se caracterizan por estar intensamente cizallados, con desarrollo de foliación milonítica en el sentido del plano de falla.

3.1.1.2 Falla Iitujuru

Esta estructura fue definida por MacDonald (1964) en la serranía de Macuira y su nombre viene del cerro Iitujuru. Se presenta en la parte central de la serranía y corresponde a una falla de cabalgamiento con dirección aproximada N80°E, inclinación de 25° hacia el norte y una extensión de 18 km, aproximadamente. Su trazo es truncado y desplazado por fallas del sistema E-W, como la Falla Nazareth. El desplazamiento de los bloques a lo largo de la falla se desconoce.

La Falla Iitujuru pone en contacto rocas de la Formación Paráuinkrein de edad cretácica tardía con rocas de la Formación Macuira del pre Mesozoico (MacDonald, 1964). Cuerpos lenticulares erráticos de calizas con amonites deformadas se encuentran a lo largo de la zona de falla.

3.1.1.3 Falla Uraitchipa

Esta falla fue cartografiada por MacDonald (1964) al oriente de la serranía de Macuira, su nombre proviene del cerro Uraitchipa. Corresponde a una falla de cabalgamiento, de tendencia N30-40°E e inclinación de 30 a 40° hacia el sureste, con una extensión aproximada de 10 km, se desconoce la magnitud del movimiento de la falla.

Pone en contacto las formaciones Uipana y La Quinta del Triásico, con la Formación Macuira de edad premesozoica. Las rocas sedimentarias en las vecindades del plano de

falla están perturbadas y con frecuencia se encuentran lentes dispersos de brecha masiva a lo largo de éste, que alcanzan tamaños hasta de 1,5 km y un espesor menor de 100 m, constituidos por fragmentos de cuarzo deformados y fracturados, y de rocas cuarzo feldespáticas con venas de calcita, rodeados por una matriz de grano fino constituida por cuarzo, calcita y clorita (MacDonald, 1964). La Falla Uraitchipa esta truncada por fallas de alto ángulo del sistema E-W.

3.1.1.4 Sistema de Fallas de Alas

Fue definido por Lockwood (1965) en la serranía de Jarara, su nombre proviene del caserío de Alas, localizado 2 km al sureste del cerro Auánehu. El Sistema de Fallas de Alas se encuentra en la parte suroriental de la serranía de Jarara, consiste de un sistema de fallas de cabalgamiento subparalelas, imbricadas, bien desarrolladas, con dirección preferencial N70°E y sus planos se encuentran inclinados entre 10° y 45° hacia el oeste, con una extensión de 5 km, aproximadamente (Lockwood, 1965).

El Sistema de Fallas de Alas pone a cabalgar neises del Grupo Macuira del pre Mesozoico sobre rocas metasedimentarias de bajo grado de edad incierta. A lo largo de su traza se divide en dos o más fallas paralelas, las cuales localmente están cortadas en segmentos por fallas menores del sistema E-W. En algunas áreas se presentan zonas amplias de neises alterados, mientras en otras partes, la falla presenta un contacto neto entre los neises del Grupo Macuira, y margas y filitas del área de Alas de edad incierta, que están separados por una zona de cizalladura de unos pocos metros de espesor, caracterizada por una alta alineación subperpendicular a la falla. Adicionalmente se presentan pliegues de arrastre que indican que las rocas cabalgaron hacia el sur o sureste (Lockwood, 1965).

La falla de cabalgamiento de Alas corta rocas del Cretácico Inferior y está cubierta de manera inconforme por calizas del Paleógeno, es paralela a la Falla Ororio, localizada 20 km al norte, y tiene el mismo sentido de movimiento. Ambas fallas posiblemente fueron formadas en el mismo fenómeno compresivo, durante los eventos tardíos del metamorfismo regional del Cretácico tardío o el Paleógeno (Lockwood, 1965).

3.1.1.5 Falla Santa Ana

Esta estructura fue definida por Álvarez (1967) en la serranía de Simarúa, y toma el nombre del cerro Santa Ana. Es una falla de cabalgamiento con dirección aproximada N50°E, que buza alrededor de 15° hacia el noroeste (Álvarez, 1967), con una extensión aproximada de 20 km; cabalga rocas metamórficas de edad premesozoica del Grupo Macuira sobre rocas sedimentarias de la Formación Poschachi de edad cretácica temprana. Al norte es truncada por la Falla Cuisa, del sistema de fallas E-W. Se desconoce la magnitud del desplazamiento.

3.1.1.6 Falla Kasipoch

Fue definida por Álvarez (1967) y se presenta en el suroccidente del área de Simarúa. La falla tiene una dirección N60°E, con inclinación del plano de falla hacia el noroeste y una

extensión aproximada de 20 km. Se identifica fácilmente en fotografías aéreas, pero difícilmente en campo; evidencias de su presencia son algunos espejos de falla, paralelos a la foliación del Grupo Macuira, los cuales indican que ha tenido desplazamientos inversos a lo largo de su plano, que afectan el Grupo Macuira, pero se desconoce la magnitud del desplazamiento.

3.1.1.7 Falla Puralapo

MacDonald (1964) menciona esta falla como uno de los rasgos estructurales pre Paleógeno - Neógeno, que limitan al noroeste la Fosa de La Guajira y se localiza en el lado occidental de la serranía de Cosinas.

La Falla Puralapo tiene una tendencia general N60°E y su extensión es aproximadamente de 18 km; el extremo suroccidental está cubierto por sedimentos cuaternarios y el extremo noreste truncado por la Falla Cuisa. Irving (1972), en el mapa geológico de la península de La Guajira, ilustra el movimiento de la falla con el bloque occidental levantado y el bloque oriental hundido. Muy probablemente esta falla buza al noroccidente y hace parte del tren estructural regional N-NE paralelo a las fallas Santa Ana y Kasipoch, las cuales tienen un movimiento inverso.

La Falla Puralapo limita por el oriente rocas de posible edad precámbrica, Leucogranito de Jojoncito y el Grupo Macuira, y pone en contacto rocas del Jurásico y Cretácico (formaciones Jipi y Palanz, respectivamente).

3.1.1.8 Falla Simarúa

Esta estructura fue sugerida por Álvarez (1967), al tratar de correlacionar las rocas de las serranías de Simarúa y Jarara. La Falla Simarúa tiene una dirección N60°E y una extensión de 26 km en la serranía de Simarúa; fue trazada por Álvarez (1967), al considerar las características litológicas a lo largo de su traza, que coloca en contacto neises y filitas con diferente grado de metamorfismo; además, se presenta metamorfismo retrógrado en una zona amplia de 2 km y algunos cizallamientos.

La Falla Simarúa pone en contacto, en la serranía de Simarúa, filitas de la Formación Jarara de edad cretácica con neises del Grupo Macuira de edad premesozoica, a partir de una zona estrecha de cizalladura de 10 m, donde se pasa del neis a la filita (Álvarez, 1967). Lockwood (1965) describe este mismo contacto entre las rocas de la Formación Jarara y los Esquistos de Jutúruhu, en el margen sur de la serranía de Jarara, marcado por considerables cizallamientos y mezclas locales tectónicas de filitas y esquistos en un intervalo de 3 m, además, encuentra que el contacto está marcado por la transición brusca de facies metamórficas esquistos verdes a anfibolita. En las serranías de Jarara y Macuira se considera que el contacto es fallado entre la Formación Jarara y el Grupo Macuira, y este contacto es la continuación de la Falla Simarúa, de acuerdo con las descripciones de Lockwood (1965) y MacDonald (1964), descritas en el capítulo de estratigrafía.

3.1.1.9 Sistema de Fallas de Cosinas

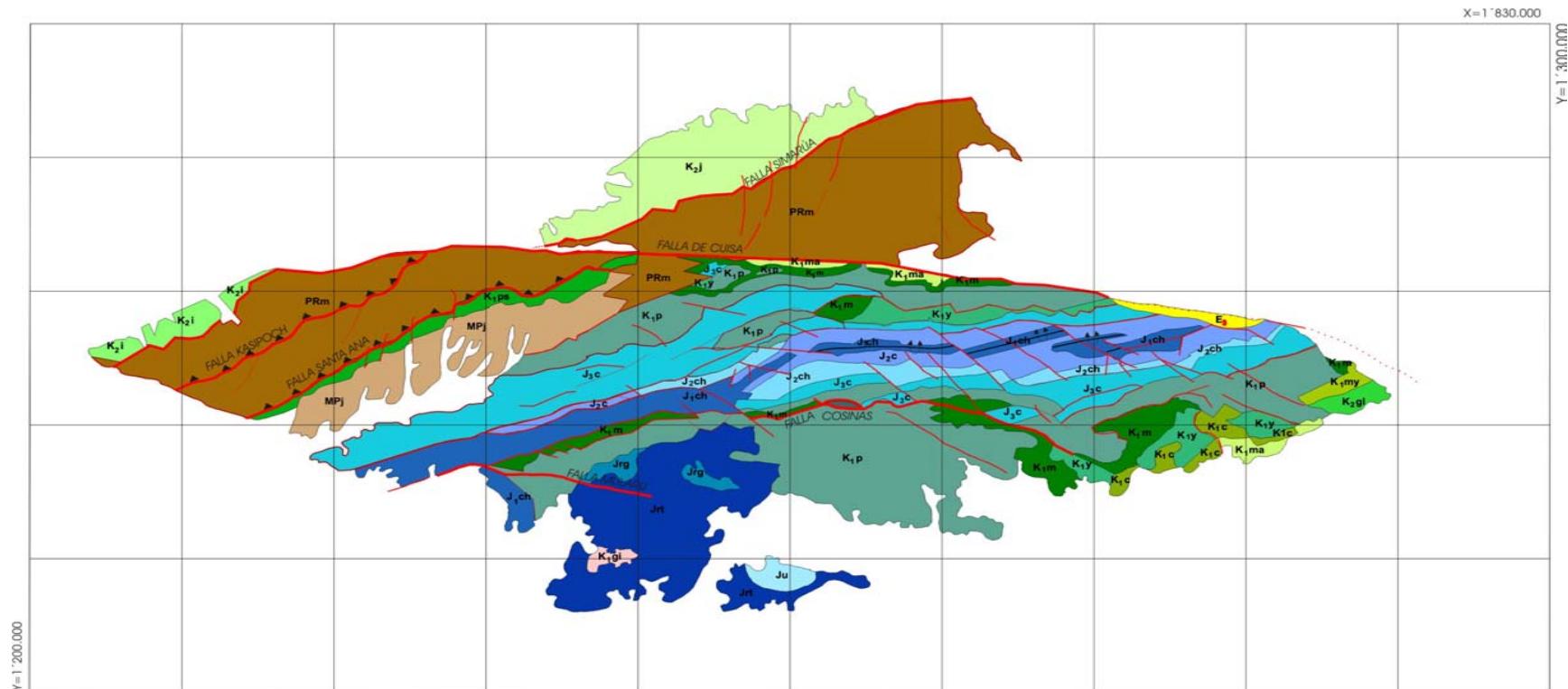
Renz (1956) define el Sistema de Fallas Cosinas como transcurrente, con dirección general N85°E, y desconoce su inclinación. Posteriormente, Rollins (1965) analiza la parte estructural del área de Cosinas y considera que el Sistema de Fallas Cosinas corresponde a un tren estructural de cabalgamiento longitudinal. Esta estructura se localiza en la parte suroriental del área de Cosinas, el extremo occidental de la falla está cubierto por sedimentos aluviales recientes y el extremo oriental está cubierta por calizas del Oligoceno.

En este trabajo se considera que el Sistema de Fallas Cosinas hace parte del tren estructural regional N-NE a N-E, que se trata de una falla de cabalgamiento, pero debido a la rotación y la deformación del bloque Cosinas, limitado por las fallas de Puralapo y Cuisa, el tren estructural regional ha adoptado una tendencia N85°E, como se observa en la dirección general que tienen las unidades litológicas y las estructuras de falla y plegamiento y la deformación causada al bloque por las fallas de dirección NW que deforman el bloque en sentido E-SE (Figura 55).

El Sistema de Fallas Cosinas está compuesto por numerosas fallas subparalelas, que tienen una extensión aproximada de 60 km, con tendencia general hacia el E o levemente hacia el NE. La inclinación de las fallas no ha sido observada, pero arbitrariamente se ha representado como cercana a la vertical. Aunque Renz (1956, en Rollins, 1965) indicó que la Falla Cosinas es de tipo transcurrente, las evidencias de campo sugieren que el movimiento de rumbo es menor y que su mayor movimiento se dio a lo largo del buzamiento y ocurrió durante la fase final de deformación.

La tendencia promedio del Sistema de Fallas Cosinas es N84°E, paralelo al eje del pliegue que se encuentra entre la Falla Cuisa y el Sistema de Fallas Cosinas que afecta rocas jurásicas y cretácicas (Figura 55). Cortando este sistema hay un conjunto de fallas de rumbo con movimiento lateral derecho y tendencia promedio N58°W y un conjunto de fallas menores con tendencia N16°E y movimiento de rumbo lateral izquierdo, formados en una fase posterior (Rollins, 1965); ambos conjuntos deforman el tren regional N-NE a N-E y lo rotan hasta quedar en dirección aproximada N84°E.

El bloque limitado por la Falla Cuisa y el Sistema de Fallas Cosinas está fuertemente deformado y fracturado en el extremo nororiental, presenta un acortamiento en sentido NW-SE, representado no sólo por fallamiento, sino también por una estructura en anticlinal tumbado con vergencia de las capas hacia el norte, que se extiende por unos 20 km hasta chocar contra la Falla Cuisa al oriente (Figura 55). El tren estructural regional de las unidades y estructuras más antiguas, como la Falla Cosinas y el pliegue, fueron deformados, se doblaron hacia el este, cambiaron la dirección regional de las unidades y fallas de N50-60°E a N80°E, doblez que posiblemente fue el resultado de los esfuerzos generados por la Falla Cuisa sobre el bloque sur, y se formó un sistema de fallas cortas a manera de escamas con dextral. Al sur del Sistema de Fallas Cosinas, los pliegues son más suaves y amplios, lo que indica un menor esfuerzo compresivo. El bloque sur de la Falla



X=1'780.000

LEYENDA

- | | |
|---|---------------------------------------|
| E3: Formación Siamaná | K1gi: Granodiorita de Ipapure |
| K2gl: Formación Guaralamai-La Luna | J3c: Shale de Cuisa |
| K2i: Formación Ipanaruhu | J2ch: Formación Chinapa |
| K2j: Formación Jarara | J2c: Formación Cajú |
| K1ma: Formación Maraca | J1ch: Formación Cheterló |
| K1c: Formación Cogollo Inferior | Ju: Formación Uipana |
| K1y: Formación Yuruma Superior | Jrg: Formación Rancho Grande |
| K1my: Formación Moina-Yuruma | Jrt: Volcánico de La Teta |
| K1m: Formación Moina | MPj: Leucogranito de Jojoncico |
| K1ps: Formación Poschachi | PRm: Grupo Macuira |
| K1p: Formación Palanz | |

- Falla Aproximada
- Anticlinal invertido

INGEOMINAS

GEOLOGÍA DEL ÁREA DE COSINAS EN EL DEPARTAMENTO DE LA GUAJIRA

Fuente: Irvin, 1971

Digitalizó: Margarita R.

0 10 km
Escala gráfica

Fecha: 11/01 Figura 55

Cuisa y al oriente de la Falla Puralapo está rotado hacia el este, como lo indican las estructuras N-NE y la mayor deformación se presenta en el borde del bloque contra la Falla Cuisa.

Para Rollins (1965), la mayor parte de las estructuras pertenecientes al sistema de fallas longitudinales son de cabalgamiento de alto ángulo o fallas inversas presumiblemente relacionadas genéticamente.

3.1.2 Fallas de dirección E-W a NW-SE

Dentro del sistema de fallas con dirección E-W a NW-SE sobresalen las fallas de Huimatirra, Macuira, Narap, Cuisa y Oca (Figura 54). Este sistema, en general, corta el tren estructural regional N-NE a N-E y es el responsable de la elevación y desplazamiento de las serranías de Macuira, Jarara, Cosinas y de la Sierra Nevada de Santa Marta. Este sistema se caracteriza por tener fallas de alto ángulo con un importante movimiento vertical y algunas con un movimiento de rumbo lateral derecho.

3.1.2.1 Falla Macuira

Denominada por MacDonald (1964) Sistema de Fallas de Macuira, limita el lado suroeste de la serranía de Macuira, tiene dirección N40°W a N60°W, una extensión aproximada de 40 km (Figura 54).

MacDonald (1964) considera que se trata de una falla de buzamiento, con una componente de desplazamiento lateral izquierdo de aproximadamente 3 km, debido probablemente al levantamiento de casi 4 km del bloque nororiental de la falla. Se desconoce el desplazamiento lateral. Afecta las unidades sedimentarias del Oligoceno y el Mioceno y se encuentra localmente cubierta por depósitos recientes del Cuaternario.

3.1.2.2 Falla Nazareth

Esta estructura fue definida por MacDonald (1964) y se localiza en la parte septentrional de la serranía de Macuira, su trazo tiene una dirección preferencial N45°W y una extensión aproximada de 36 km (Figura 54).

Hace parte del sistema E-W a NW con un movimiento, según MacDonald (1964), lateral derecho desplazando la Falla Yaúrama unos 7 km. El bloque noreste de la falla descendió. Lockwood (1965) postula una edad cretácica tardía - paleógena para este sistema y MacDonald (1964) sugiere movimientos recientes de esta falla que han controlado el drenaje de algunos arroyos.

3.1.2.3 Falla Huimatirra

Estructura definida por MacDonald (1964), marca el límite noreste de las rocas precenozoicas que conforman la serranía de Macuira y hace parte del sistema de fallas E-W a NW que trunca el sistema estructural regional N-NE. Las fallas Macuira, Nazareth y

Huimatirra probablemente se formaron en el “Terciario medio” (MacDonald, 1964) (Figura 54).

3.1.2.4 Falla Narap

Fue definida por Lockwood (1965) en la serranía de Jarara y su nombre proviene del pueblo indígena de Narap, tiene dirección preferencial N60°W; con un desplazamiento alrededor de 3.500m en el sentido del buzamiento; está levantado el bloque norte con respecto al sur y su traza va a lo largo del margen suroccidental de serranía de Jarara en una extensión aproximada de 20 km (Figura 54). Los rasgos más sobresalientes de la falla corresponden a una zona de unos 25 m donde se presenta brechamiento y perturbación en la foliación, además de diques de pórfido dacítico de edad eocena media controlados en algunas áreas por diaclasas y pequeñas fallas paralelas a esta falla.

La Falla Narap muestra un importante desplazamiento en el basamento cristalino para luego desaparecer por debajo de las rocas sedimentarias del Paleógeno – Neógeno, lo que indica que la mayoría de los movimientos ocurrieron antes del depósito de estos sedimentos. Esta falla no sólo fue responsable del levantamiento del bloque que conforma la serranía de Jarara, sino también de la formación de la cuenca por donde penetró el mar a fines del Paleógeno y aparentemente produjo un mayor levantamiento del lado occidental de la serranía, evidenciado por el mayor relieve y por las diferencias de los sedimentos cenozoicos de la margen este y oeste. El fallamiento estuvo activo durante la depósito de sedimentos paleógenos y neógenos y después del depósito (Lockwood, 1965).

3.1.2.5 Falla Cuisa

Esta falla se extiende en dirección E-W a través de la parte norte de la península, corresponde al límite norte de la serranía de Cosinas, donde separa rocas metamórficas cretácicas, premesozoicas y sedimentos cenozoicos presentes en el bloque norte de la falla, de rocas metamórficas cretácicas, premesozoicas y sedimentos mesozoicos del área de Cosinas (figuras 54 y 55). La traza de la falla tiene una extensión aproximada de 80 km y se prolonga hacia el oriente a través del Golfo de Venezuela, cerca a la bahía de Cocinetas hasta el sureste de la península de Paraguaná (Rollins, 1965; Referencia Mapa Tectónico de Venezuela). El extremo occidental de la falla, en la península de La Guajira, está cubierto por depósitos recientes, y el extremo oriental, a pocos kilómetros del pueblo de Porchina, está cubierto por sedimentos del Oligoceno (Rollins, 1965).

Raasveldt (1956, en Rollins, 1965) sugiere un desplazamiento principal de rumbo, basado en fotografías aéreas. Alberding (1957, en Rollins, 1965) asume un movimiento de rumbo de más de 15 km, basado en los datos de Raasveldt (1956), pero Rollins (1965), de acuerdo con las evidencias de campo, indica que el movimiento principal ha sido en el sentido del buzamiento, con un desplazamiento lateral derecho menor de un kilómetro y ocurrió probablemente durante el segundo período de deformación, concordante con el desarrollo de fallas oblicuas de deslizamiento. Álvarez (1967) sugiere dos movimientos, uno de rumbo lateral derecho, con un desplazamiento de 28 km, y otro a lo largo del buzamiento, donde el bloque sur se levantó con respecto al bloque norte.

La prolongación de la falla hacia el occidente está evidenciada en las líneas sísmicas corridas en los alrededores del Campo Chuchupa, con base en los análisis de esas líneas, trabajos recientes postulan un comportamiento tectónico variable a lo largo de la falla. Gutiérrez & Osorio (1988) muestran en el extremo occidental cerca al Campo de Chuchupa, una serie de fracturas que forman un *graben*; en tanto que Buchelli *et al.* (1989) indican una actividad de tipo compresivo con un período de mayor magnitud entre el Paleoceno y el Eoceno.

3.1.2.6 Falla Oca

Es la falla más importante del sistema E-W a NW, se extiende aproximadamente por 300 km desde el extremo noroccidental de la Sierra Nevada de Santa Marta, donde se cruza con la Falla Santa Marta - Bucaramanga, hasta la isla de Toas y, posiblemente, se prolonga hasta su intersección con la Falla Boconó en Venezuela, para posteriormente unirse con la Falla San Sebastián - El Pilar. Constituye un sistema transcurrente, con una dirección general E-W, aunque el desplazamiento principal ha sido muy discutido, pero la mayoría de los autores coincide en considerar que es lateral derecho (Acosta, 1997), con una componente importante de desplazamiento vertical.

Los rasgos morfológicos y estructurales más importantes de la Falla Oca en el Departamento de La Guajira son el levantamiento de varios kilómetros del bloque sur que forma la Sierra Nevada de Santa Marta, la culminación abrupta de la serranía de Perijá y la región deprimida que forma el bloque norte de la falla a lo largo de toda su traza en Colombia y Venezuela, rasgos que indican que la falla no sólo tuvo un importante movimiento lateral derecho, sino una componente vertical, y el desplazamiento es en sentido del buzamiento de varios kilómetros.

Ortiz *et al.* (1993) realizan un estudio sobre la Falla Oca y basados en imágenes Landsat y datos bibliográficos, determinaron los esfuerzos que actuaron en los alrededores de la falla; así, por ejemplo, para la Sierra Nevada de Santa Marta, la cuenca del río Ranchería y la serranía de Perijá, obtuvieron un dirección de esfuerzo de $330^{\circ}\pm 5^{\circ}$, en la zona de Falla Oca $330^{\circ}\pm 10^{\circ}$ y en la zona de Falla Santa Marta - Bucaramanga $310^{\circ}\pm 10^{\circ}$; las direcciones halladas cerca de las fallas Oca y Santa Marta - Bucaramanga están expresando la influencia que ejerció el movimiento lateral sobre las provincias que ellas limitan y corresponden a los esfuerzos compresivos que actuaron a finales del Neógeno; adicionalmente, sugieren la rotación de la Sierra Nevada hacia el este en su extremo norte, en tanto que el extremo sur, hacia la cuenca del Cesar, indican que sufre extensión. La edad de este evento tectónico es probablemente Oligoceno tardío - Mioceno anterior al levantamiento de la Sierra Nevada.

La Falla Oca presenta algunos rasgos que indican actividad neotectónica, como son el desarrollo de valles lineales paralelos al trazo de la falla, drenajes reflectados, escarpes de falla, los ríos Ranchería y Charapilla varían su curso en la zona de falla, y se colocan casi paralelos al rumbo (Ortiz *et al.* 1993).

Ortiz *et al.* (1993) concluyen, con base en estudios sísmicos en el bloque que conforma la Baja Guajira, al norte de la Falla Oca, la presencia de dos estilos estructurales: un estilo

compresivo del “Eoceno-Oligoceno” representado por fallas inversas de dirección N60 a 70°E que afectó únicamente el basamento y produjo levantamiento del área y posterior erosión de las rocas cretácicas; este tren estructural es el mismo que se observa al norte en las serranías de Simarúa, Jarara y Cosinas, el cual corresponde al tren estructural regional que de acuerdo con Lockwood (1965) se formó a finales del Cretácico o principios del Paleógeno, durante o ligeramente después del último evento de metamorfismo. El segundo estilo estructural se presenta en el Mioceno tardío - Plioceno, época durante la cual ocurrió el mayor levantamiento de la serranía de Perijá y de la Sierra Nevada de Santa Marta según Kellogg (1984, en Ortiz *et al.*, 1993) y está relacionada a la Falla Oca (Figura 56).

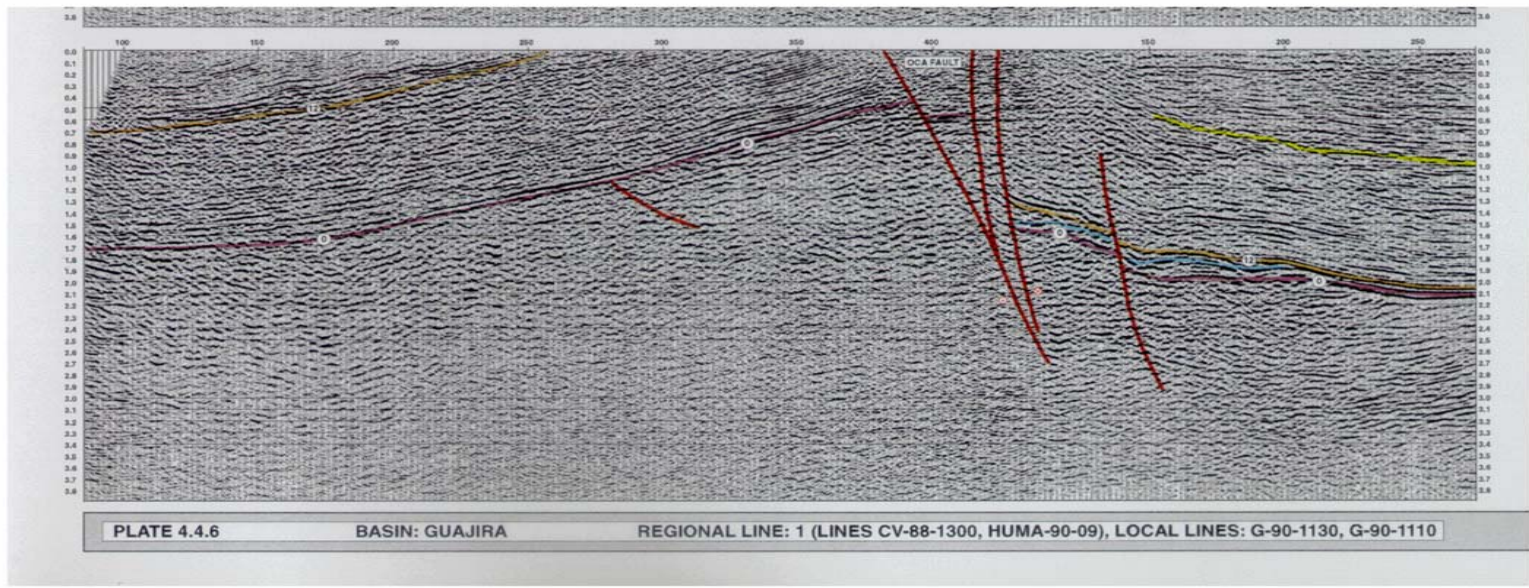
Sobre los tipos de movimientos de la Falla Oca a lo largo de su historia hay numerosas propuestas, pero por falta de evidencias, los movimientos iniciales son difíciles de establecer (Ortiz *et al.*, 1993). Algunas de estas son:

Feo-Codecido (1972), basado en estudios geofísicos complementados con datos de pozos e investigaciones de superficie al sur de la Falla Oca, en el lado venezolano, considera que ésta es predominantemente inversa de alto ángulo, que ha estado activa en diferentes tiempos, particularmente entre finales del Eoceno y antes de la sedimentación post Eoceno (verticalmente) y durante el post Eoceno (horizontalmente). Este autor indica que el componente de rumbo dextral es del orden de 15 a 20 km durante el post Eoceno, habiendo sido desplazado hacia el este el bloque norte y deprimido unos 1.000 m, entre finales del Eoceno y la sedimentación posteocena.

Ortiz *et al.* (1993) concluyen que durante la Orogenia Caribe (Eoceno medio a tardío), la región sufre compresión y se inician los desplazamientos dextro laterales de la Falla Oca, asociados a movimientos transpresivos. Para estos autores la fragmentación, la rotación y la traslación de bloques ocurre en el Oligoceno tardío - Mioceno temprano, como producto de la variación en la dirección del movimiento de la Placa Caribe, y da origen a algunas depresiones que posteriormente fueron rellenados de sedimentos. Durante esta fase, la Falla Oca, además del movimiento dextral, tuvo una componente normal hacia la depresión del Tairona e inversa hacia el Alto de Carraipía.

Durante el Mioceno tardío - Plioceno se presenta la mayor complejidad tectónica de la región debido a la interacción de dos estilos estructurales diferentes; un tipo compresivo asociado a la Orogenia Andina, representado al sur de la Falla Oca por el levantamiento de la serranía de Perijá y la Sierra Nevada de Santa Marta, y otro de deslizamiento de rumbo, representado al norte de la misma por los plegamientos y fallamientos en echelón en la cuenca de La Baja Guajira; allí, el movimiento dextro lateral es al menos de 40 km, medidos a partir del desplazamiento de la Formación Monguí (Ortiz *et al.* 1993).

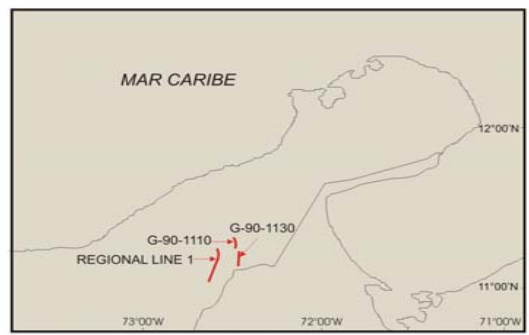
Existen varios rasgos que indican, en buena medida, la magnitud del movimiento vertical que tuvo la Falla Oca, entre ellos se destaca el bloque sur conformado por la serranía de Perijá y la Sierra Nevada de Santa Marta, esta última con una altura de 5.700 msnm, compuesta por un basamento cristalino precámbrico y juratriásico, mientras el bloque norte está deprimido y presenta una gruesa cubierta de sedimentos cretácicos, paleógenos, neógenos y cuaternarios a nivel del subsuelo. La Baja Guajira corresponde a una cuenca con sedimentos marinos y continentales del Eoceno al Plioceno y un espesor aproximado



LEYENDA

- Secuencia sísmica
- Inconformidad sub-Mioceno
- Techo del basamento
- Fallamiento/Cabalgamiento
- Carbonato

Escala sísmica vertical: 5cm/seg
Escala sísmica horizontal: 1:50.000



I N G E O M I N A S		
CORTE SÍSMICO QUE MUESTRA EL PLANO DE LA FALLA DE OCA		
Tomado de:	Ecopetrol, Geotec y Robertson, 1997	Digitalizó:
Escala:	Indicadas	Fecha: 12/01 Figura 56

de 4.000 m, limitado al sur por la Falla Oca (Case et al., 1990). Estas diferencias entre el bloque norte y el bloque sur, a ambos lados de la falla, indicarían que la componente vertical de la Falla Oca es de varios kilómetros.

Los principales movimientos de la Falla Oca están relacionados al choque de la Placa Caribe con la Placa Suramericana y a la Orogenia Andina. Las evidencias de campo indican que se dieron a partir del Paleógeno y continúan hasta hoy.

3.1.3 Foliación

De acuerdo con los estudios realizados hasta el momento, al menos dos eventos metamórficos se reconocen en la península de La Guajira; el primero de ellos de edad prejurásica temprana, afectó únicamente al Grupo Macuira, y fue parcialmente borrado por un evento posterior de metamorfismo de edad cretácica tardía a paleógena, este último imprime una tendencia regional a la esquistosidad en dirección N50° a 60°E, dirección que prevalece en las rocas metamórficas que hacen parte de las serranías de Macuira, Jarara y Simarúa.

Para las serranías que conforman la península de La Guajira se describen las características más importantes relacionadas con la foliación de las rocas metamórficas estudiadas por MacDonald (1964), Lockwood (1965) y Álvarez (1967).

MacDonald (1964) encuentra en la serranía de Macuira dos trenes de esquistosidad; uno de ellos se presenta al noroeste y suroeste de la Granodiorita de Siapana, donde el Grupo Macuira, la Formación Jarara y la Formación Paráuinkrein presentan esquistosidad en dirección N-NE y un buzamiento de 50° a 60° hacia el N-NW. Al sureste y este de la Granodiorita de Siapana, el segundo tren de la esquistosidad tiene una tendencia N-NE y buzamiento suave hacia el E-SE. MacDonald (1964) explica esta variación en el tren de foliación regional al este de la Granodiorita de Siapana debida a la presencia de este cuerpo intrusivo.

Lockwood (1965) describe que la foliación del Grupo Macuira, en la serranía de Jarara, está marcada por la alternancia de bandas de diferente composición, y la orientación preferencial es N50° a 60°E. Así mismo, encuentra que la foliación de la Formación Jarara está definida por una esquistosidad de flujo paralela generalmente a la estratificación, en dirección N60 a 65°E.

Álvarez (1967) encuentra que las estructuras presentes en el Grupo Macuira son el resultado, al menos de dos períodos de deformación, y el último de ellos es el que imprimió la foliación de dirección N-NE presente en todas las rocas metamórficas de la península de La Guajira, y es más intensa la deformación en el norte de la serranía de Simarúa que en el sur; y aparentemente esta misma situación se presenta en todas las serranías. Las edades límites tentativas para estos dos eventos metamórficos son, según este autor, de 44 a 62 Ma (Paleoceno - Eoceno) para la más reciente deformación y anterior a 187 Ma (pre Jurásico temprano) para la más antigua.

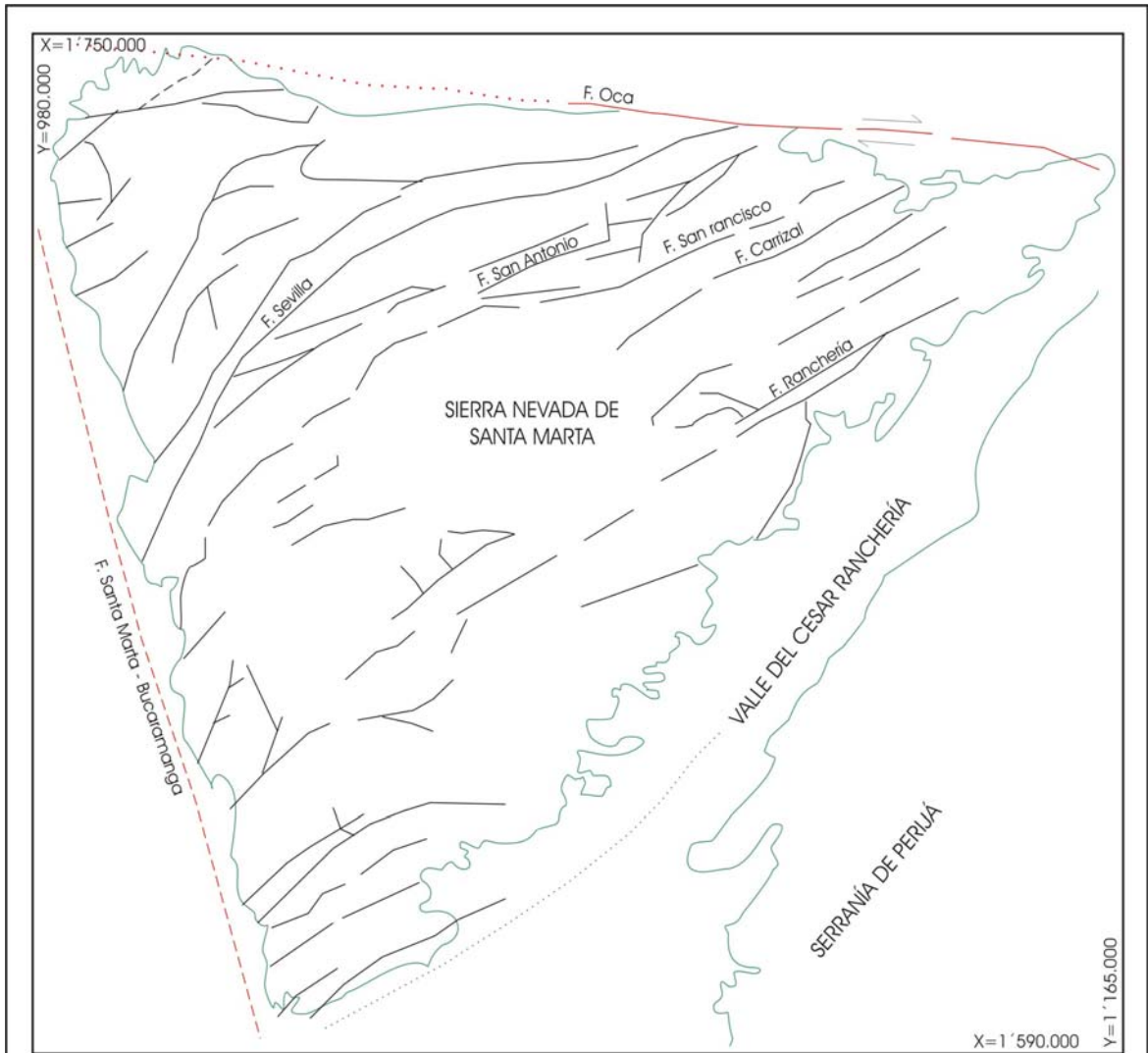
La Formación Jarara se caracteriza por presentar una foliación con dirección N62°E, paralela al último evento de deformación descrito para el Grupo Macuira por Álvarez (1967), quien considera que corresponde al mismo evento. La esquistosidad de la Formación Jarara está marcada por paralelismo de minerales laminares en filitas, fractura de clivaje en calizas y está ausente en las cuarcitas (Álvarez, 1967).

3.2 SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA

La Sierra Nevada de Santa Marta es un bloque triangular que se encuentra ubicado en la parte norte de Colombia. Este bloque está limitado al norte por la Falla Oca con dirección E-W, al occidente por la Falla Santa Marta - Bucaramanga, con orientación NW y al este por el valle del Cesar - Ranchería (Figura 57).

El tren estructural y la tendencia de las unidades litológicas al interior del bloque de la Sierra Nevada de Santa Marta es diferente a la dirección de las fallas de Santa Marta - Bucaramanga y Oca, las cuales lo truncan, e indican que las estructuras al interior del bloque se formaron con anterioridad. En este trabajo se considera que el tren estructural presente al interior del bloque Sierra Nevada de Santa Marta hace parte del tren estructural regional NNE que domina el norte de Los Andes. Algunos de los rasgos estructurales más relevantes que se observan en el bloque Sierra Nevada de Santa Marta y que pueden indicar el origen y el comportamiento tectónico de éste son:

- El extremo noroccidental de la Sierra Nevada es el sitio de unión de la Falla Oca y la Falla Santa Marta - Bucaramanga; es en esta zona donde se dieron los mayores esfuerzos y la mayor deformación del bloque, la cual está representada por el arqueamiento de las estructuras de falla y de las unidades litológicas, en respuesta a los esfuerzos y al movimiento de las fallas Oca y Santa Marta - Bucaramanga, que deformó y rotó el tren estructural regional NNE, para quedar en dirección N45° a 60°E. Esta rotación con relación al tren estructural de la Cordillera Central es del orden de 45° a 55°, aproximadamente.
- Una de las componentes de la Falla Oca deformó el bloque hacia el este, mientras la Falla Santa Marta - Bucaramanga, lo forzó hacia el NW, esta combinación de movimientos relativos a lo largo de fallas de diferente dirección, sometidas a esfuerzos similares (330°±10° y 310°±10° de azimut, respectivamente, de acuerdo con lo establecido por Ortiz *et al.*, 1993) fueron responsables de la deformación del tren estructural regional, que dieron como resultado el arqueamiento de las estructuras y las unidades roca. La rotación del bloque hacia el este es el resultado de los esfuerzos generados por la Placa Caribe sobre la Placa Suramericana al este en Venezuela.
- El extremo suroccidental de la Sierra Nevada presenta una disminución en el arqueamiento debido a la separación de las fallas Oca y Santa Marta - Bucaramanga, pero en este extremo se dio una deformación representada en la elongación de las unidades hacia el extremo nororiental, que acercó la Sierra Nevada de Santa Marta y la serranía de Perijá. Fenómeno contrario sucede en el



LEYENDA

- FALLAS DE SISTEMA N - NE
- - - - - FALLAS REGIONALES

0 10 20 30 km

ESCALA GRÁFICA

INGEOMINAS

BLOQUE TECTÓNICO
SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA

Por Gabriel Rodríguez	Digitalizó: Margarita Rodríguez
Escala: Gráfica	Fecha: Nov/01 Figura 57

- extremo sur de la Sierra, donde se distanciaron ambas y se amplió el valle de los ríos Cesar-Ranchería.

Fundamentalmente dos estilos estructurales dominan la Sierra Nevada de Santa Marta, un estilo representado por el tren regional, Cretácico - Paleógeno, de dirección N45-55E, correlacionable con el tren estructural NNE de la Cordilleras Central y Oriental, representado entre otras por las fallas Ranchería, Carrizal, San Francisco, San Antonio, San Miguel, Nevada, Palomino, Las Vueltas, Maroma, Sevilla, Don Diego, entre otras, y un tren estructural fin Paleógeno a Neógeno, representado por las fallas regionales Santa Marta - Bucaramanga y Oca, con una componente de rumbo y una importante componente vertical.

3.2.1 Sistema de Fallas Santa Marta - Bucaramanga

Aunque el Sistema de Fallas Santa Marta - Bucaramanga no se encuentra en La Guajira, tiene una gran incidencia en la geología de este departamento.

El Sistema de Fallas Santa Marta - Bucaramanga se extiende desde la Costa Caribe hasta la Cordillera Oriental, en una distancia aproximada de 550 km, limita por el occidente la Sierra Nevada de Santa Marta, con dirección aproximada N20°W y su nombre proviene de las ciudades de Santa Marta y Bucaramanga. Se considera como un sistema con movimiento siniestral de aproximadamente 110 km en la parte norte, determinado por comparación con las unidades de la Cordillera Central (Raasveldt, 1956; Tschanz *et al.*, 1974; Campbell, 1974, en Boinet *et al.*, 1989) y con un desplazamiento vertical superior a 12.000 m, según Tschanz *et al.* (1974), registrado a partir del Mioceno tardío en la Sierra Nevada de Santa Marta.

Para Page (1986) este sistema de fallas consta de dos fallas principales y varias subparalelas en el cual se incluyen las fallas Chimichagua y Caracolcito de Tschanz *et al.* (1969). Polson & Henao (1965) consideran que la Falla Santa Marta y la Falla Ocaña son dos estructuras separadas que mueren en el valle inferior del Cesar, y separa la Falla Santa Marta de la Falla Bucaramanga.

La Falla Santa Marta - Bucaramanga presenta variaciones menores en su dirección y marca un cambio en la topografía a la altura del Departamento del Magdalena. Bordea la Sierra Nevada de Santa Marta, coloca en contacto rocas cristalinas precenozoicas de la Sierra Nevada con rocas más recientes de la ciénaga Grande del río Magdalena. A lo largo de su traza presenta un sector alineado y cizallado caracterizado por contrastes litológicos en sus flancos; en el sector occidental, a la altura de la Sierra Nevada, domina un valle amplio con muy suaves elevaciones, que contrasta con las elevadas pendientes del lado oriental.

Julivert (1958, 1961) enfatiza la importancia de la componente vertical de la falla y la considera como una falla marginal de un bloque montañoso con desplazamiento principalmente vertical. Para Polson & Henao (1965) el levantamiento de la Sierra Nevada

de Santa Marta se dio a partir de la Falla Santa Marta y la Falla Oca; levantamiento que ocurrió según estos autores posterior al Mioceno, probablemente en el Pleistoceno de acuerdo con las glaciaciones presentes en la sierra.

Royero *et al.* (2000), con base en observaciones de campo, describen para el sector NW de la falla, un buzamiento elevado hacia el este del plano de falla y una dirección aproximada N20-35°W, y consideran la falla de tipo inverso con una componente de rumbo siniestral que se observa por la torsión de algunos drenajes como el caso del río Sevilla; además, encuentran rasgos geomorfológicos que confirman el carácter rumbo deslizante de la falla, como lo son ganchos, cerros de obturación y presión presentes en el sector de Espíritu Santo y la quebrada Rodríguez.

La Falla Santa Marta - Bucaramanga es aún activa y muestra evidencias neotectónicas como son aterrazamientos fallados y planos de fricción en el Cuaternario encontrados al norte de Bucaramanga por Vargas & Niño (1992). En el área de la Sierra Nevada se manifiesta por cerros alineados de presión y obturación, observables a lo largo de la vía Bucaramanga-Santa Marta (Hernández, en preparación en Royero *et al.*, 2000).

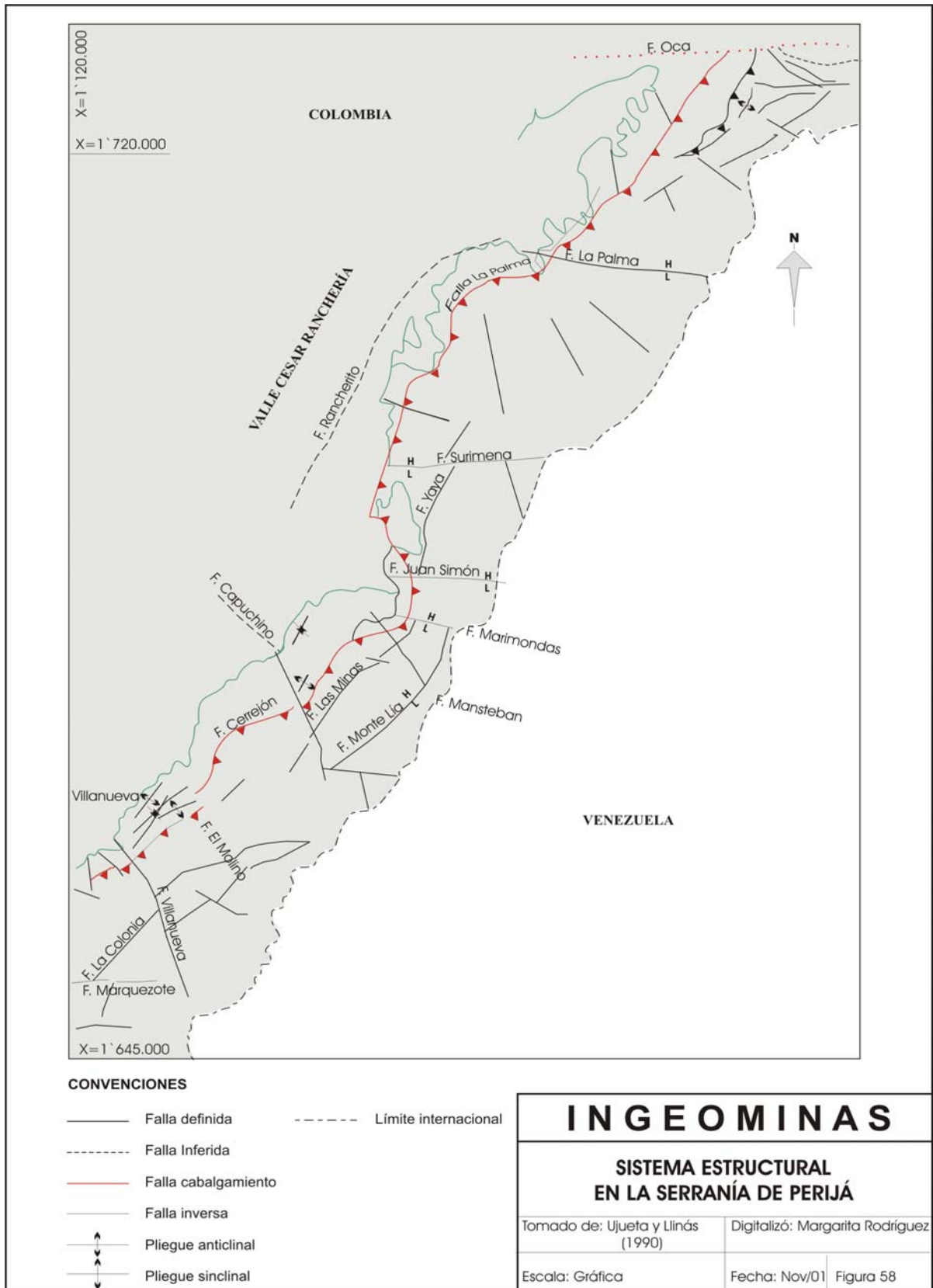
3.3 SERRANÍA DE PERIJÁ

La serranía de Perijá en el Departamento de La Guajira es un bloque levantado entre la cuenca del Cesar - Ranchería y la cuenca de Maracaibo, corresponde al extremo norte de la Cordillera Oriental de Colombia y sirve de límite internacional, a partir de su cresta, entre Colombia y Venezuela; culmina hacia el norte, luego de descender paulatinamente, en la Falla Oca, que a su vez limita por el sur la península de La Guajira. La serranía de Perijá está separada de la Sierra Nevada de Santa Marta por la cuenca del Cesar - Ranchería, la cual tiene forma asimétrica, debido en parte a la deformación del bloque de la Sierra Nevada de Santa Marta (Figura 58).

El tren estructural general y la tendencia de las unidades litológicas que presenta el sector norte de la serranía de Perijá es aproximadamente N30° a 35°E y se continúa hacia el sur hasta los alrededores de Pailitas en el Cesar, donde la Cordillera Oriental cambia de dirección y el tren estructural adquiere la dirección del Sistema de Fallas Santa Marta - Bucaramanga, aproximadamente N25° a 30°W.

Para la parte norte de la serranía de Perijá, entre la cuenca de Maracaibo y el valle del Cesar, Miller (1962) describe tres sistemas estructurales, los cuales clasifica como longitudinal de tendencia aproximada N35°E, transversal y un alineamiento hacia el sur. El más importante sistema corresponde al tren estructural N35°E, que es el tren regional que presentan las unidades roca.

Las descripciones y los nombres de las fallas, en su mayoría, se extraen del trabajo de Ujueta & Llinás (1990), quienes les asignaron nombre a las estructuras, de acuerdo con la nomenclatura de arroyos, ríos o características geográficas presentes en la región y aledañas



a cada una de las estructuras. Este trabajo es principalmente fotogeológico con algo de control de campo, pero estos autores complementaron la información con los estudios anteriores.

En la parte norte de la serranía de Perijá, que hace parte del Departamento de La Guajira, el estilo tectónico está particularmente influenciado por la Falla Oca que intercepta casi perpendicularmente la serranía de Perijá. En la parte media y sur de esta área, las rocas del Paleozoico afloran en bloques levantados entre fallas de dirección nordeste, principalmente, y fallas de dirección este oeste y noroeste, formadas posteriormente al tren estructural N35°E (Ujueta & Llinás, 1990).

Ujueta & Llinás (1990) agrupan las fracturas principales presentes en el lado occidental de la parte norte de la serranía de Perijá, en el Departamento de La Guajira, en cuatro direcciones preferenciales: dirección estructural N35°E; dirección estructural NNW-SSE, dirección estructural NW-SE y dirección estructural NW.

3.3.1 Fallas de dirección N35°E

Esta dirección representa al tren estructural regional que a partir de Pailitas se flexiona 35° a 45° y cambia el rumbo de la Cordillera Oriental de Colombia a N35°E, hasta culminar en La Guajira contra la Falla Oca. Ujueta & Llinás (1990) consideran que muchas de las estructuras en la Sierra Nevada de Santa Marta tienen la misma dirección N35°E, entre éstas se mencionan las fallas Sevilla, Tucurinca, Corual, Carrizal, Tierra Nueva y Ranchería.

La rotación que se ha propuesto a lo largo de este capítulo para el bloque de la Sierra Nevada y la península de La Guajira, es semejante al ángulo de flexión que tiene la Cordillera Oriental a la altura de Pailitas, es decir, el tren estructural varió en igual magnitud para la serranía de Perijá, como para la Sierra Nevada, y la península de La Guajira, cambió entre 35° y 45°.

En el flanco este de la Sierra de Perijá, los rasgos estructurales más importantes, están delimitados por fallas de dirección aproximada N30°E (Ortiz, 1977, en Ujueta & Llinás, 1990). Las estructuras más importantes que siguen esta dirección son las fallas Perijá, El Tigre y Cuiba, y el Sinclinal Manuelote (Ujueta & Llinás, 1990).

Las fallas más representativas de la dirección N35°E en el flanco occidental de la serranía de Perijá son las fallas Cerrejón, Yaya, Las Minas, Monte Lía y La Colonia. Este tren estructural está representado por fallas de cabalgamiento con dirección N-E y el plano de falla inclinado hacia el este.

3.3.1.1 Falla Ranchería

Ujueta & Llinás (1990) describen en el valle del río Ranchería esta estructura, con una extensión aproximadamente por 22 km, entre el arroyo Conejo y un poco al sur de Roche, pero posiblemente tiene continuidad hacia el sur en el Departamento del Cesar. La falla se encuentra parcialmente cubierta, tiene dirección NE y constituye el límite sureste de la Sierra Nevada de Santa Marta. Sobre el tipo de movimiento e inclinación del plano de falla no se tiene información.

3.3.1.2 Falla Cerrejón

El nombre fue tomado del cerro Cerrejón posiblemente por geólogos de la Creole Petroleum Corporation quienes cartografiaron la falla en la zona sur del Cerrejón hasta el sitio El Molino, en el año de 1961. La falla se extiende desde la Falla Oca al norte y continúa al sur en el Departamento del Cesar. Es una falla de cabalgamiento de bajo ángulo, con buzamiento de $15^\circ \pm 10^\circ$ hacia el SE y un desplazamiento mínimo de $1,7 \pm 0,6$ km en la vertical y $7,8 \pm 2$ km en la horizontal (Kellogg, 1981).

La Falla Cerrejón tiene una traza sinuosa sobre el terreno, y sigue los contornos topográficos debido a su bajo ángulo de buzamiento; bordea el lado oriental del valle del Cesar - Ranchería y limita éste con la serranía de Perijá. Según Kellogg (1981), al sur puede unirse con la traza de la Falla Manaure.

En la parte norte del valle del río Ranchería, las rocas cretácicas y jurásicas del Grupo Cogollo y la Formación La Quinta cabalgan hacia el NW sobre rocas sedimentarias del Cenozoico de las formaciones Marcelina y Misoa (Kellogg, 1981). A lo largo de la traza de falla se presentan numerosas zonas de brecha, compuestas por clastos angulosos de calizas dentro de una matriz calcárea.

Kellogg (1981) postula que durante la Orogenia Andina en el Plioceno (3 Ma) la parte norte de Perijá fue levantada 4,5 km y cabalgada más de 16 km hacia el NW sobre la Falla Cerrejón. El acortamiento WNW-ESE es indicado por la orientación de estilolitos y los pliegues.

3.3.1.3 Falla Yaya

Fue definida por Ujueta & Llinás (1990), y su nombre lo tomaron de la quebrada Yaya. Se trata de una falla regional de tipo inverso, de ángulo alto y buzamiento al E, de dirección aproximada N25°E que se extiende desde el arroyo Ponderos al sur, donde su traza se acerca a la traza de la Falla Cerrejón, hasta el arroyo Surimena al norte, donde ha sido cortada por la Falla Surimena. Su continuación hacia el norte no es clara, pero puede relacionarse a depósitos cuaternarios.

Esta falla levanta de sur a norte, sedimentitas del Devónico Carbonífero sobre sedimentitas del Grupo Girón. Su desplazamiento vertical no se conoce. Hacia el sur del arroyo Masteban, la Falla Yaya podría corresponder con la Falla Las Minas (Ujueta & Llinás, 1990).

3.3.1.4 Falla Las Minas

Descrita por Ujueta & Llinás (1990) como una falla inversa de alto ángulo que buza hacia al este y tiene una dirección aproximada N40°E; se extiende desde la Falla Capuchino, al sur, y termina al norte contra la Falla Marimonda, en una extensión aproximada de 13 km. Esta falla pone a cabalgar sedimentitas devónico carboníferas sobre sedimentitas del Grupo Girón.

3.3.1.5 Falla Monte Lía

Fue llamada por Ujueta & Llinás (1990) Falla Monte Lía por las lomas de Monte Lía. Es una falla de tipo inverso, de alto ángulo, con dirección aproximada NE y una extensión de 16 km. Esta falla pone en contacto sedimentitas devónico carboníferas al occidente con sedimentitas del Grupo Girón al este.

3.3.1.6 Falla La Colonia

Nombre dado por Ujueta & Llinás (1990) a una falla de tipo inverso, que se presenta en el extremo sur de la serranía de Perijá en el Departamento de La Guajira, en una extensión aproximada de 26 km, hasta alcanzar la cresta de la serranía de Perijá, con dirección de su traza NNE a NEE. De sur a norte esta falla está desplazada por las fallas Marquezotico, Marquezote, Villanueva y El Molino. También de sur a norte, sedimentitas devónico carboníferas cabalgan sobre sedimentitas pérmicas, luego sobre sedimentitas cretácicas y finalmente sobre sedimentitas del Grupo Girón (Ujueta & Llinás, 1990).

3.3.2 Fallas de dirección estructural NNW-SSE

Ujueta & Llinás (1990) consideran que no son de mayor importancia regional, pero cartografiaron algunas fallas de este sistema en la Sierra de Perijá, que es paralelo a la Falla Santa Marta.

3.3.3 Fallas de dirección estructural E-W

A nivel regional, la dirección E-W es una dirección importante representada principalmente por las fallas Oca y Cuisa en la península de La Guajira. Al norte, cerca de la Falla Oca, Ujueta & Llinás (1990) cartografiaron una serie de fallas que fragmentan la serranía de Perijá en cuatro bloques, las cuales denominaron: Falla La Palma, Falla Surimena, Falla Juan Simón y Falla Marimonda. Hacia el sur describen las fallas Marquezote y

Marquezotico. Este sistema corta y desplaza en la serranía de Perijá al sistema N35°E, que corresponde al sistema regional.

3.3.3.1 Falla La Palma

Fue definida por Ujueta & Llinás (1990) en el extremo norte de la serranía de Perijá, un poco al norte del cerro Cerrejón; su nombre viene de la cuchilla La Palma. La traza de esta falla tiene dirección E-W y una extensión aproximada de 16 km; se trata de una falla de tipo normal con el bloque norte hundido. En la parte oriental pone en contacto la parte media e inferior del Grupo Girón, con la parte superior de esta misma unidad; en la parte occidental de la traza, la diferencia estratigráfica del Grupo Girón a lado y lado de la falla es menor, e indica un desplazamiento diferente en ambos extremos de la falla, pero se desconoce la magnitud del movimiento. La falla controla los arroyos Caurina, Monte Oscuro y Los Estados.

3.3.3.2 Falla Surimena

Ujueta & Llinás (1990) le asignan este nombre por el arroyo Surimena, al cual controla desde la cresta de la sierra hasta la localidad de San Pedro en el occidente. La falla es de tipo normal, con dirección E-W y extensión aproximada en Colombia de 12 km. A lo largo de 7 km pone en contacto estratos del Grupo Girón que corresponden al bloque hundido, con estratos del Devónico Carbonífero presentes en el bloque levantado. Hacia el oriente, la traza de la cresta de la serranía de Perijá se desplaza hacia el oriente sobre el bloque hundido. Hacia el occidente desplaza la Falla Cerrejón y desaparece debajo de depósitos recientes al entrar al valle del Cesar-Ranchería (Ujueta & Llinás, 1990).

3.3.3.3 Falla Juan Simón

Esta falla se localiza al oriente del sitio Conejo. Fue descrita por Ujueta & Llinás (1990) como una falla de tipo normal, de poca extensión (9 km) y dirección E-W; pone en contacto estratos del Devónico Carbonífero presentes en el bloque levantado, al norte, con estratos del Grupo Girón del bloque hundido, al sur.

3.3.3.4 Falla Marimonda

Su nombre fue tomado por Ujueta & Llinás (1990) del arroyo Marimonda. Fue descrita como una falla de tipo normal, donde el bloque sur se levanta y está constituido por sedimentitas del Devónico Carbonífero, mientras el bloque norte hundido corresponde al Grupo Girón. Como rasgos sobresalientes de la traza de falla, ésta el control del arroyo Marimonda en una extensión de 6 km en dirección aproximada E-W y en el extremo oriental el desplazamiento de la cresta de la serranía de Perijá hacia el oriente.

3.3.4 Dirección estructural NW -SE

Este sistema de fallas tienen una dirección comprendida entre N30°W y N50°W, constituye un conjunto más reciente de fallas que el sistema de dirección NE, que se considera en este trabajo como el sistema regional de las cordilleras. Ortiz (1977) encuentra, en el flanco oriental de la Sierra de Perijá, un modelo de fallamiento de dirección aproximada N30°W que afecta a todas las estructuras presentes y que él considera de edad posterior al Oligoceno.

Ujueta & Llinás (1990) describen como las fallas más representativas de este sistema en el flanco occidental de la serranía de Perijá: la Falla Masteban, la Falla Capuchino, la Falla El Molino y la Falla Villanueva.

3.3.4.1 Falla Masteban

Ujueta & Llinás (1990) toman el nombre del arroyo Masteban. Esta estructura se extiende aproximadamente 9 km desde la cresta de la serranía de Perijá al este, hasta cerca de la localidad de Conejo al occidente. Controla en dirección NW el arroyo Masteban y más al occidente controla un tramo del arroyo Conejo; se desconoce la magnitud del movimiento de esta estructura.

Esta falla corta de este a oeste las fallas Monte Lía, Las Minas y Cerrejón. Hacia el valle del Cesa - Ranchería, la traza está cubierta por depósitos cuaternarios (Ujueta & Llinás, 1990).

3.3.4.2 Falla Capuchino

Fue definida por Ujueta & Llinás (1990), quienes toman el nombre del río Capuchino. Se extiende aproximadamente por 12 km desde el cerro Monte de Cristo al este, hasta cerca del Corregimiento de Cañaverales en el occidente, corresponde a una falla normal con el bloque NE levantado, y pone en contacto rocas devónico carboníferas con rocas mesozoicas. Esta falla, junto con las fallas Las Minas y Monte Lía de dirección NE y la Falla Marimonda de dirección E-W, delimitan y son las responsables de levantar un bloque de dirección NE compuesto por las rocas más antiguas que afloran en la región (Ujueta & Llinás, 1990).

La Falla Capuchino corta de este a oeste la Falla Las Minas y desplaza la Falla Cerrejón; en el sureste, controla buena parte del curso del río Capuchino y en el noroeste, el arroyo Cañaverales. Es posible que la falla sea responsable de la altura relativa que establece la divisoria de aguas entre las cuencas del río Cesar que fluye al SW y del río Ranchería que fluye al NE (Ujueta & Llinás, 1990).

3.3.4.3 Falla El Molino

Descrita por Ujueta & Llinás (1990). Esta estructura inicia en la cresta de la serranía de Perijá, controla por 2 km las cabeceras del río El Molino del cual recibe su nombre y se extiende por 5 km más hasta la población de El Molino. Según estos autores, las evidencias sugieren que el bloque levantado es el del sur, ya que la loma denominada de Las Delicias alcanza mayor altura que el cerro La Palangana situado inmediatamente al norte de la falla.

3.3.4.4 Falla Villanueva

Nombre dado por Ujueta & Llinás (1990) a una falla que inicia cerca del cerro La Teta (serranía de Perijá), al este, y culmina cerca de la población de Villanueva. Esta estructura controla parcialmente los arroyos Las Flores, Las Quebradas y Los Magüeyes, además, controla el río Villanueva en un tramo de 2 km hasta desaparecer bajo depósitos cuaternarios del valle del Cesar - Ranchería.

Es una falla de 15 km de extensión, con movimiento normal, presenta el bloque norte levantado y pone en contacto sedimentitas devónico carboníferas con sedimentitas del Grupo Girón y del Cretácico.

3.3.5 Plegamientos

Las principales estructuras de plegamiento en la serranía de Perijá y el valle del Cesar - Ranchería tienen dirección preferencial N35°E, concordante con el tren estructural regional de las fallas y unidades litológicas. Al noreste del cerro Cerrejón se presenta el Sinclinal Ranchería (Kellogg, 1981), que se desarrolla sobre la Formación Cerrejón y tiene rumbo N35°E. Solamente el limbo NW está expuesto; el limbo SE desaparece bajo las rocas del Cretácico por acción de la Falla Cerrejón (Ujueta & Llinás, 1990).

En la parte norte, Ujueta & Llinás (1990) definieron, a partir del estudio fotogeológico, el Anticlinal Panorama, que tiene 8 km de longitud, dirección N10°W y afecta rocas del Grupo Girón. Hay varios plegamientos concentrados en la parte más septentrional del área, relacionados genéticamente con la Falla Oca.

4. RECURSOS MINERALES

Los principales recursos minerales que se explotan en el Departamento de La Guajira son el carbón, la sal y los materiales de la construcción. El carbón tiene un papel preponderante no sólo en la economía del departamento, sino también en la economía nacional y sobre éste se ha centrado la mayoría de los esfuerzos y estudios. Los demás recursos minerales no se conocen o solamente existen estudios fragmentales, que no permiten dimensionar su verdadero valor económico, aunque las posibilidades desde el punto de vista de la geología existente en La Guajira son grandes.

Los trabajos hasta el momento adelantados en el departamento han sido enfocados al conocimiento geológico básico, pero no se ha realizado una exploración sistemática de los recursos que permitan diagnosticar con precisión el potencial minero, para ello se requieren programas y proyectos enfocados a la exploración, junto con una cartografía geológica detallada, un muestreo geoquímico sistemático y una evaluación geológico minera de los yacimientos, prospectos y manifestaciones.

La Guajira presenta grandes ventajas para la exploración y la extracción de recursos minerales con relación a otras regiones del país, entre estas ventajas vale la pena mencionar la ubicación geográfica del departamento, con costas sobre el océano Atlántico, con un mercado potencial en los países del Caribe y la hermana república de Venezuela, además de la infraestructura existente y la fácil implementación de ésta. Desde el punto de vista geológico, el Departamento de La Guajira tiene una variada litología, caracterizada por numerosos ambientes de formación y edades de las rocas; se encuentran rocas metamórficas, intrusivas de composición granítica, rocas ultrabásicas, vulcanitas ácidas a básicas y

numerosas formaciones sedimentarias, todas ellas distribuidas a lo largo y ancho del departamento, y en la mayoría de los casos con facilidad de acceso, además, la caracterización y la exploración de las diferentes regiones se facilita debido a las características topográficas y climáticas del departamento, que han influenciado para que las unidades de roca afloren en superficie y no presenten, como en otras zonas más tropicales del país, gruesas capas de suelo que enmascaran los yacimientos minerales y dificultan la exploración y caracterización geológica.

Este capítulo corresponde a una compilación principalmente de trabajos e informes elaborados por INGEOMINAS, con especial mención al informe del Inventario Minero (Castiblanco *et al.*, 1999), al trabajo sobre Información Disponible en INGEOMINAS del Departamento de La Guajira para el Apoyo al Cumplimiento de la Ley 388 de Desarrollo Territorial (INGEOMINAS, 1999), a las planchas 01 y 02 del Mapa de Dominio de Minerales Industriales de Colombia y la memoria explicativa de esta (Maya & González, 1998), entre muchos otros que se citan en el desarrollo del texto.

Se busca no sólo describir las ocurrencias minerales y los yacimientos del departamento, sino también mostrar las grandes posibilidades de recursos minerales, fundamentada esta información en el conocimiento geológico existente y los reportes de manifestaciones, ocurrencias y yacimientos conocidos; además, se plantea la necesidad que tiene el departamento de implementar políticas tendientes a la formulación de proyectos de exploración y evaluación de los recursos minerales. La descripción de los recursos se divide en cinco grupos, siguiendo la división hecha en el informe de Minerales Estratégicos para El Desarrollo de Colombia (Romero & Castro, 1995): Metales y Minerales Preciosos, Metales Básicos, Metales de la Industria del Acero, Minerales Industriales, Minerales Energéticos y Minerales de la Industria de la Construcción.

En La Guajira hay manifestaciones, yacimientos o explotaciones mineras de oro, cobre, yeso, sal, baritina, magnesita, talco, fosfatos, asbesto, carbón, caliza, mármol, arenas, gravas, arcillas y agregados pétreos.

4.1 METALES Y MINERALES PRECIOSOS

El grupo de los **minerales y metales preciosos** comprende: oro, plata, metales del grupo del platino, diamante y otras gemas.

El Departamento de La Guajira no ha tenido una tradición minera importante en cuanto a extracción de minerales y metales preciosos, a pesar de presentar una geología propicia para la formación de yacimientos, en especial en las serranías de Jarara, Macuira, Cosinas, Carpintero, la Sierra Nevada de Santa Marta y la serranía de Perijá. En parte, se debe a la falta de programas y proyectos encaminados a explorar de manera sistemática los recursos minerales en las áreas antes mencionadas y, por otro lado, a la vocación económica de sus habitantes hacia otros renglones productivos como la ganadería, la agricultura y el comercio.

Lozano (1987) considera la Sierra Nevada de Santa Marta como una de las zonas con mayor perspectiva para el hallazgo de mineralizaciones de oro de filón, comparable desde un punto de vista geológico, con las áreas de Segovia y el sur de Bolívar, donde ya se conocen numerosos depósitos de oro. En el Departamento de La Guajira se tienen algunos reportes de manifestaciones de oro hacia la serranía de Macuira y las laderas de la Sierra Nevada de Santa Marta. Stutzer & Scheibe (1933), en una visita a la Macuira, tuvieron la oportunidad de conocer algunas muestras con oro libre cerca de Nazareth, las cuales consideran que fueron formadas en el “Granito de La Macuira”, además, encontraron vetas de cuarzo con piritita y algunos rastros de oro en el lado sur de esta serranía.

En los últimos años, se ha estudiado a nivel de exploración, una zona aurífera de aluvión, en las colinas del piedemonte de la Sierra Nevada de Santa Marta, entre el río Palomino y el río Cañas. Actualmente se realizan explotaciones subterráneas en el área del Municipio de Riohacha, que se refieren a túneles sobre aluviones. En el área de la serranía de Perijá se manifiestan filones de cuarzo, no continuos en la superficie, que aparecen en rocas ígneas porfiríticas, asociadas con zonas de diaclasamiento (Castiblanco *et al.*, 1999).

En el Diagnóstico Minero Ambiental de La Guajira (Mineralco - Gobernación de La Guajira, 1997), se reconocen en el Municipio de Dibulla cuatro manifestaciones de oro en las laderas de los ríos Jerez, Cañas, Ancho y Palomino, las cuales se han explotado de manera artesanal.

La actividad minera de metales preciosos se limita a la extracción de oro en pequeña proporción, y se concentra su explotación en el Municipio de Riohacha y en Dibulla. El oro se extrae de manera artesanal (Castiblanco *et al.*, 1999). En la Tabla 6 se presentan las localidades donde han existido explotaciones de oro en el departamento.

Tabla 6. Aspectos mineros de la explotación de oro en el Departamento de La Guajira.

Nº	Identif Mina	Municipio	Nombre explotador	Coor. X (N)	Coor Y (E)
1	440019	RIOHACHA	IGUARÁN HERNÁNDEZ CARLOS A.	1'729.928	1'059.655,
2	440020	RIOHACHA	COTES BRUGES ALFONSO	1'730.620,	1'073.320,
3	440021	RIOHACHA	IGUARÁN HERNÁNDEZ CARLOS A.	1'731.230,	1'059.530,
4	440023	RIOHACHA	CASTRO ARREGOCES L ALBERTO	1'734.910,	1'085.180,

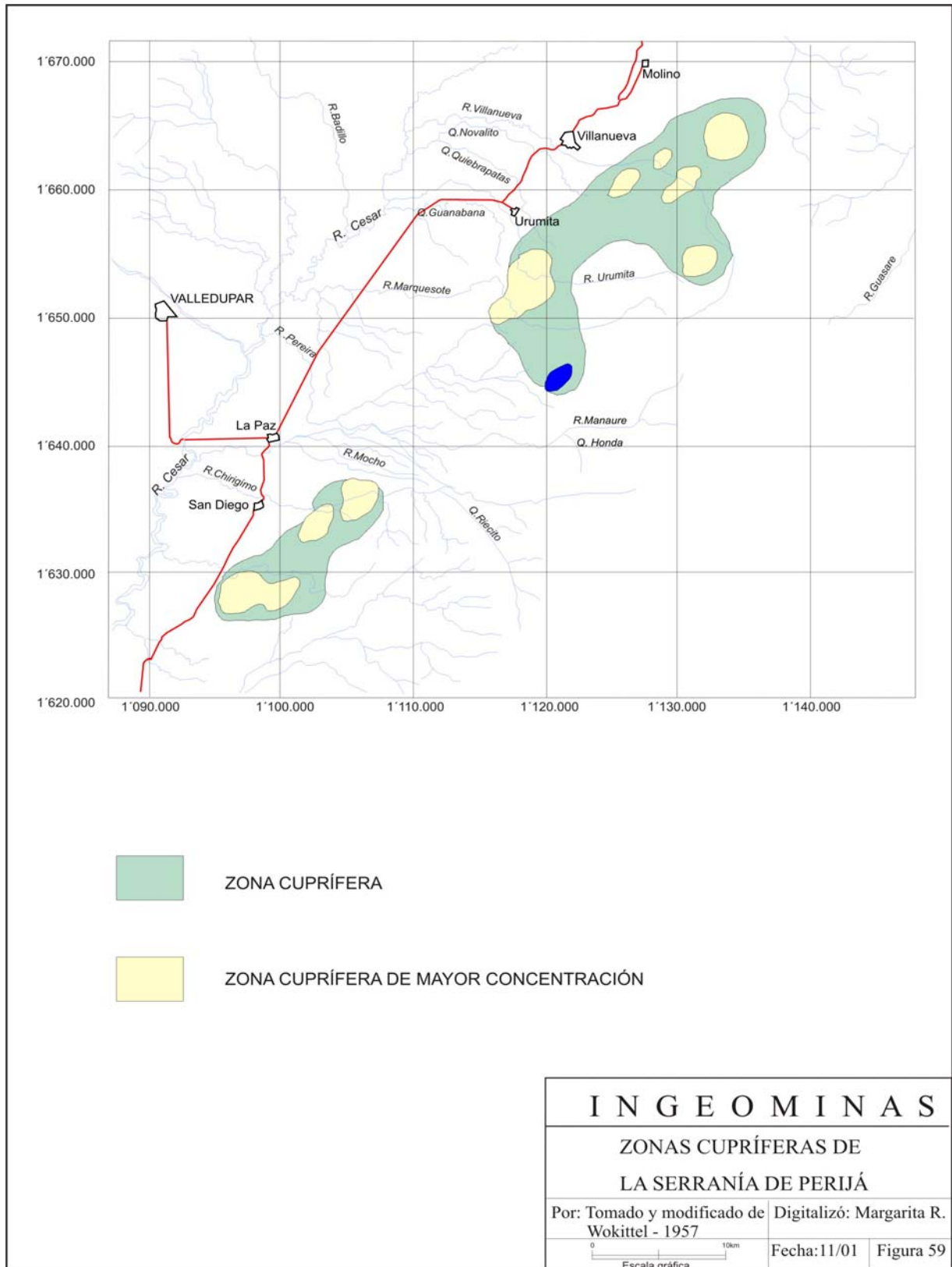
Fuente: Inventario Minero Nacional 1997 (Castiblanco *et al.*, 1999).

4.2 METALES BÁSICOS

El grupo de los metales básicos comprende: cobre, aluminio, cinc, estaño y plomo. Desde la época de la Colonia se conocen en La Guajira manifestaciones y yacimientos de cobre y algunas manifestaciones de plomo y cinc. La importancia relativa de estos yacimientos aún no se ha determinado, algunos de los reportes muestran datos de recursos y tenores, pero no se ha efectuado una exploración sistemática tendiente a evaluar los recursos y reservas del mineral de cobre.

Tres regiones del departamento se consideran las de mayor importancia para la exploración sistemática y la evaluación de este mineral: la serranía de Perijá, la Sierra Nevada de Santa Marta y la serranía de Cosinas ; esta última, más por la similitud litológica con las otras dos áreas, que por el conocimiento que se tiene de la existencia de manifestaciones y yacimientos. Existen algunos estudios preliminares sobre el cobre de la serranía de Perijá, en particular los informes elaborados por Wokittel (1957) y la Misión del Gobierno Japonés (1965), de los cuales se resume lo siguiente:

Wokittel (1957) realiza una corta visita a algunas manifestaciones de cobre, localizadas en el flanco occidental de la serranía de Perijá, entre el sur de San Diego y Molino (Figura 59), en un área de más de 50 km de largo por 12 km de ancho. Las mineralizaciones se presentan con una dirección general SW-NE.



De acuerdo con la descripción de Wokittel (1957), las manifestaciones de cobre se encuentran sobre rocas volcano sedimentarias de edad juratriásica, asociadas a rocas ígneas porfiríticas. Este autor considera que la formación cuprífera de la serranía de Perijá corresponde a yacimientos de tipo diseminado, relacionados a intrusiones de rocas porfiríticas de composición monzonítica, dacita y riolita, donde también aparecen lavas y tobas. Estos cuerpos intruyen la Formación Girón y hacia los bordes presentan numerosas venas y venillas que silicificaron la roca. El cobre se presenta en venas, venillas y diseminado, tanto en las rocas intruidas como en la roca intrusiva. Los minerales de cobre más comunes a nivel superficial son: malaquita, azurita, cuprita y cobre nativo, adicionalmente se presentan rodados con bornita, calcosita y calcopirita (Wokittel, 1957).

Las mineralizaciones más importantes corresponden a filones de cuarzo con cobre; se presentan en venas de unos pocos centímetros hasta 1 y 2 metros. Los minerales de cobre se presentan en las venas y en los respaldos. La disposición de las venas o vetas es paralela, están cortadas por venas transversales y forman un *stockwork*.

Los contenidos de cobre varían considerablemente de un lugar a otro:

- En la Mina *Ánima Sola*, 6 km al sur de San Diego, los contenidos de cobre reportados por Wokittel (1957) varían entre 0,5% y 34% de Cu. En La Paz (Zeppelin, Candelaria), Urumita y Molino obtuvo valores de 0,7% a 9% de Cu.
- La mina La Botella, localizada en la margen derecha del río Villanueva a nueve kilómetros al sureste del pueblo, explota un lente mineralizado por calcosina, bornita, calcopirita y malaquita. Los contenidos de cobre reportados por Wokittel (1957) varían entre 1,6% y 20,7% de Cu, además, esta mina contiene Au y Ag.

Posteriormente, una misión del Gobierno Japonés (Government of Japan, 1965) visitó el área de la serranía de Perijá, y reportó lo siguiente:

- **Mineralizaciones El Cerrito y El Ojo.** Localizada al este, a 40 minutos por carretable desde Barrancas. En el área afloran areniscas interestratificadas con limolitas y conglomerados, intruidos por diques riolíticos. En El Cerrito los afloramientos mineralizados se presentan como parches distantes varias docenas de metros, cada parche de unos 10 m de longitud y generalmente siguen los planos de estratificación en areniscas o limolitas; consiste en malaquita, azurita y calcosina; el tenor es del orden de 0,8% Cu. En el área de El Ojo la mineralización se presenta en los diques riolíticos y consiste en pequeñas cantidades de malaquita y bornita; el tenor es del orden de 0,2 - 0,3% Cu (Castiblanco *et al.*, 1999).
- **Área de río Dulce.** Localizada a 11 km al sureste de Barrancas. En el sitio afloran rocas volcánicas (basaltos y tobas) intercaladas con conglomerados que contienen bloques y fragmentos de areniscas, pórfidos y pizarras; el conjunto tiene una dirección N20 – 30°E y buza 20-30° E; están intruidas a su vez por diques riolíticos. Los óxidos de cobre ocurren como películas en fracturas dentro de las areniscas, siguiendo la estratificación. En los sitios el Salado y los Portales, Carbolito, la Botella (con dos túneles abandonados), y otros en las vecindades, se presentan minerales de cobre (Government of Japan, 1966). Otras zonas mineralizadas en las

regiones de Villa Nueva - Urumita - San Diego, límites con el Departamento del Cesar, son los prospectos de Loma de Corazón, Portachuelo, Gallinazo, Plancito, Magüeyal, Oveja, El Rincón, Seno, Larriga, Zeppelin y San José. De estos prospectos el de El Rincón es el más promisorio; la mineralización se presenta en venas (unas diez) desde 15 cm hasta 3 m de ancho, dispuestas en echelón en areniscas rojas; la extensión total del área mineralizada es de unos 400 m; la Misión Japonesa estima unas 43 mil toneladas de mena con un promedio de 1,4% Cu, y 40 gr de plata por tonelada (Castiblanco *et al.*, 1999).

- De acuerdo con el inventario minero (Castiblanco *et al.*, 1999), se localizaron cuatro explotaciones de cobre; dos abandonadas y dos inactivas en el Municipio de Barrancas en las localidades de El Portal, El Dulce, Cerrito - Ojo y El Salao; su explotación se realizaba por métodos de minería subterránea y su producción no superaba las 50.000 toneladas/año.

La Tabla 7 presenta la localización de algunas de estas explotaciones:

Tabla 7. Mineralizaciones de Cu en el Departamento de La Guajira.

Municipio	Nombre Explotador	Coor. X (N)	Coor. Y (E)
BARRANCAS	DAZA GARCÍA DAVID	1'701.451	1'163.208
BARRANCAS	VARELA M L. ALFONSO	1'701.452	1'164.928
BARRANCAS	DERIVADOS MINEROS NACIONALES	1'703.331	1'153.006
BARRANCAS	DERIVADOS MINEROS NACIONALES	1'706.475	1'158.838

Fuente: Inventario Minero Nacional 1997

Lockwood (1967) reporta manifestaciones de malaquita de poca importancia económica en el área de Parashi, relacionadas a venas de cuarzo que se presentan a lo largo del contacto entre cuerpos graníticos del Neis de Uray.

4.3 METALES DE LA INDUSTRIA DEL ACERO

Se conoce con el nombre de metales de la industria del acero aquellos que se mezclan con el hierro para producir aleaciones (Romero & Castro, 1995). Este grupo está compuesto por hierro, níquel, cromo, cobalto, manganeso, niobio, tungsteno y vanadio.

La información que se conoce de la presencia de manifestaciones y yacimientos de este grupo de metales en el Departamento de La Guajira es muy escasa. A nivel nacional las reservas potenciales de mineral de hierro son bajas, así como el potencial de encontrar yacimientos está concentrado fundamentalmente en dos áreas, según el informe de Romero & Castro (1995): la primera zona corresponde a la Sierra Nevada de Santa Marta (Arco de Sevilla), donde se presentan prospectos interesantes de segregación magmática tipo Kiruna (magnetita, ilmenita, apatito). Este prospecto tiene algunas ventajas, como la infraestructura

existente en el área y la cercanía a los carbones y el gas de La Guajira. La otra área de interés se encuentra en los alrededores de Mitú.

El Convenio Mineralco - Gobernación de La Guajira (1997) presenta algunas áreas dentro del departamento con manifestaciones de hierro, titanio y cromo, que corresponden al sector de La Junta, Municipio de San Juan del Cesar. No se tiene información del tipo de manifestación y la unidad litológica en que se encuentra. Reportan ocurrencias de titanio en los sectores de Las Gaviotas, cerca de Dibulla, y en el cabo de La Vela, Municipio de Uribia, esta última manifestación asociada a las Serpentinitas del Cabo de La Vela. Por último, se describe la presencia de cromo en la serranía de Macuira y en el cerro Parashi, relacionada a cuerpos de serpentinita, donde las manifestaciones mayores, según Lockwood (1965), se presentan de manera errática, pero él considera que el potencial mineral justifica una exploración subsuperficial.

4.4 MINERALES Y ROCAS INDUSTRIALES

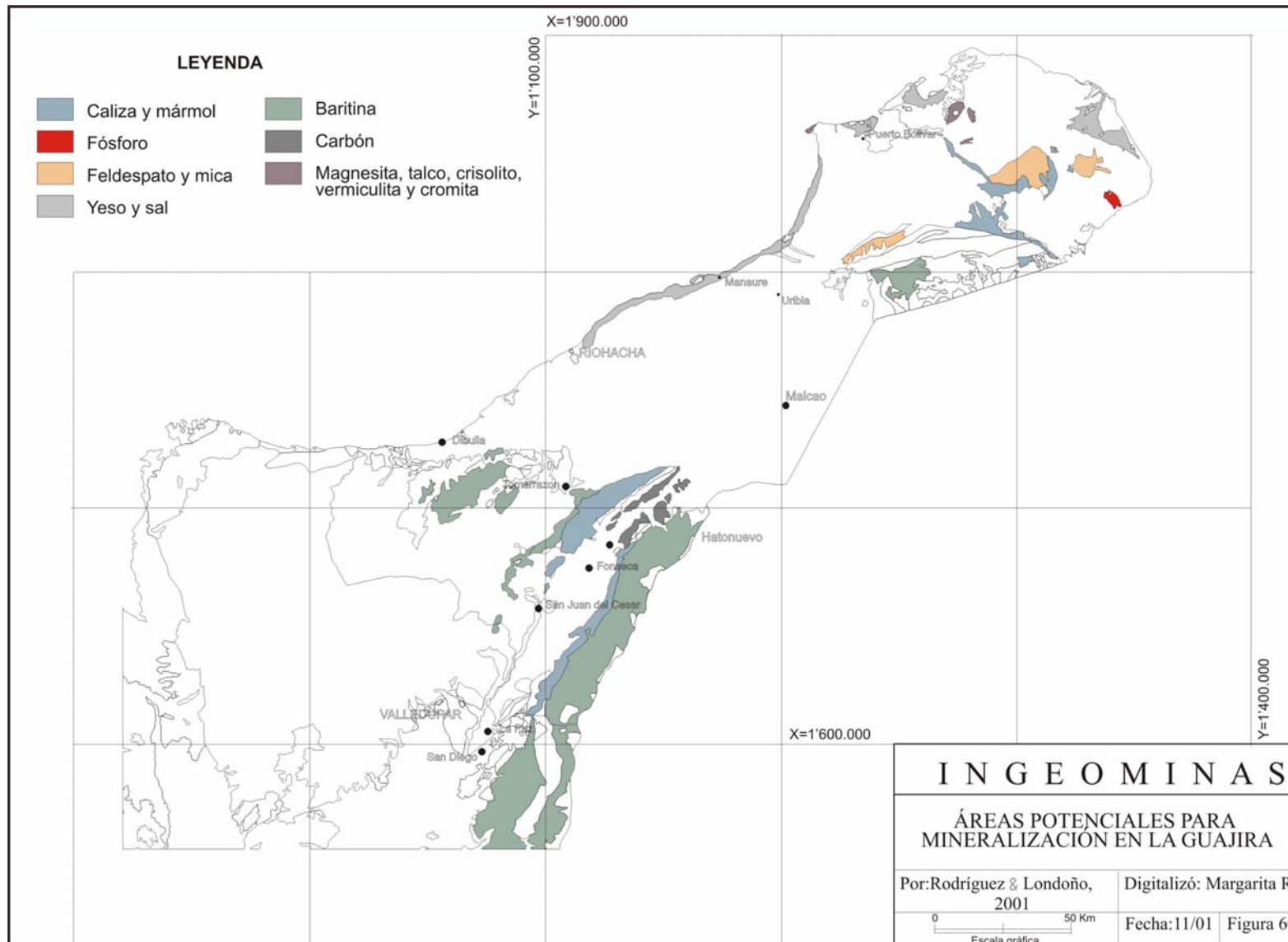
Un **mineral industrial** es “cualquier roca, mineral u otra sustancia de ocurrencia natural con valor económico, que excluye las menas metálicas, los aceites minerales y las piedras preciosas”. El término **minerales industriales** puede incluir no sólo rocas y minerales, sino también ciertos productos elaborados, tales como cemento y cal, y aun grupos de mezclas de productos naturales y artificiales, tales como abrasivos y refractarios (Bates, 1994, en Maya & González, 1998).

Los minerales industriales presentes en La Guajira corresponden a sal, yeso baritina, caliza, mármol, feldespato, fosfato, magnesita, mica y talco. La Figura 60 muestra las áreas potenciales para explorar estos minerales en La Guajira.

4.4.1 Yeso

Castiblanco *et al.* (1999) describen sobre el yeso de La Guajira lo siguiente: las manifestaciones de este mineral consisten en láminas de yeso intercaladas con arcillolitas del Eoceno de la Formación Aguas Blancas (Tschanz, 1969), localizadas en el Municipio de Barrancas (Región de El Cerrejón), y entre arcillolitas oligocenas que afloran en el Municipio de Uribia (sitios El Cardón, Carrizal, Portete, Bahía Honda, Puerto Estrella, Castilletes y Santa Cruz).

Maya & González (1998) encuentran el yeso distribuido en cinco sectores principales de la franja costera: sector El Cardón - Carrizal, alrededores de Puerto Bolívar, área de Bahía Honda, entre Puerto Estrella y Punta Espada, y en el sector Siapana - Castilletes (Figura 60). El primer sector corresponde a una extensa franja localizada a lo largo de la costa donde se encuentra un extenso depósito de yeso estratificado en la superficie de la playa, en un área de barrera plana ligeramente arriba del nivel del mar, la cual se extiende dos o tres kilómetros hacia adentro de la península desde el borde del mar. El depósito es explotado por los Wayúus y empleado en la industria del cemento. Un afloramiento típico está compuesto de capas alternantes de yeso poroso de grano grueso y yeso poroso de grano fino. Las capas porosas tienen aproximadamente un centímetro de espesor, contienen



cristales de yeso e impurezas de halita y arena de cuarzo (Álvarez, 1967, en Maya & González, 1998).

La mayor parte de las limolitas del Paleógeno y de Neógeno que rodean la serranía de Jarara son yesíferas, y cantidades menores de yeso han sido esporádicamente explotadas por los nativos Guajiros. En el área de Jarara se encuentra yeso en la porción más baja de la Formación Uitpa, donde ocurre como venas secundarias y paralelas a la estratificación. En el sector de Puerto Estrella - Punta Espada y en el área entre Siapana y Castilletes se encuentran ocurrencias de yeso en la Formación Castilletes (Maya & González, 1998).

Estudios realizados por Ecominas en el yacimiento yesífero (Aporte 064- Mineralco) localizado en el Municipio de Uribia, dentro de los parajes de Ahuyama, Cordón, Carrizal y Maruiy, en una extensión aproximada de 13.000 ha, tiene las siguientes características: El espesor de la capa yesífera fluctúa entre 10 y 120 cm; el contenido de SO₃ fluctúa en un promedio del 36%; el recubrimiento de la capa yesífera fluctúa entre 0 y 100 cm y el volumen de reservas en el área es de 7'000.000 de toneladas (Castiblanco *et al.*, 1999).

4.4.2 Sal

En el departamento se encuentran las salinas de Manaure, localizadas en el Municipio de Manaure y salinas en Bahía Honda (Figuras 60 y 61).

Las salinas de Manaure tienen un área de 4.000 hectáreas inundables. Actualmente realizan trabajos de explotación la Empresa Salinas de Manaure. La explotación consistente en almacenar agua marina en charcas o piscinas de evaporación, las cuales son separadas por diques que aíslan la salmuera durante las diferentes etapas de cristalización fraccionada. El proceso inicial concentra la salmuera, y permite que se precipiten de la solución, los compuestos de Ca, Mg y Fe. Posteriormente, la salmuera es bombeada a las charcas de cal para remover el exceso de sulfato de calcio y luego es transferida a las charcas de cosecha. Las charcas cosechadoras se inundan repetitivamente con nueva salmuera para iniciar el siguiente ciclo. El proceso toma aproximadamente 5 años desde la entrada del agua marina hasta la cristalización y la cosecha. La producción de sal en Manaure es mayor de 200.000 ton/año (Castiblanco *et al.*, 1999).

4.4.3 Calizas

El Departamento de La Guajira tiene importantes recursos de calizas asociados a unidades sedimentarias de edades desde el Pérmico hasta el Cenozoico, entre las que se encuentran las Formación Siamaná del Oligoceno, Hato Nuevo de edad cretácica - paleocena, el Grupo Cogollo y las rocas del Pérmico y del Pensilvaniano del cerro Cerrejón, entre otros (Figura 60).



Figura 61. Salinas de Manaure.

A pesar de los importantes recursos que tiene el departamento, así como los potenciales mercados con países vecinos y los yacimientos de carbón térmico del Cerrejón, no se han adelantado programas y proyectos de evaluación de los recursos tendientes a caracterizar las calizas y determinar sus reservas y posibles usos y aun menos se han desarrollado explotaciones a mediana y gran escala.

Las calizas más conocidas afloran entre San Juan del Cesar y Cuestecita; tienen un ancho promedio de 7 a 8 km, por 45 km de extensión. El área de afloramiento total es de 300 km², aproximadamente, y el espesor de la unidad estratigráfica es de 615 m (Tschanz *et al.*, 1971).

El Grupo Cogollo es otra fuente potencial de calizas en La Guajira. Esta unidad fue definida por Renz (1956), quien posteriormente la redefinió en 1960. Está compuesta por una unidad inferior constituida por caliza de color gris azul, calizas micríticas, margas, calizas fosilíferas, calizas negras y calizas arenosas con un espesor mayor a los 450 m y una unidad superior de 250 m de espesor, constituida por bancos potentes de calizas oolíticas y detríticas con granos de cuarzo. El Grupo Cogollo aflora en la margen occidental del valle del río Ranchería, forma parte del flanco occidental de la serranía del Perijá. Se extienden desde San Juan del Cesar hasta Cuestecita y por la serranía del Perijá, desde el oriente de San Juan hasta cercanías al cerro Cerrejón (Castiblanco *et al.*, 1999). Esta unidad aflora en la Alta Guajira, hacia la parte norte de la serranía de Cosinas, sector de Camarotes y hacia la Flor del Paraíso. En esta región, la unidad está constituida por calizas micríticas, margas, calizas oolíticas y calizas lumaquélicas y biomicríticas. Las calizas son de color gris y gris azulado, en capas medias a muy gruesas de hasta 2 m, con dirección N25°W y buzan entre 13 y 18° al NE (Rodríguez *et al.*, 1999).

Otra unidad con niveles de calizas es la Formación La Luna, que se divide en los miembros Laja y Manaure. El primer miembro contiene calizas petrolíferas con intercalaciones bentónicas. El segundo consiste de *shales* calcáreos y calizas con abundante glauconita. Así mismo la Formación Hato Nuevo presenta grandes reservas de caliza (Tschanz *et al.*, 1971). Ronderos (1956) analizó la parte superior de la Formación Hato Nuevo, cerca de la localidad del mismo nombre y las calizas del cerro Cerrejón; estas últimas, con un contenido de CaO que varía entre 44 y 55%. La composición química de la sección cerca de Los Hornitos es muy uniforme y está constituida en promedio por: CaO-53,3%, pérdidas por ignición -43,1%; materia insoluble 1,5%; MgO-1,05%; P₂O₅-0,03%; Fe₂O₃-0,1%, y Al₂O₃-0,6%.

Maya & González (1998) describen dos sectores con abundantes calizas dentro de la memoria del Mapa de Dominios de Minerales Industriales, Planchas 01 y 02. Encuentran calizas que bordean los flancos oriental y sur de la serranía de Jarara, y en el flanco nororiental de la serranía de Cosinas. La unidad que contiene las calizas es la Formación Siamaná, que corresponde a rocas sedimentarias compuestas por calizas del Oligoceno que suprayacen los complejos Macuira y Jarara. La Formación Siamaná, nombrada por Renz (1960) y descrita por Rollins (1965), está compuesta por calizas arenosas, calizas lumaquéllicas, calizas arrecifales, margas, conglomerados con caliza de cemento y *shales* grises. La formación varía en espesor desde 302 m en la localidad tipo cerca a Siamaná, y 247 m cerca a Uitpa (Lockwood, 1965; Álvarez, 1967, en Maya & González, 1998).

La explotación de este mineral, en el departamento, se realiza a mínima escala por métodos de explotación a cielo abierto y sin sistemas de extracción específicos. Se localizaron tres minas, dos activas y una inactiva, en los municipios de Barrancas, Riohacha y Fonseca (Tabla 8) (Castiblanco *et al.*, 1999). En el Informe de Mineralco - Gobernación de La Guajira (1997), se hace referencia a 5.000 millones de toneladas de reservas de mineral, pero lo cierto del caso es que se desconoce en buena medida el volumen de mineral y las características de éste en las diferentes unidades litológicas.

Tabla 8. Aspectos mineros de la explotación de caliza.

Municipio	Nombre explotador	Coor. X (N)	Coor Y (E)	Mineral explotado	Actividad minera
BARRANCAS	MEJÍA TRUJILLO RODRIGO	1'702.813	1'148.496	CALIZA	ACT
RIOHACHA	EXPLOVOLCO	1'734.375,	1'095.400	CALIZA	ACT
FONSECA	MURCIA FIGUEROA CLEMENCIA	1'698.720	1'126.390	CALIZA	INAT

Fuente Inventario Minero Nacional (1997, en Castiblanco *et al.*, 1999).

4.4.4 Mármol

En este departamento, el mármol se presenta como pequeños cuerpos cerca del extremo oeste de la serranía de Perijá y en las serranías de Jarara y Macuira. El principal yacimiento se encuentra en cercanías de Barranca y Cuestecita (Castiblanco *et al.*, 1999).

Se presentan con poca frecuencia mármoles dentro de los Esquistos de Jutúruhu, pertenecientes al Complejo Macuira, en la serranía de Jarara. Estas rocas están asociadas generalmente con neises félsicos y esquistos moscovíticos. Los mármoles tienen color blanco amarillento y gris claro. En la mayoría de localidades las bandas de mármol tienen un espesor menor de 15 cm, pero algunos cuerpos alcanzan los 5 m, especialmente en el flanco sur del cerro Jarésapatu. Los mármoles generalmente tienen una textura sacaroidal y un grano medio a grueso (Lockwood, 1965, en Maya & González, 1998).

En la serranía de Macuira, haciendo parte del Complejo Macuira, se localizan lentes de mármol diopsídico con gruesas esfenas de color pardo a amarillo pálido hasta de 20 cm de diámetro y cristales de clinopiroxeno de color morado hasta de 30 cm de diámetro en una matriz de grano fino a medio de calcita negra (Maya & González, 1998).

En La Guajira existen dos (2) minas de mármol ubicadas en el Municipio de Barrancas (explotadas por Mármoles Romanos Ltda. y el señor Bedoya Castaño Elio Adán); las minas se localizan en coordenadas geográficas X: 1'702.603, Y: 1'147.788; X: 1'702.835, Y: 1'148.459. Las explotaciones de mármol se encuentran en el mínimo estado de desarrollo; la técnica no ha hecho presencia en lo referente al diseño y planeamiento minero y los yacimientos se encuentran subexplotados (Castiblanco *et al.*, 1999).

4.4.5 Fosfatos

Como muchas de las ocurrencias minerales de La Guajira, las ocurrencias de fosfatos no escapan a un nivel de estudio incipiente de mero reconocimiento, en especial aquellas relacionadas a formaciones sedimentarias cenozoicas.

Durante el proyecto de exploración de fosfatos en Colombia, llevado a cabo durante tres meses y medio (en todo el territorio nacional), por el Inventario Minero Nacional, con la asesoría del Servicio Geológico de los Estados Unidos, se hizo una breve visita a algunas manifestaciones en La Guajira, en especial a aquellas asociadas a la Formación La Luna de edad cretácica tardía y de manera muy local a la sección cenozoica marina (Figura 60). En este trabajo, Cathcart & Zambrano (1967) prácticamente descartan la importancia de los fosfatos de la Formación La Luna, pero se deja abierta la posibilidad de encontrar yacimientos de valor económico, relacionados a las unidades cenozoicas marinas. Posteriormente, Hall & Cediel (1971) analizan los ambientes de formación de las unidades cenozoicas marinas (formaciones Siamaná y Uitpa) que afloran en la Alta Guajira y consideran que se justifica reevaluar la potencialidad de los fosfatos y evaporitas asociados a estas unidades y recomiendan emprender proyectos de exploración, teniendo muy en cuenta los medios de depósito.

En La Guajira, niveles de fosfatos de origen sedimentario han sido reportados en las rocas de la Formación Castilletes (Rollins, 1965), cerca a Castilletes. Esta unidad está compuesta por una secuencia de areniscas calcáreas, calizas arenosas y limosas muy fosilíferas, con intercalaciones de arcillolitas pardas a grises. La parte superior de la formación es predominantemente arcillosa y está compuesta por arcillolitas blandas de color gris verdoso a pardas, con selenita. Niveles delgados de fosforitas se presentan en estas rocas. El origen de estos depósitos es del tipo sedimentario (Maya & González, 1998).

4.4.6 Baritina

El sulfato de bario (baritina) se presenta en el departamento en tres áreas principales: La serranía de Cosinas, la serranía de Perijá y la Sierra Nevada de Santa Marta (Figura 60). Se han reportado ocurrencias minerales en los municipios de Uribia, Villanueva, El Molino y Fonseca. Todas estas mineralizaciones se asocian a rocas volcano sedimentarias de edad juratriásica.

En la serranía de Cosinas (Alta Guajira), las mineralizaciones de baritina se encuentran asociadas a las rocas de las Riodacitas de Ipapure - Cerro La Teta. Esta unidad está compuesta principalmente por lavas de composición riodacítica y tobas de tamaño ceniza y lapilli, y composición riolítica y dacítica.

Rodríguez et al. (1999) realizan una visita de reconocimiento al área de la serranía de Cosinas y entre las múltiples mineralizaciones existentes, visitan dos de ellas, y describen lo siguiente:

Una de las mineralizaciones se localiza cerca al Cementerio de Yotójóroin, con coordenadas N11°42'58,6" y W71°53'59,6" (Plancha 10-II-C). Corresponde a una vena de baritina de color blanco, con fragmentos de riolita incluidos en los bordes, que le imprimen un aspecto brechoso a la mineralización. La vena atraviesa riolitas de color gris verdoso claro, tiene espesor irregular entre 10 y 20 cm, dirección general N50°E e inclinación de 67°SE y se desprenden venillas menores a ambos lados. La baritina es de origen hidrotermal. La mineralización presenta una trinchera a lo largo del rumbo de la vena, entre 150 y 200 m, que sirvió para la extracción del mineral más superficial.

La segunda mineralización se localiza en la serranía de Cosinas, en la ranchería Casuspa (Plancha 10-II-A) y tiene como coordenadas N11°48'39,2", W71°51'15,6". En esta área afloran rocas volcánicas piroclásticas de color moado, correspondientes a tobas de ceniza y lapilli, con textura porfídica, constituidas por fragmentos de rocas y cristales.

Se presentan al menos cinco venas subparalelas de baritina, que afloran en un área aproximada de 200 por 250 m². Las venas tienen una dirección general N20 a 40°W y buzan entre 55 a 80° al NE hasta 80°SW y algunas afloran hasta 150 m a lo largo del rumbo. Las vetas presentan bolsones y adelgazamientos, y el espesor varía entre unos pocos centímetros hasta 70 cm. Son frecuentes las ramificaciones de venillas a lado y lado de las venas principales (Figura 62). La baritina localmente tiene aspecto brechoso.

La empresa PROMICOL S. A. explotó el mineral hace unos 12 años, trabajó las venas con espesores entre 5 y 20 cm superficialmente, por medio de trincheras de 1 a 2 m de profundidad, por 1 a 1,5 m de ancho y con longitudes entre 40 y 150 m. Las venas de mayor espesor fueron explotadas de manera subterránea, los trabajos abandonados consisten de paneles de explotación que tienen una profundidad por debajo del nivel de superficie entre 100 y 200 m y los obreros accedían a la vena por medio de un tambor de 1,50 m de diámetro, que servía también para subir el mineral hasta la superficie. Los paneles de explotación, de acuerdo con lo observado, tienen una longitud de 50 a 60 m hasta 200 m, por 1 a 1,5 m de ancho, no se estableció el alto de éstos.



Figura 62. Vena de baritina y venillas que cortan tobas.

Maya & González (1998) reportan explotaciones de mineral de bario de origen hidrotermal en las rocas volcánicas de La Teta, que corresponden a la misma secuencia de vulcanitas de la serranía de Cosinas. La baritina se encuentra relleno de fracturas y cavidades, que forman venas entrelazadas de pocos centímetros de espesor.

4.4.7 Talco, magnesita, asbesto y vermiculita

En La Guajira se conocen algunas localidades con manifestaciones, las cuales han sido descritas de manera somera, pero no se tienen datos de calidades y volúmenes de estos cuatro minerales, solamente se conoce de manera descriptiva los afloramientos superficiales (Figura 60).

Abundantes venas de crisotilo de fibra corta se encuentran en numerosas localidades dentro de las serpentinitas del área de Parashi. El talco es abundante también en este sector y se

encuentra en los contactos entre serpentinita y la roca encajante. Está comúnmente intermezclada con cantidades variables de clorita, tremolita y cromita. Las zonas con talco tienen un espesor que varía desde 10 cm hasta los 25 m. El talco más puro y más abundante se encuentra en los cerros de Parashi, particularmente en un área a dos kilómetros al noroccidente de Huáttapara. Aquí la mayoría de cuerpos de serpentinita están rodeados por bandas irregulares de talco relativamente puro (talco >95%) con un espesor promedio de 1 m y una extensión lateral de varios centenares de metros. Estos depósitos corresponden al tipo de génesis hidrotermal en rocas ultramáficas (Lockwood, 1965, en Maya & González, 1998). El mineral de magnesio (magnesita) se encuentra asociado a las Serpentinitas del Cabo de La Vela, unidad descrita por Radelli (1962) y compuesta por serpentinitas, piroxenitas y gabros. Los afloramientos de magnesita se presentan en el cabo de La Vela y en el sitio denominado Pílon de Azúcar. La vía de acceso al cabo de La Vela comprende una carretera no pavimentada, de dos carriles y en buen estado de conservación, que comunica la cabecera municipal de Uribia con Puerto Bolívar; a partir del kilómetro 43 de esta vía, se desprende una trocha, con una longitud aproximada de 22 km que conduce hasta el cabo de La Vela.

La mineralización consiste en venas de magnesita que rellenan fracturas y microfracturas (Figura 63). Rodríguez *et al.* (1999) describen más de 12 venas de magnesita de origen hidrotermal en el cabo de La Vela; con espesores entre unos pocos centímetros hasta 20 cm y dirección predominante N30°E que buza entre 65 y 70°SE. La magnesita es de color blanco, masiva, de aspecto terroso y botroidal, localmente con fragmentos incluidos de serpentinita. La continuidad longitudinal de las venas en superficie es de más de 200 m.

4.4.8 Micas

Minerales micáceos tipo moscovita se encuentran en los diques pegmatíticos, los cuales son muy abundantes en el área suroriental de la serranía de Jarara y se presentan en cuerpos que intruyen las rocas del Grupo Macuira. Las pegmatitas tienen cristales subhedrales de microclina de color gris azul, con tamaños hasta de 10 cm, rodeados por agregados finogranulares de microclina peritítica, albita, cuarzo y moscovita. Las micas gruesas de moscovita pueden comprender hasta el 20% de la composición. La biotita es usualmente de menor tamaño; la epidota, la clorita y el apatito son minerales accesorios comunes, así como la turmalina negra y pequeños granates rojos. Estos diques están fuertemente cizallados en la mayoría de las áreas, y las texturas mortero son típicas en las variedades más gruesas (Lockwood, 1965, en Maya & González, 1998).

4.4.9 Feldespato

Maya & González (1998) consideran tres áreas del departamento, promisorias para explorar feldespatos las cuales son (Figura 60):



Figura 63. Vena de magnesita superficial en el cabo de La Vela.

1. Un sector asociado a las pegmatitas que intruyen el Grupo Macuira en la serranía de Jarara.

2. El sector localizado en la parte nororiental de la serranía de Macuira relacionado con la Granodiorita de Siapana. En una zona de contacto menor de 200 m de ancho se presentan diques irregulares y silos de granodiorita en el Grupo Macuira; las apófisis son finogranulares y contienen menos biotita y más feldespato potásico que el plutón granodiorítico. Estos cuerpos muestran, además, gradaciones a rocas con moscovita-cuarzo-feldespato potásico algunos de las cuales exhiben texturas granofíricas. Pegmatitas lenticulares compuestas por moscovita – cuarzo - micropertita se encuentran cerca a la periferia de la Granodiorita de Siapana y en la unidad adyacente, el Complejo

Macuira, los cuales muestran leves efectos de metamorfismo dinámico. También se encuentran diques porfiríticos leucocráticos y diques aplíticos (MacDonald, 1964).

3. Otra zona con ocurrencia de feldespato lo constituye el Leucogranito de Jojoncito ubicado en la parte occidental de la serranía de Simarúa. En la serranía de Simarúa, al suroccidente de Taparájín, se presentan cuerpos de pegmatitas con un espesor hasta de 150 m y una longitud de 4,5 km, que forman pequeños cerros distintivos. Estas rocas son ricas en cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico (Álvarez, 1967).

4.5 MINERALES ENERGÉTICOS

El Grupo de los minerales energéticos es el de mayor importancia en el departamento, comprende: carbón, petróleo, gas natural y uranio.

4.5.1 Carbón

El depósito más importante de Colombia se localiza en la zona de Cerrejón, situada hacia el extremo noreste del país, al sur del Departamento de La Guajira, sobre la cuenca del río Cesar - Ranchería, con una longitud de unos 50 km, tiene como límites la serranía de Perijá al este y las estribaciones de la Sierra Nevada de Santa Marta al oeste (Figura 60).

Castiblanco *et al.* (1999) describen lo siguiente sobre el yacimiento de El Cerrejón: “La unidad litológica que contiene los carbones es la Formación Cerrejón, la cual suprayace la Formación Manantial (calizas someras fosilíferas) y ésta a su vez suprayace a la Formación Hato Nuevo. El contacto entre la Formación Cerrejón y la Formación Manantial se ha establecido como transicional. La Formación Cerrejón es suprayacida de manera discordante por la Formación Tabaco (areniscas conglomeráticas y masivas).

La Formación Cerrejón consta esencialmente (Intercor, 1980) de areniscas de color gris, limolitas y arcillolitas de color gris a negro y limolitas de color gris oscuro a negro con lentes de caliza y mantos de carbón. Tiene un espesor promedio de 900 m y se ha definido como de edad paleocena.

Con base en los trabajos realizados por Intercor, se estableció que el espesor de los mantos aumenta hacia la parte alta de la unidad; se encuentra hacia la base carbones delgados que varían desde unos pocos centímetros hasta 2,0 metros de espesor, mientras que en el Miembro Superior presenta los mantos más gruesos con espesores entre 1,40 y 10,0 metros o más, ocasionalmente hasta de 26,0 metros.

El yacimiento está incluido en un sinclinorio de edad cenozoica, enmarcado por algunos rasgos estructurales sobresalientes como la Falla Oca al norte y la Falla Cerrejón, que marca el límite entre la serranía de Perijá y el valle del río Ranchería al este del yacimiento. Sigue en importancia a las dos anteriores, la Falla Ranchería localizada hacia el centro del yacimiento, con rumbo NE-SW. Se presentan igualmente algunos pliegues entre los cuales se pueden mencionar los anticlinales Papayal y Cerrejón y el Sinclinal Tabaco.

Para efectos de caracterización, el yacimiento carbonífero se ha dividido en tres bloques:

Cerrejón Bloque Norte. Se localiza en la parte norte del yacimiento y cubre un área de 38.000 hectáreas (Intercor, 1980).

Cerrejón Bloque Central. El área comprendida por el bloque central de El Cerrejón es de 10.000 hectáreas.

Cerrejón Bloque Sur. En este sector no se han realizado estudios exploratorios sistemáticos que permitan un buen conocimiento geológico, estratigráfico y estructural de esta parte del yacimiento.

La actividad extractiva se halla en dos zonas, la norte y la central, jurisdicción del Municipio de Barrancas. Los carbones son explotados en el departamento por el método de cielo abierto, el 90% de su producción es exportada y el resto consumida en Termo-Guajira, que hace del La Guajira el primer departamento productor de carbón del país.

En la Tabla 9 se observan los aspectos mineros más significativos de la explotación del carbón en el Departamento de La Guajira.

La producción de carbón en el Departamento de La Guajira alcanzó un total de 158'500.000 toneladas para el año de 1997 correspondientes al 60,33% de la producción total nacional (Figura 64).

Tabla 9 . Aspectos mineros de la explotación de carbón en el Departamento de La Guajira.

N°	Identif Mina	Municipio	Nombre explotador	Coorden X(N)	Coorden Y(E)	Mineral explotar	Actvid. minera	Nivel integra	Rang. Produ	Sistema explot.	Método. explot.
1	440008	BARRANCAS	OREGANAL S.A.	1707066,	1147137,	CARBON	ACT	EXU	2	CA	OPEN CAST
2	440009	BARRANCAS	CARBONES DEL CERREJON CENTRAL S.A.	1709773,	1148328,	CARBON	ACTI	EXB	3	CA	OPEN CAST
3	440010	BARRANCAS	TRASTEOS Y TRANSPORTES EL CONDOR SA	1710298,	1148074,	CARBON	ACT	EXU	2	CA	OPEN CAST
4	440011	BARRANCAS	CARBONES DEL CEREJON S.A	1711691,	1151411,	CARBON	ACT	EXU	3	CA	OPEN CAST
5	440012	BARRANCAS	BRIDGE COALD LTDA	1712483,	1153401,	CARBON	ABA	EXB	3	CA	OPEN CAST
6	440013	BARRANCAS	SAAB MAQUINARIA	1715191,	1152966,	CARBON	INAT	EXU	2	CA	OPEN CAST
7	440014	BARRANCAS	INTERCOR	1720425,	1158456,	CARBON	ACT	EXB	3	CA	OPEN CAST

Fuente Inventario Minero Nacional 1997

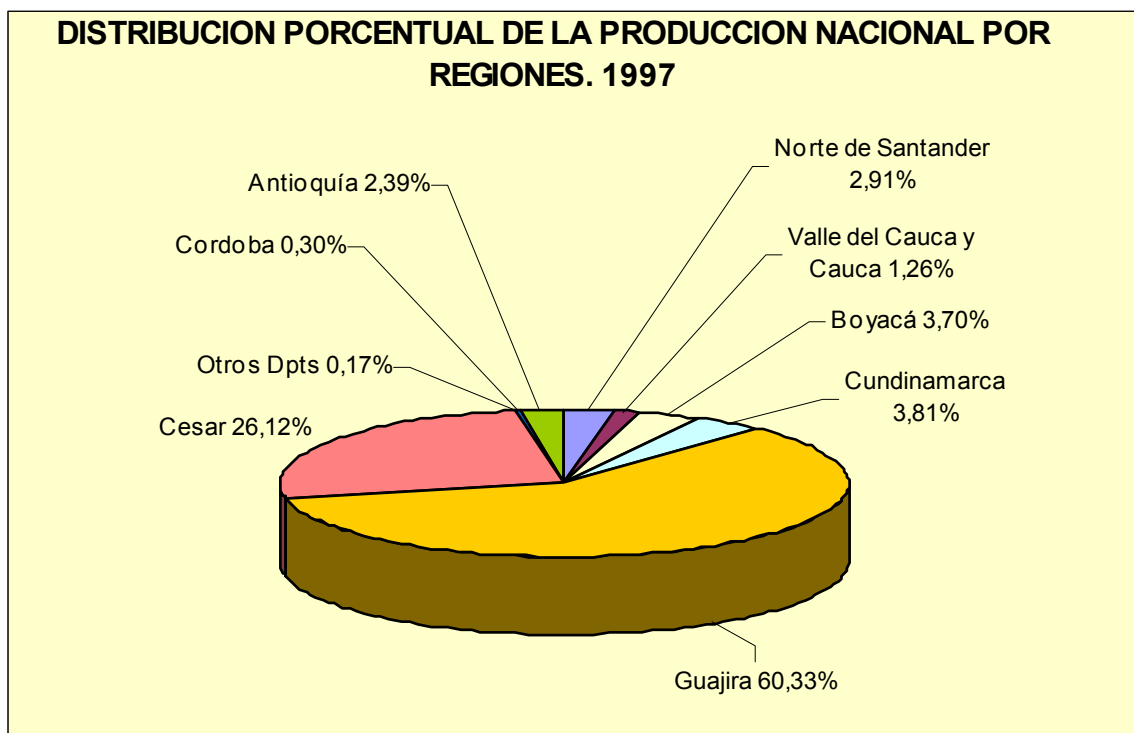


Figura 64. Distribución porcentual de la producción nacional de carbón por regiones.

Fuente: Plan de Desarrollo del Subsector Carbón 1999-2010 ECOCARBÓN.

La extracción de las reservas a la fecha está acorde con las programadas, por cuanto en el yacimiento de la Zona Norte, a pesar de ser explotado desde 1986, sólo se han extraído cerca del 30% de sus reservas. En la Zona Central, la minería se encuentra en etapa de explotación en su único frente activo (Carbones del Caribe) y el proyecto Oreganal en organización para iniciar sus explotaciones

Las reservas medidas en el departamento son del orden de 3.670 millones de toneladas (ECOCARBÓN S.A., 1997). Su calidad le ha permitido ingresar de forma competitiva en el mercado internacional y a su vez son una opción de suministro para el mercado nacional. Las principales áreas de producción se observan en las tablas 10, 11 y 12.

La minería del carbón en La Guajira se realiza por métodos de extracción a cielo abierto (*open pit*), con los cuales, y gracias a las condiciones de los yacimientos, se pueden obtener altos rendimientos con bajos costos; esto se debe a los métodos que permiten la utilización de equipos de gran capacidad, diseñados especialmente para la remoción de enormes volúmenes de material.

La infraestructura está constituida por una línea férrea de 150 km de longitud, que comunica la mitad de la zona norte con Puerto Bolívar en bahía Portete, con una capacidad máxima de movilización cercana a 15 Mt/año.

Como forma alternativa, los carbones de Cerrejón Central han sido exportados a través del puerto de Prodeco en Puerto Zuñiga, cerca de Santa Marta, e incluso por Barranquilla.

El destino de las exportaciones del carbón colombiano en 1997 fue: el 73,8% a Europa Occidental, el 13,5% a Norte América, el 7,1% al Mediterráneo no europeo, el 4% a Latino América y el 1,6% restante a mercados asiáticos. Los principales países clientes fueron, en su orden, Alemania, Holanda, Dinamarca, Estados Unidos y el Reino Unido. En la Tabla 13 se observa el potencial probable de producción para exportación.

4.5.2 Gas natural

El gas de La Guajira tiene una gran importancia en el contexto nacional, aproximadamente el 75% de las reservas de gas en Colombia se encuentran en La

Tabla 10. Recursos y reservas carboníferas en el Departamento de La Guajira.

RECURSOS Y RESERVAS DE CARBÓN EN EL DEPARTAMENTO DE LA GUAJIRA					
In situ-millones de toneladas					
Zonas/áreas tor/Bloque/	Recursos y reservas geológicas m741 v s+ -+/dicadas	Reservas explotables	Reservas explotadas Hasta.	Tipo de Carbón	Tipo de minería existente
Patilla-Sarahita-Descanso	501,0		11,2	Térmico	Cie. Abie
Oreganal	169,0	62,0	1,5	Térmico	Cie.Abie
Cerrejón. A. Norte B. Central C. Sur	3.000,0	921,0	126,3	Térmico Térmico	Cie.Abie -
TOTAL	3.670,0	983,0	158,5		

Fuente: Plan de Desarrollo del Subsector Carbón 1999-2010 ECOCARBON

Tabla 11. Reservas de carbón 1998 en millones de toneladas en Colombia

DEPARTAMENTO	INDICADAS	MEDIDAS
ANTIOQUIA	225,0	90,0
BOYACÁ	682,7	170,4
CAUCA	66,8	16,4
CESAR	589,0	1933,2
CÓRDOBA	257,0	381,0

C*UNDINAMARCA	538,7	241,9
LA/ GUAJIRA		3670,0
NORTE SANTANDER	101,0	68,0
VALLE	22,4	20,1
TOTAL PAÍS	2.597	6.648

Fuente: Ecocarbón, diciembre de 1998 (Plan Nacional de Desarrollo del Subsector Carbón). Última actualización febrero de 2000.

Tabla 12. Calidad de los carbones del Departamento de La Guajira.

CALIDAD DE LOS CARBONES EN EL DEPARTAMENTO DE LA GUAJIRA BASE BOCA DE MINA					
Zona/Área	Humedad %	Cenizas %	Materia volátil %	Azufre %	Poder calorífico BTU/Lb 11.770
Cerrejón Norte	11,9	7,0	33,4	0,70	12.200
Cerrejón Central	8,2	8,3	34,0	0,66	

Fuente: Plan de Desarrollo del Subsector Carbón 1999-2010 ECOCARBÓN.

Tabla 13. Potencial probable de producción para exportación en La Guajira en miles de toneladas.

Proyecto	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005
Cerrejón Zona Norte	16.500	15.000	15.000	15.000	15.000	15.000	15.000	15.000
Car.Colom. del Cerrej.	1.000	1.200	1.200	1.200	1.200	1.200	1.200	1.200
Glencore – Prodeco	3.300	3.500	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Oreganal – RTZ	0	500	750	1000	1.250	1.500	1.750	2.000
Cerrejón Sur	0	0	0	500	1.000	1.500	2.000	3.000

Fuente: Plan de Desarrollo del Subsector Carbón 1999-2010 ECOCARBON.

Guajira y actualmente se utiliza este gas en los mercados de la Costa Atlántica, para suplir las necesidades del complejo industrial de Barrancabermeja, consumo industrial y doméstico de la ciudad de Bogotá, Medellín y otras ciudades capitales de departamentos que se encuentran a lo largo del Gaseoducto Central que conecta La Guajira con el interior del país.

Los campos de gas de La Guajira fueron descubiertos en 1973, uno sobre el continente llamado Campo de Ballena y el otro localizado en la plataforma continental, pero en el mar, llamado Campo de Chuchupa. Existe el Campo Riohacha que debido a su baja producción es de menor importancia.

Los campos de Chuchupa y Ballena se encuentran sobre la plataforma de La Guajira, conformada por un monoclinal suave con pendiente regional SW, limitado al norte y al sur por las fallas de Cuisa y Oca, y este sector corresponde a la Baja Guajira (Herrera, 1988).

El Campo Chuchupa se encuentra en una secuencia de arenas grises claras, friables, cuarzosas, con alternancias de capas de areniscas calcáreas con abundantes fragmentos de carbonatos, de edad miocena temprana a media. El campo Ballenas se localiza sobre calizas micríticas constituidas por algas coralinas, foraminíferos bentónicos y fragmentos calcáreos dentro de una matriz micrítica (Herrera, 1988).

La producción de gas en La Guajira se inició en el Campo Ballenas en el año de 1977, el Campo Riohacha entró en producción en 1978 y finalmente en 1979 entró en producción el Campo de Chuchupa.

4.6 MATERIALES DE LA CONSTRUCCIÓN

Este grupo comprende las arcillas, los agregados pétreos y triturados y las piedras ornamentales. Algunos materiales de la construcción también entran en el grupo de los minerales y rocas industriales, como son los mármoles y las calizas.

La actividad minera de estos materiales no está muy desarrollada en el Departamento de La Guajira. Los municipios guajiros con mayor actividad extractiva son Barrancas, Fonseca y Riohacha, debido en buena medida a la cercanía de los centros urbanos y a la mayor concentración de población que consume materiales de construcción.

4.6.1 Arcillas

En el departamento se explotan artesanalmente arcillas generalmente limosas de las capas superiores de sedimentos cuaternarios de origen fluvial. Teniendo en cuenta su cercanía a centros de consumo y el hecho de contar con una buena vía que comunica las poblaciones de Riohacha y Maicao, se extraen arcillas de los depósitos de cauce aluvial del río Ranchería. Al sur del departamento, en los alrededores de San Juan del Cesar (La Guajira), se extraen arcillas de las terrazas aluviales del río Cesar (Castiblanco *et al.*, 1999). En resumen, la mayor actividad extractiva se desarrolla en sectores aledaños a los municipios de San Juan del Cesar, Fonseca, Barrancas, Riohacha y Villanueva.

Existe un gran número de explotaciones artesanales de arcillas. La explotación de este recurso se realiza a cielo abierto por el sistema que recibe el nombre de minería superficial, el grado de desarrollo es mínimo y generalmente es realizada por alfareros de forma independiente.

4.6.2 Arenas y gravas

Las arenas y gravas que se encuentran en este departamento corresponden a depósitos sedimentarios recientes de tipo fluvial y marino. Se ubican en la localidad de Palestina, situada a un kilómetro al noroeste de Barrancas; en los sitios de Oreganal y caserío Las Casitas se localizan depósitos de arena en los playones de los ríos Palomino y Ranchería; en la carretera Riohacha a Santa Marta en el arroyo María Mina; en la Inspección de Policía de Río Ancho, en el cruce del río Negro con el río Cotoprix y en el pueblo de Fonseca sobre el río Ranchería en el puente El Hatico, se localizan depósitos de gravas, cantos y arenas (Castiblanco *et al.*, 1999).

La explotación de estos materiales está limitada a los cauces de los ríos principales; actualmente existen dos explotaciones de gravas y arenas en cercanías de Riohacha en sedimentos recientes que forman terrazas aluviales. Los mineros areneros aprovechan los playones que se forman en sitios anchos y de bajo caudal al igual que en sus orillas, para extraer el material con métodos manuales y mecánicos (Castiblanco *et al.*, 1999).

Las minas que extraen el material con maquinaria pesada, son la empresa Grodco y el señor Alfredo Carrillo Peralta; estas dos minas se encuentran localizadas en el Municipio de Riohacha. En el Tabla 14 se observan los aspectos mineros más importantes de la explotación de arena (Castiblanco *et al.*, 1999).

Tabla 14. Aspectos mineros de la explotación de arena de río.

Nº Minas	Identifi mina	Municipio	Nombre explotador	Coor. X (N)	Coor Y (E)
1	440017	RIOHACHA	GUSTAVO RODRÍGUEZ DÍAZ GRODCO S.C.A.	1'728.858	1'135.731
2	440022	RIOHACHA	PERALTA CARRILLO ALFREDO LUIS	1'734.001	1'062.765
3	440018	RIOHACHA	GRODCO S. A	1'728.983	1'135.851

Fuente: Inventario Minero Nacional 1997¹

4.6.3. Triturados

Estos materiales se extraen de depósitos de caliza, de algunos remanentes de rocas ígneas y metamórficas y de depósitos aluviales que se utilizan en afirmado de vías. La compañía Grodco, ubicada en el Municipio de Riohacha, extrae material triturado en el sitio con coordenadas geográficas X: 1'728.983, Y: 1'135.851. El mineral se explota se clasifica en varios tamaños después de la trituración primaria, el cargue se hace con cargador o retroexcavadora y el acarreo del mineral se efectúa con volquetas de 6 m³ de capacidad. El mineral se almacena en centros de acopio después de la trituración y la clasificación según los tamaños. El beneficio se hace con trituradora de mandíbula, en un ciclo que incluye triturado y clasificación en tres tamaños simultáneamente. El 80% de la producción es

contratado con las empresas carboneras de la región y el resto es vendido al sector de la construcción (Castiblanco *et al.*, 1999).

4.7 RECURSOS HÍDRICOS

El Departamento de La Guajira, por estar localizado en una zona de circulación atmosférica tropical, en la cual actúan los vientos alisios y por tener un comportamiento cielo abierto; en un frente único y el arranque se efectúa con perforación y voladura, el climatológico en donde prevalece bajo régimen de lluvias, altas temperaturas, alta radiación solar y alto porcentaje de evaporación, se caracteriza por ser una región de clima seco con limitada disponibilidad del recurso hídrico (CORPOGUAJIRA, 1995).

De las tres subregiones que conforman el departamento, la región de la Baja Guajira es la que más disponibilidad de agua tiene, proveniente de la Sierra Nevada de Santa Marta y de la Cordillera Oriental; así mismo, presenta mayores alturas, gran variedad de climas y un buen grado de humedad que ha originado corrientes superficiales favorables, mientras que en la Alta y Media Guajira hay déficit hídrico, por las bajas precipitaciones y deficiencia de aguas superficiales (Castiblanco *et al.*, 1999).

Las principales corrientes superficiales se distribuyen en tres vertientes: mar Caribe, río Magdalena y golfo de Venezuela, las cuales derivan en conjunto un caudal disponible de aguas superficiales de 92,5 m³/seg promedio anual (Contraloría General de La Guajira, 1994).

Los ríos más importantes del departamento y que constituyen el principal recurso hídrico superficial son:

Río Ranchería. Nace en la Sierra Nevada de Santa Marta a 3.875 msnm, en la laguna de Chirigua. Hace parte de la vertiente del mar Caribe, es la más importante fuente hídrica del departamento, tiene un recorrido de 223 km, aproximadamente, y vierte sus aguas al mar Caribe. Los afluentes de este río son el Guaymaro, la Quebrada, los arroyos Mamón, Paladines, La Montaña, Pozo Hondo y La Trampa (IGAC, 1995).

Otros ríos de esta vertiente son Palomino, Ancho, Tapias, Camarones, Cañaverales. Además de estos cuerpos de agua, la vertiente del mar Caribe cuenta con corrientes intermitentes de menor importancia, tales como el Taguaya, Chijanú y Jorotuy en la Alta Guajira (IGAC, 1995).

Los ríos de la vertiente del Magdalena nacen en la Sierra Nevada de Santa Marta y en la serranía del Perijá. El principal río es el Cesar, con una extensión aproximada dentro del departamento de 92 km, desde su nacimiento en la estribación oriental de la Sierra Nevada hasta el suroccidente del Municipio de Urumita. En la Cordillera Oriental nacen los ríos Marquezote, Mocho o Urumita, de los cuales se derivan algunas acequias que son utilizadas

para regadío. Del río Villanueva que nace en el cerro Pintao (serranía del Perijá), en los límites con Venezuela, se usan sus aguas mediante acequias para regadío de cultivos agrícolas. Además de los anteriores, se encuentran otros ríos tales como el Badillo, Pereira, los Aticos, Molino y Barsino (IGAC, 1995).

En la vertiente del golfo de Venezuela se presenta el río Carraipía que nace en los montes de Oca y el arroyo Nazareth que nace en la serranía de Macuira y tiene como afluentes principales en invierno al Chiguapa, Guaraní e Isagú.

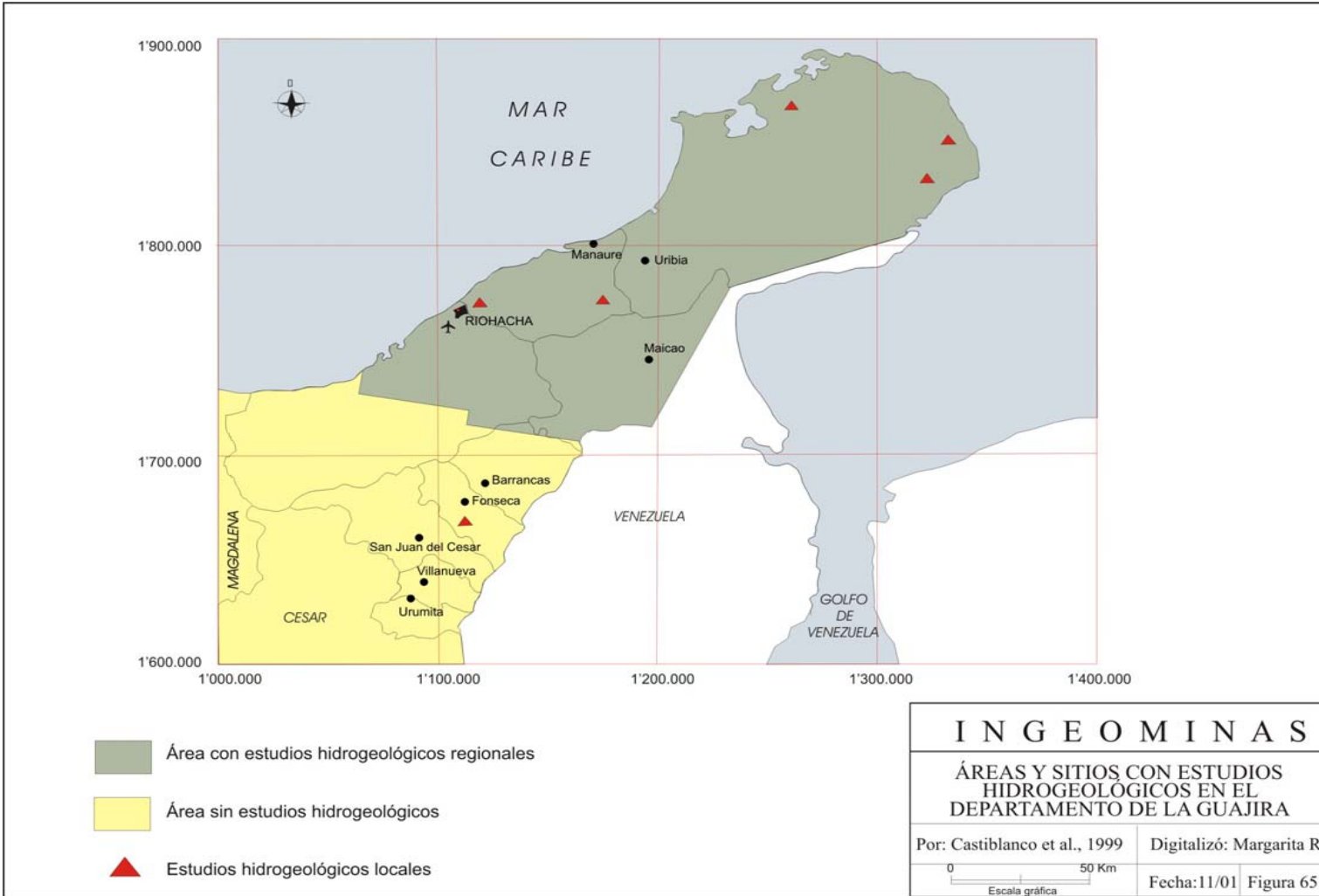
Dada la situación climática de La Guajira, en donde la disponibilidad de agua es escasa, se ha adelantado, desde hace muchas décadas, estudios hidrogeológicos para conocer las cantidades y calidades de los recursos hídricos subterráneos. En INGEOMINAS (1999) se relacionan todos los estudios hidrogeológicos adelantados por la institución, que cubren prácticamente todo el departamento, a excepción de la zona comprendida entre la Falla Oca y San Juan del Cesar (Mercado, 1999) (Figura 65).

Las principales explotaciones de aguas subterráneas del Departamento de La Guajira se realizan en áreas correspondientes a la Alta Guajira, especialmente en el Corregimiento de Nazareth, perteneciente al Municipio de Uribia; en la Media Guajira en la zona que comprende los municipios de Riohacha, Maicao y Manaure; y en el Municipio de San Juan del Cesar situado en la Baja Guajira (Castiblanco *et al.*, 1999).

En la Alta Guajira hay acuíferos en los campos de dunas, en depósitos de cauce aluvial, en calizas fracturadas y posiblemente en otras formaciones calcáreas (INGEOMINAS, 1999).

Huguett (1988) describe para la Media y Baja Guajira, cinco unidades hidrogeológicas, dos de ellas las considera potencialmente acuíferas, debido a su porosidad primaria y permeabilidad, las cuales denomina Conjunto Cuaternario y Conjunto Detrítico Terciario. El primero de ellos representa todos los depósitos cuaternarios de origen continental que forman la parte plana de la Media y Baja Guajira, donde se encuentra un acuífero de baja producción, con agua de tipo clorurado sódico. La unidad Conjunto Detrítico Terciario está constituido por rocas paleógenas y neógenas de origen marino, que afloran principalmente al sur de Riohacha, en donde se comportan como zonas de recarga. En esta unidad se ha desarrollado un acuífero confinado, que puede producir altos caudales de agua clorurada sódica, potable en las zonas cercanas de recarga e im potable hacia la parte norte. Las otras tres unidades carecen de importancia como acuíferos (Huguett, 1988).

En la Media Guajira hay extensas terrazas con sedimentos semiconsolidados de moderada permeabilidad, depósitos de cauce aluvial con acuíferos de tabla de agua profunda, y numerosas rocas consolidadas potencialmente acuíferas debido a su fracturamiento o disolución, que pueden producir cantidades bajas de agua para uso local (INGEOMINAS, 1999).



La profundidad de los niveles de agua para esta región se encuentra entre 10 y 15 m.; se han construido pozos con profundidades entre 60 y 240 m, con caudales desde 5 hasta 40 l/seg. El agua es algo salobre, dura y con un contenido de cloruros promedio de 350 ppm (INGEOMINAS, 1999).

En la Baja Guajira gran parte de la llanura aluvial está constituida por la Formación Uribia, un acuífero libre de permeabilidad moderada captado por cientos de aljibes y pozos. Los caudales en general son bajos y la calidad es variable (dulce, salobre, salada). Debajo de la Formación Uribia yace la Formación Monguí, conformada por arcillas y areniscas calcáreas (INGEOMINAS, 1999).

De acuerdo con los estudios hidrogeológicos ejecutados en el departamento y, teniendo en cuenta que La Guajira ha sido de las regiones más estudiadas para aguas subterráneas, se puede deducir que la región comprendida entre el Municipio de San Juan del Cesar y la Falla Oca, específicamente hacia la población de Cuestecitas (unos 2000 km²), es la única zona del departamento que falta por cubrir con estudios hidrogeológicos (Figura 65) (INGEOMINAS, 1999). Esta área comprende parte del valle del río Ranchería; tierras planas con algunas serranías constituidas por rocas del Paleógeno y del Neógeno con amplio relleno del cuaternario (INGEOMINAS, 1999).

4.8 ACTIVIDAD MINERA EXTRACTIVA

La actividad minera en el Departamento de La Guajira se centra en las explotaciones de carbón, sal y materiales de construcción, aunque existen manifestaciones de otros minerales como se presenta en las páginas precedentes, y son pocas las minas que se encuentran en operación en la actualidad. La Tabla 15 muestra un resumen de las minas activas y abandonadas.

Tabla 15. Distribución del número de minas según el mineral explotado.

GRUPO DE MINERAL			Nº DE MINAS	%
Grupo	I	Metales y minerales preciosos (oro Au)	4	16,
Grupo	II	Metales básicos (cobre Cu)	4	16,
Grupo	V	Minerales industriales (yeso SO ₄ , sal NaCl)	2	8
Grupo	VI	Minerales energéticos (carbón)	7	28
Grupo	VII	Materiales de construcción (caliza, mármol MR, arena AR, triturado TR)	8	32
TOTALES			25	100

Fuente: (Castiblanco *et al.*, 1999).

La distribución de las minas por municipio y mineral en el Departamento de La Guajira se observan en la Tabla 16.

La Figura 66 presenta el porcentaje de actividad de los materiales y minerales explotados, con respecto al estado actual de la explotación en el Departamento de La Guajira; el carbón es el mineral más representativo (Castiblanco *et al.*, 1999).

Tabla 16. Cantidad de explotaciones encontradas en los diferentes municipios y tipo de minería.

MUNICIPIOS	MATERIALES EXPLOTADOS										TOTAL
	METAL PRECI.	METAL BÁSIC		MIN.	INDUS	MINERALES ENERGÉTI	MATERIALES DE LA CONSTRUCCIÓN				
	Oro	Cobre	Baritina	Yeso	Sal	Carbón	Caliza	Arena	Triturado	Mármol	
RIOHACHA	4							2	1		7
BARRANCAS		4				7	1			2	14
MANAURE					1						1
URIBIA			3	1							1
RIOHACHA							1				1
FONSECA							1				1
Minas activas	4			1	1	5	2	2		2	17
Minas inactivas						1	1		1		5
Minas abandonadas		2				1					3
Otro tipo											
TOTAL	4	4	3	1	1	7	3	2	1	2	25

Fuente: Inventario Minero Nacional 1997 y Convenio Mineralco-Gobernación de La Guajira, 1997.

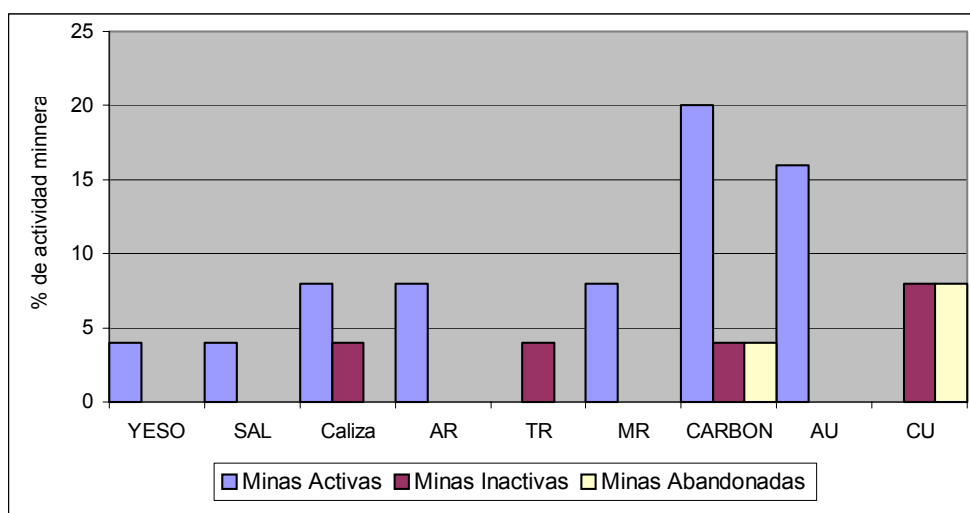


Figura 66. Materiales explotados en el Departamento de La Guajira y estado de actividad (Castiblanco *et al.*, 1999).

5. GEOMORFOLOGÍA Y AMENAZAS NATURALES

5.1 GEOMORFOLOGÍA

El Departamento de La Guajira tiene una configuración de unidades de paisaje variable desde planicies costeras y playas hasta valles y zonas de alta montaña cada una de ellas con unidades geomorfológicas particulares que implican un origen diferente.

5.1.1 Unidades geomorfológicas de la zona litoral

Para la descripción de estas unidades se toma el trabajo de Molina *et al.* (1998) sobre la geomorfología y los aspectos erosivos del litoral Caribe colombiano. En dicho trabajo, estos autores definen y separan las unidades geomorfológicas costeras del departamento en: unidades y rasgos asociados a costas bajas entendidos como los elementos del paisaje costero que presentan una disposición horizontal a ligeramente inclinada y cuyos orígenes están ligados a procesos litorales de sedimentación y erosión, y unidades asociadas a costas elevadas que son aquellas unidades que se observan en forma elevada con respecto al nivel del mar y cuyo contacto con éste es inclinado y abrupto.

5.1.1.1 Unidades y rasgos asociados a costas bajas

Playas. Corresponden a las franjas de acumulación de material no consolidado que se presentan en la interfase mar - continente y se extienden desde el límite de la marea baja hasta donde se presenta un cambio marcado en la fisiografía. En el litoral Caribe estas geoformas son muy comunes, en La Guajira están constituidas por material carbonatado y algunas por cuarzo, feldespato, óxidos y fragmentos de roca provenientes de las serranías aledañas.

En el departamento, estas geoformas son de amplia distribución, algunas de ellas se localizan en las puntas Gorda, Arenas, Kautshpana, Shupein, Taroíta, Aramatka, Chuchupa, La Vela y Caraire y en Puerto Inglés, El Cardón y Auyama. Presentan amplitudes que varían entre 1 y 25 m y las arenas que las conforman están constituidas en la Alta Guajira por materiales terrígenos como cuarzo, feldespatos y óxidos, fragmentos de rocas y conchas, y en la Baja Guajira por materiales terrígenos ricos en ferromagnesianos y óxidos provenientes de la Sierra Nevada de Santa Marta.

Espigas. Constituyen cuerpos arenosos en forma de gancho, elongados en dirección a la deriva litoral, unidos en un extremo a tierra firme. Las espigas en el departamento se presentan cercanas a las salinas de Manaure, Sarampión, Navío Quebrado, Laguna Grande

y cerca a la boca La Raya, que alcanza hasta 13 km de longitud (desde Punta Chuchupa hasta el suroeste de la boca Josoruy).

Llanuras costeras. Se caracterizan por presentar un relieve plano a ligeramente ondulado con pendientes entre 0 y 3°. En el departamento se localiza en la Alta Guajira desde el cabo de La Vela hasta Riohacha con una extensión de 145 km sobre la línea de costa, se prolonga hacia el continente donde es truncada por la zona de colinas y montañas, y hacia el mar donde limita con la zona de playas o los salares de inundación.

Salares y zonas de inundación. Son aquellas depresiones someras generalmente adyacentes a la línea de costa y que son susceptibles a ser inundadas por el mar o los ríos. Los salares se presentan como una franja alargada en el departamento desde el cabo de La Vela hasta Riohacha, donde son limitadas por playas y plataformas de abrasión hacia la costa y hacia el continente por las llanuras costeras, dunas y planicies aluviales.

Lagunas costeras (ciénagas). Corresponden a depresiones ocupadas parcial o totalmente por agua y se encuentran separadas del mar por una barrera, zona de manglar, espigas o cuerpos de cordones litorales y con comunicación directa o efímera al mar. En el departamento están representadas por la laguna Navío Quebrado y laguna Grande.

Playones. Constituyen áreas extensas de material no consolidado y están asociadas a playas antiguas que pueden estar o no vegetadas actualmente y que localmente pueden presentar cordones litorales o crestas de playas dispuestos paralelos a la línea de costa actual. Entre El Cabo y Carrizal se presenta una geoforma alargada con cordones litorales que representaría esta unidad.

Campos de dunas. Son montículos formados por la acumulación de arena transportada por el viento que pueden alcanzar desde pocos centímetros hasta 20 m de altura; de acuerdo con su disposición se dividen en longitudinales, transversales, parabólicas y barjanas; además, pueden estar activas o estabilizadas por la vegetación y ser antiguas o recientes.

Estas geoformas son muy comunes a lo largo de todo el departamento, pero especialmente en la zona de la Alta y Media Guajira tanto a lo largo de la línea de costa como en los valles que se encuentran encajados en las serranías como en Jarara (Lockwood, 1965). El principal campo de dunas activo en el departamento se localiza en el área entre punta Gallinas y punta Castilletes (Figura 67) y en los alrededores de Bahía Hondita.

Dunas antiguas están localizadas en el cabo de La Vela sobre una plataforma de abrasión elevada; en la Media Guajira sobre la gran llanura costera; al este de Riohacha en una amplia zona se presentan dunas antiguas y estables limitadas por planicies aluviales y llanura costera; asociados a los salares en la Alta y Media Guajira se encuentran grandes zonas de dunas de alturas menores a un metro.



Figura 67. Dunas cerca de la Flor de La Guajira.

En la serranía de Jarara hacia su parte noreste y norte centro se encuentran acumulaciones de arena con avanzado proceso de incisión, cubiertas por vegetación, compuestas por arenas de cuarzo de grano medio, bien seleccionadas y redondeadas que rellenan completamente algunos cauces de arroyos y se extienden sobre las laderas adyacentes (Lockwood, 1965). MacDonald (1964) reporta en la parte norte de la serranía de Macuira campos de dunas.

5.1.1.2 Unidades y rasgos geomorfológicos asociados a costas elevadas

Plataformas de abrasión elevadas. Son superficies de origen marino, horizontales a ligeramente inclinadas hacia el mar que fueron labradas por la acción marina en el pasado sobre un sustrato rocoso. Debido a las variaciones en el nivel del mar, éstas se pueden encontrar elevadas hasta 30 m. En el departamento se presentan alcanzando hasta 10 km de amplitud en los alrededores de las puntas de Chichibacoa, Gallinas, Soldado, Cocos, cabo de La Vela y norte del arroyo Apure, así como en cercanías a las poblaciones de Riohacha y Camarones. Se encuentran labradas sobre rocas sedimentarias y disecadas por los arroyos cercanos, se extienden desde la línea de costa hasta el continente y limitan con las llanuras costeras, planicies aluviales, salares, zonas de inundación, colinas y montañas.

Terrazas marinas. Corresponden a superficies planas elevadas o levemente inclinadas hacia el mar, limitada por escarpes de 0,5 a 30 m de altura y formadas por la depósito marina. En el litoral Caribe no son muy abundantes, pero se han reportado algunas en el departamento como pequeños parches aislados y rangos de altura variable entre 10 y 15 m en los sectores de bahía Hondita, sureste de Manaure, El Pájaro, entre 5 y 8 m cerca de Carrizal, al sur de El Pájaro y en el cabo de La Vela y entre 1 y 3 m en los alrededores de Manaure, San José de bahía Honda y Carrizal así como pequeñas terrazas en la zona de Riohacha y Camarones.

Pedimentos. Son superficies erosionadas de roca firme que ocupan el piedemonte de colinas y montañas y presentan una inclinación suave entre 0,5 y 7°. Estas geoformas se consideran típicas de regiones áridas como en La Guajira donde se encuentran de manera discontinua en los alrededores de Punta Kasyushpana, Puerto Estrella y en las bahías de Hondita, Honda y Portete.

Yardangs. Son surcos y crestas elongadas paralelas a la dirección del viento, formadas en climas áridos. En el litoral Caribe sólo se presentan en el Departamento de La Guajira, se localizan dentro de los salares de Manaure y Sarampión, y alcanzan alturas hasta de 10 m.

Planicies aluviales. Se encuentran asociadas a los valles y desembocaduras de los ríos y arroyos. En el departamento se forman los guadis debido al paso torrencial de los sedimentos en las épocas lluviosas de invierno y las terrazas aluviales que alcanzan algunas veces hasta 10 m de altura y acarreados por las corrientes desde las colinas aledañas (Molina *et al.*, 1998). Hacia el sur del departamento, en la zona del Cesar - Ranchería, se presenta una planicie aluvial de gran extensión, con amplitud variable desde estrecha en la zona del río Ranchería y se amplía hacia el sur, a lo largo del río Cesar comienza a ampliarse hasta alcanzar hasta 2 km, está formada por las tierras bajas aluviales inundables en épocas de invierno a lo largo de los ríos Cesar y Ranchería (IGAC, 1980).

Valles intramontanos. Estas unidades geomorfológicas se localizan en las partes altas de las cuencas de los ríos y corresponden a valles estrechos (IGAC, 1980).

Terrazas aluviales. Son las superficies planas horizontales o ligeramente inclinadas en dirección a la corriente que las forma. Estas geoformas son muy comunes en el departamento, especialmente hacia el sur en el área de influencia de los ríos Cesar, Ranchería y sus afluentes, donde forman hasta dos niveles, así como en la zona de la Alta Guajira en la parte baja de los arroyos que drenan las serranías, alcanzan en algunas zonas alturas hasta de 10 m. Están constituidas principalmente por gravas y arenas producto de la erosión de las zonas cercanas y el posterior transporte del material por las corrientes. Algunas de estas terrazas, especialmente en la parte norte del departamento, se forman en los períodos invernales cuando el caudal de los arroyos aumenta, y arrastra el material que se ha acumulado en los cauces y en las zonas bajas por la acción de otros agentes. Están sometidas a procesos de erosión localizada.

Abanicos. En las zonas de piedemonte de la Sierra Nevada de Santa Marta y la serranía de Perijá hacia el valle del Cesar - Ranchería se presentan abanicos aluviales algunos de ellos de gran extensión como el que forman los ríos Badillo, Hondo y Cesar a la altura de San Juan del Cesar, constituidos por materiales de composición granítica (IGAC, 1980).

En la serranía de Perijá los abanicos son coalescentes y se localizan a lo largo de los ríos Marquezote, Pereira, La Jagua, Villanueva, Cañaverales y Conejo; están constituidos por materiales gruesos que disminuyen gradualmente de tamaño hasta llegar a finos enriquecidos en materiales calcáreos. Los abanicos hacia la parte distal se suavizan hasta confundirse con la planicie aluvial de los ríos Cesar y Ranchería (IGAC, 1980).

Se presentan, además, abanicos intramontanos tanto en la Sierra Nevada como en la serranía de Perijá. Se encuentran rellenando pequeñas fosas tectónicas o a lo largo de algunas fallas; están constituidos por bloques angulares distribuidos irregularmente en una matriz fina de grava. Se localizan a lo largo de la carretera que va desde Urumita a la Sierra (IGAC, 1980).

Colinas. En el departamento se presenta un relieve ondulado en la zona de la Alta Guajira con la presencia de las serranías de Macuira, Jarara, Cosinas, Simarúa y Carpintero constituidas por rocas metamórficas, sedimentarias y algunos cuerpos ígneos, y en la Baja Guajira, Perijá, Sierra Nevada y zonas costeras, colinas bajas desarrolladas a partir de rocas sedimentarias.

La serranía de Macuira constituye un promontorio de aproximadamente 850 m de altura, elongado en dirección NW-SE. La red de drenaje que se deriva en ésta presenta patrones variables de acuerdo con la litología que cortan; hacia la parte noroeste los drenajes son subparalelos con control estructural que forma enrejados; en la parte central de la serranía el drenaje es dendrítico a subparalelo, mientras que en la parte sur es angular (Mosquera *et al.*, 1976).

La serranía de Jarara se encuentra elongada en dirección NW-SE, pero está localizada más hacia el noroeste que la serranía de Macuira, lo que hace que los vientos actúen directamente sobre ella y provoquen erosión y acumulación de arenas en sus laderas. Al noroeste de la península se encuentra la serranía de Carpintero que está conformada por cerros de poca altura como el Pílon de Azúcar cerca al cabo de La Vela constituidos por rocas ultramáficas (Figura 68).



Figura 68. Colinas de la serranía de Carpintero.

Hacia el sur de la Alta Guajira se encuentran las serranías de Simarúa y Cosinas, constituidas por rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias donde se desarrolla un drenaje dendrítico con fuerte control estructural producto de la deformación del área y de la foliación de las rocas. Las alturas de las colinas en estas zonas son en promedio de 630 m y se destacan los cerros de Cosinas, cerro Uitpana, así como las lomas de Ararieru con 300 m de altura y más bajas como las de Maíz, Alto Ekiaps y cerro La Teta (Mosquera *et al.*, 1976).

En la zona de la Baja Guajira predominan colinas bajas de 7 a 15 m de altura, cerca a Dibulla se forma un relieve ondulado desarrollado a partir de rocas sedimentarias del Paleógeno y de Neógeno (Molina *et al.*, 1998). Hacia el sur en la parte baja de la Sierra Nevada de Santa Marta, se presentan en las cabeceras del río Santa Clara y en la parte media del río Jerez colinas disecadas con pendientes que varían entre 7 - 50% y mayores de 50% con procesos de erosión de ligero a moderado (Universidad Nacional, 2000). Hacia el este del departamento se encuentran los Montes de Oca y constituyen la parte más septentrional de la serranía de Perijá en el territorio colombiano.

Hacia el sureste en la serranía de Perijá y limitando el valle del Cesar - Ranchería, se presentan una serie de colinas alineadas constituidas por rocas del Paleógeno - Neógeno con pendientes suaves inclinadas hacia el oeste y pendientes estructurales fuertes hacia el este producto de la estratificación de las rocas; entre este tipo de colinas se destaca el cerro Cerrejón con altura aproximada de 648 msnm (Ujueta & Llinás, 1990). Conformando el Piedemonte sureste de la Sierra Nevada, especialmente hacia el valle del río Ranchería, al oeste de Barrancas, se presentan colinas residuales de poca altura con pendientes entre 7 - 25% (Universidad Nacional, 2000) desarrolladas a partir de rocas sedimentarias del Cretácico, Paleógeno y Neógeno.

Montañas. Esta zona corresponde al relieve con alturas superiores a los 700 m y se localiza en la parte suroeste del departamento en la parte oriental de la Sierra Nevada de Santa Marta y al suroriente en la serranía de Perijá.

La Sierra Nevada de Santa Marta corresponde a un promontorio de forma piramidal que se eleva desde la costa hasta 5.770 msnm en los picos de Colón y Simón Bolívar y que está constituido por rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias con texturas y estructuras particulares que dan como resultado drenajes y geoformas diferentes. Se caracteriza por presentar un relieve de montañas medias y bajas hacia al sureste en las cabeceras de los ríos Cesar y Ranchería, y vertientes montañosas en las cabeceras de los ríos San Miguel, Santa Clara y Palomino con pendientes que varían entre 25 - 75% y mayores de 75% y en las partes más altas afloramientos rocosos con pendientes escarpadas mayores de 75% (Universidad Nacional, 2000).

La serranía de Perijá constituye la otra zona montañosa y se localiza al sureste del departamento. Está constituida por rocas sedimentarias, metamórficas e ígneas volcánicas que son cortadas por estructuras tectónicas como fallas y pliegues que hacen que el drenaje esté controlado y el área tenga una morfología particular. Está conformada por lomas y cerros como las lomas de Monte Lía, la cuchilla El Oso, el cerro Capuchino y el cerro

Pintado, este último que alcanza alturas superiores a los 3.600 msnm. Las pendientes en esta zona varían entre 25 - 75%, algunas zonas alcanzan valores mayores de 75%: la erosión en la mayor parte de la serranía es de moderada a ligera (Universidad Nacional, 2000).

5.2 AMENAZAS NATURALES

Naciones Unidas (1992, en González, 1999) durante la declaración de decenio de “Reducción de los Desastres Naturales” definió la terminología a ser utilizada internacionalmente en todos los campos relacionados con las amenazas naturales, estos términos son los siguientes:

Desastre. Interrupción seria de las funciones de una sociedad, que causa pérdidas humanas, materiales o ambientales extensas que exceden la capacidad de la sociedad afectada para resurgir, sólo con el uso de sus propios recursos. Los desastres se clasifican comúnmente de acuerdo con la velocidad con que ocurren (brusco o lento), o de acuerdo con las causas (materiales o antrópicas).

Amenaza. Evento amenazante, o probabilidad de que ocurra un fenómeno potencialmente dañino.

Vulnerabilidad. Grado de pérdida (de 0% a 100%) como resultado de un fenómeno potencialmente dañino.

Riesgo. Cálculo matemático de pérdidas (de vidas, personas heridas, propiedad dañada y actividad económica detenida) durante un período de referencia en una región dada para un peligro en particular. Riesgo es el producto de la amenaza por la vulnerabilidad.

La evaluación de todos estos términos combinado con el conocimiento que se tenga de una zona en particular permite a un grupo de trabajo delimitar, de una manera aproximada, aquellas zonas que sean susceptibles a los fenómenos naturales y, por consiguiente, tomar medidas para mitigar de alguna manera sus efectos.

El Departamento de La Guajira, por su posición geográfica, características geológicas, tectónicas y climáticas, se encuentra expuesto a diferentes fenómenos naturales como sismos, deslizamientos locales, inundaciones, huracanes, procesos de desertificación y erosión, y tempestades (Tabla 17) que han causado pérdidas tanto de vidas humanas como económicas. En este capítulo del informe se presentan los fenómenos naturales de más incidencia en la zona y algunos registros históricos a partir de los cuales se ha clasificado el departamento.

Tabla 17. Desastres naturales registrados históricamente en el Departamento de La Guajira.

EVENTO	AÑO	LOCALIZACIÓN	VIDAS	COMENTARIOS
Deslizamiento	1984	Uribe (vía Santa Ana - Colombia)		
Huracán	1993	Maicao	1	
Huracán	1966	Pueblo Viejo	4	
Huracán Joane y Tormenta tropical Miriam: fuertes vientos, 8 días de duración	1988	La Guajira (Uribe y pueblos costeros), Bolívar (Carmen de Bolívar)	36	75 millones en pérdidas, 100.000 personas afectadas. Retroceso en la línea de costa
Huracán Hugo y tormenta tropical Iris	1989	Costa Caribe		Retroceso en la línea de costa
Huracán Leny: fuertes vientos y lluvias torrenciales	1999	La Guajira	2	Daños a casas, 100 damnificados
Inundación	1966	Fonseca (río Ranchería)		
Inundación	1995	Maicao	4	
Inundación	1969	Riohacha		
Tempestad	1932	Riohacha		2 heridos
Terremoto	1949	Punta Arenas		
Terremoto	1964	Uribe - Bahía Honda		

Fuentes:

- ✓ Inventario de Desastres Naturales en Colombia (1920 - 1995). Ingeominas, Unidad Operativa Medellín.
- ✓ The Millennial Files by Jorgensen & Sechouler (búsqueda en Internet).
- ✓ 1988 Archivo Global de grandes eventos de inundaciones, Dartmouth Flood Observatory (búsqueda en Internet).
- ✓ The OFDA/CRED. Base de datos Internacional de desastres Naturales (búsqueda en Internet).
- ✓ Molina *et al.*, 1998. Geomorfología y aspectos erosivos del litoral Caribe Colombiano

5.2.1 Terremotos

Históricamente en el Departamento de La Guajira se han detectado varios sismos con magnitud variable (Tabla 18), lo que ha permitido dividir cualitativamente el departamento en dos zonas (Figura 69): zona de amenaza sísmica intermedia (municipios de Riohacha, Barrancas, Fonseca, Maicao, Manaure, San Juan del Cesar, Uribia) donde la aceleración horizontal pico del sismo de diseño para las construcciones no exceda 0,20g, y zona de amenaza sísmica baja, donde la aceleración horizontal pico del sismo de diseño para las construcciones no exceda 0,10g (municipios de El Molino, Urumita y Villanueva).

Las sismofuentes que tienen mayor influencia en el departamento son: Falla Oca, Falla Cuisa y la zona de compresión del Caribe (AIS-INGEOMINAS, 1996).

5.2.2 Fenómenos asociados a la línea de costa

Debido a la localización geográfica del departamento en la zona costera del Caribe y a su configuración topográfica, está sometido a los efectos de la acción natural de las mareas y el fuerte oleaje, las tormentas tropicales, los huracanes, las tempestades y el “mar de leva” que se presentan en el Caribe y que producen grandes inundaciones y fuertes vientos que provocan daños en edificaciones, deriva litoral y erosión en la línea de costa.

Según Molina *et al.* (1998), el departamento presenta unos niveles de erosión altos, que llegan al 56% del total del fenómeno en el litoral Caribe. Según estos mismos autores, la erosión se presenta en las costas bajas, especialmente en los sectores de las playas entre Castilletes y Puerto Inglés, y parte de la playa entre Auyama y Puerto Aramatka donde la acción directa del viento y el oleaje han causado la formación de escarpes o ha destruido el manglar como en algunas lagunas al suroeste de la península, mientras que en algunas zonas la alta erosión ha sido causada en parte por la intervención antrópica como en algunas partes de las espigas entre punta Chuchupa y boca de Josoroy, y punta La Vela y boca La Raya, y en la zona de la llanura de manglar al suroeste de bahía Portete; en las costas altas este fenómeno se presenta en los acantilados asociados a las plataformas de abrasión como en Castilletes y punta Gorda, cabo Falso, puntas de Perey y Soldado en algunos sectores aislados de la costa entre Media Luna y el cabo de La Vela y carcavamiento y algunos deslizamientos en las llanuras costeras al noreste de Manaure y en los alrededores del arroyo Los Ranchitos.

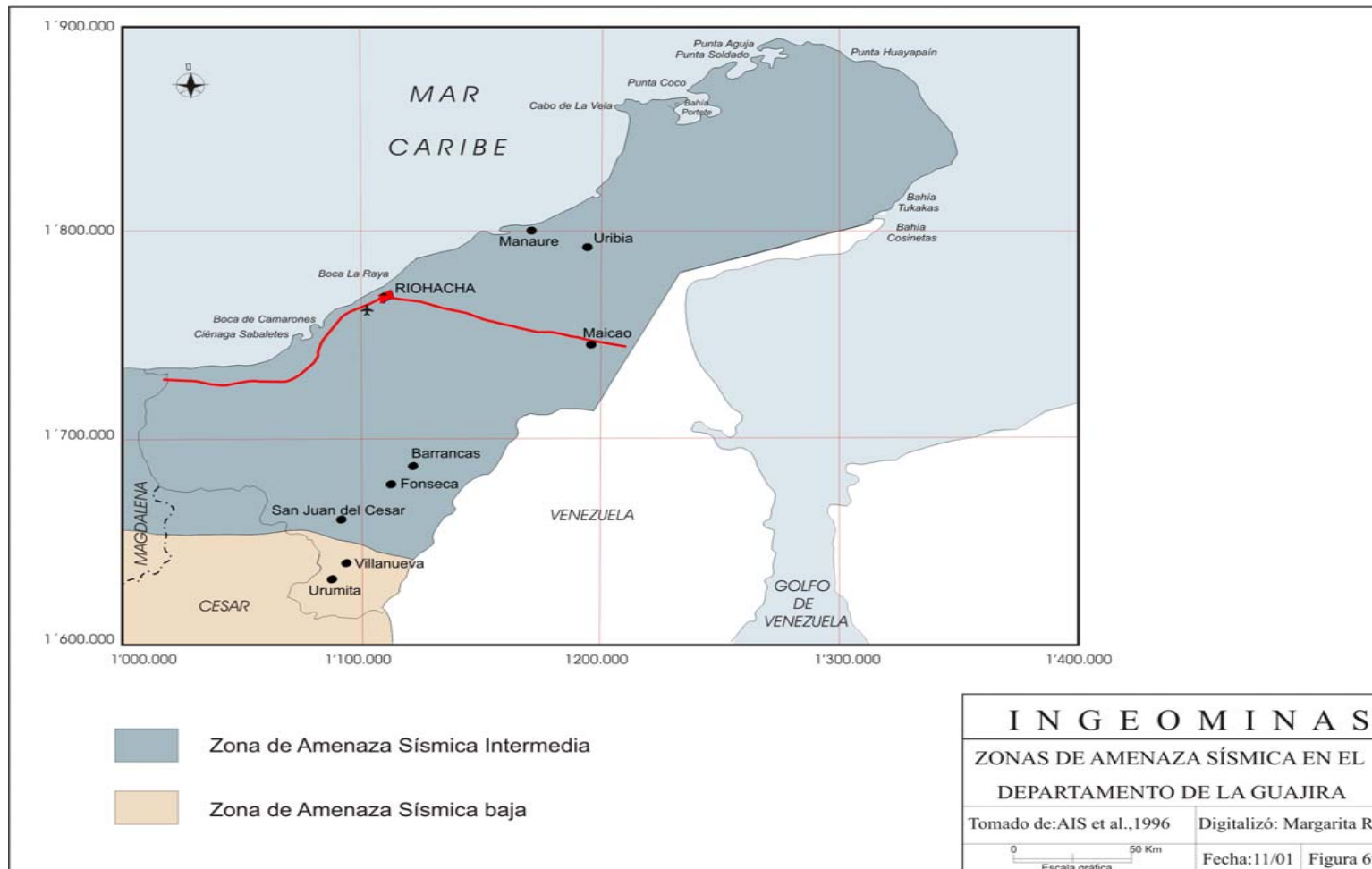
5.2.3 Avenidas torrenciales

En las épocas de invierno, las fuertes lluvias arrastran gran cantidad de material acumulado en los cauces y provocan avenidas torrenciales que tienen un gran poder destructivo tanto a edificaciones como al medio físico. En estas mismas épocas, las lluvias causan el desborde de los ríos como el Ranchería que inunda las zonas bajas.

Tabla 18. Sismos instrumentales en el Departamento de La Guajira.

Fecha	Profundidad	Magnitud	Epicentro
09/19/93	206	5,3	Barrancas (Guaji)
08/28/94	75	4,9	Uribia (Guaji)
01/31/95	147	4,3	Riohacha (Guaji)
02/21/95	188	4	Riohacha (Guaji)
08/12/95	0	4,0	Urumita (Guaj)
10/14/95	20	5,3	Riohacha (Guaj)
09/28/97	38	3,9	San Juan Del Cesar (Guaji)
01/25/98	100	4	Barrancas (Guaji)
04/22/98	100	3,3	El Molino (Guaji)
08/13/98	12	3,9	Barrancas (Guaji)
08/14/98	Sup	4,2	Riohacha (Guaji)
08/16/98	9	3,8	Uribia (Guaji)
09/14/98	Sup	3	Maicao (Guaji)
10/20/98	Sup	4,4	Manaure (Guaji)
10/20/98	83	4,4	Maicao (Guaji)
01/24/99	40	3,5	Maicao (Guaji)
05/06/99	40	0	Uribia (Guaji)
10/24/99	199	4,8	Manaure (Guaji)
12/04/99	174	4,6	Maicao (Guaji)
12/19/99	Sup	3	El Molino (Guaji)
01/28/00	Sup	4,1	Riohacha (Guaji)
02/01/00	182	3,5	Maicao (Guaji)
02/22/00	Sup	3,5	Maicao (Guaji)
03/29/00	100	4,5	Maicao (Guaji)
05/09/00	97	4,5	Maicao (Guaji)
05/06/01	Sup	4,8	Riohacha (Guaji)
09/10/01	32	3,7	Manaure (Guaji)
09/13/01	34	3,8	Barrancas (Guaji)
09/21/01	41	3,5	Barrancas (Guaji)
09/28/01	36	3,4	Urumita (Guaji)

Fuente: Red Sismológica Nacional de Colombia (INGEOMINAS).



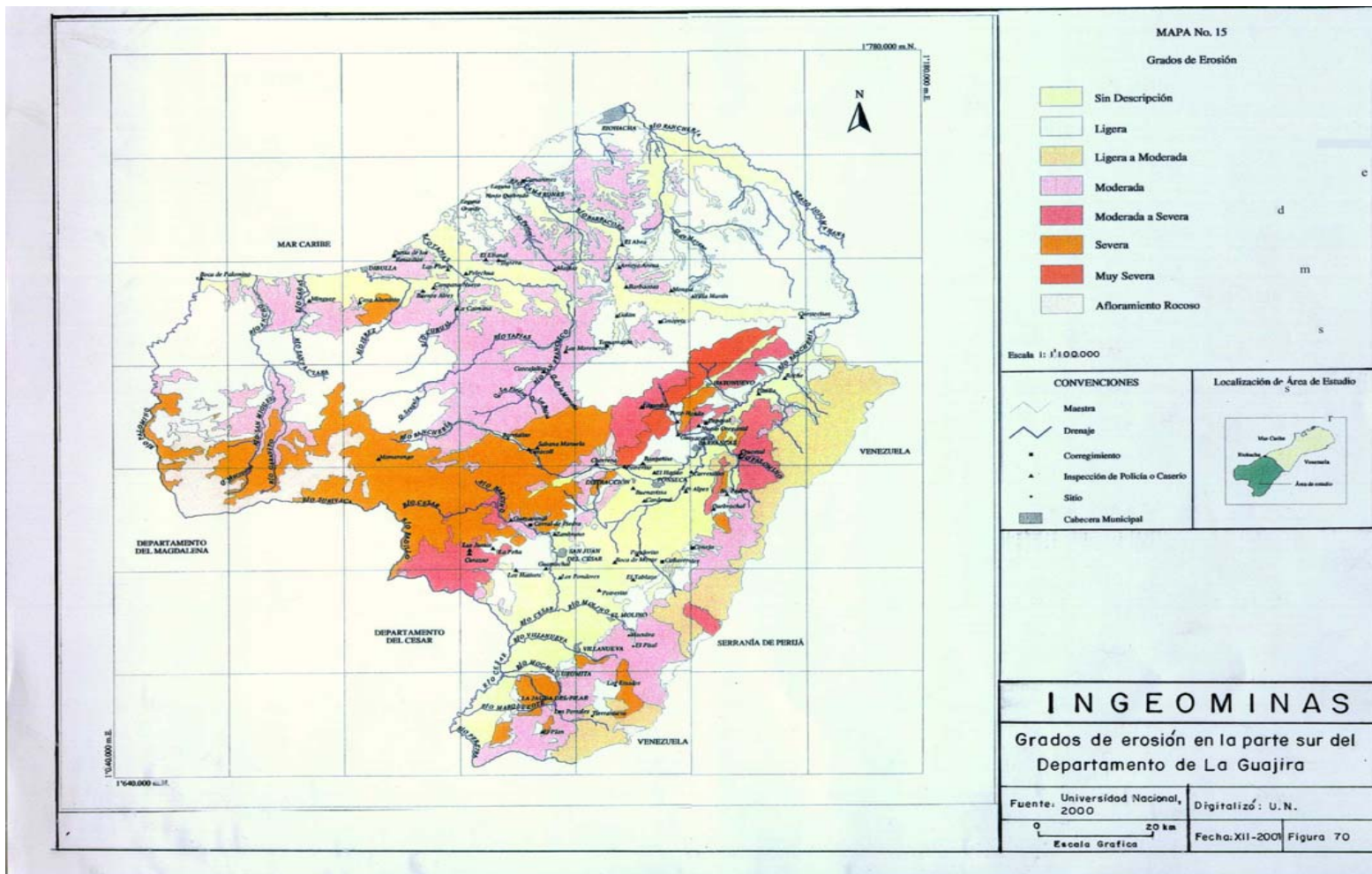
5.2.4 Avenidas torrenciales

En las épocas de invierno, las fuertes lluvias arrastran gran cantidad de material acumulado en los cauces y provocan avenidas torrenciales que tienen un gran poder destructivo tanto a edificaciones como al medio físico. En estas mismas épocas, las lluvias causan el desborde de los ríos como el Ranchería que inunda las zonas bajas.

5.2.5 Erosión y desertificación

Según IDEAM (1999), en un estudio sobre la degradación de suelos por fenómenos de erosión, remoción en masa y sedimentación en la última década en Colombia, se muestra que en total un 47% del territorio, en su extensión continental, presentó en algún grado este proceso, y las cuencas de la Alta y Baja Guajira alcanzaron valores del 99,4% y 96,9%, respectivamente, lo que representa para el Departamento de La Guajira un 61,5% del total del territorio, seguido por el Departamento del Atlántico con un 61%.

La erosión en el departamento es provocada por la acción de las corrientes de agua en las épocas de invierno que arrastran gran cantidad de material suelto a su paso y labran cauces más amplios en los arroyos y surcos en las laderas de las colinas. Otro agente causante de la alta erosión es el viento que en La Guajira es bastante fuerte y que acarrea material particulado fino de los depósitos eólicos, playas o valles y que por fricción desgasta los otros materiales. En el departamento se presenta erosión en todos los estados, desde muy severa hasta ligera, como se muestra en la Figura 70 a partir de un estudio en Baja Guajira, Sierra Nevada de Santa Marta y serranía de Perijá (Universidad Nacional, 2000).



6. EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

El Departamento de La Guajira está conformado por la Sierra Nevada de Santa Marta, la serranía de Perijá y la península de La Guajira, tres bloques que son un mosaico geológico complejo formados por diferentes eventos repartidos a lo largo del tiempo geológico.

La evolución de esta región está ligada hasta finales del Cretácico y principios del Cenozoico a los eventos que originaron la geología de la parte norte de Los Andes y a partir del Eoceno temprano - medio, los bloques que la conforman, en particular la Sierra Nevada de Santa Marta y la península de La Guajira, tuvieron un importante cambio causado por el choque de la Placa Caribe contra la Placa Suramericana, que desligó parcialmente estos bloques de la evolución de la parte norte de la Cordillera de Los Andes.

A partir del Cretácico tardío - Paleógeno, la Placa Caribe juega un papel preponderante en el norte de Suramérica, el cual se expresa en Colombia con la separación de la Sierra Nevada y La Guajira de la Cordillera Central, la formación del Bajo Magdalena, posiblemente como un golfo, resultado del desgarre de la Placa Suramericana por el empuje ejercido por la Placa Caribe hacia el oriente, causado por el choque que se da al este de la Placa Suramericana en Venezuela. Bajo este modelo la Sierra Nevada de Santa Marta y la península de La Guajira hacen parte de la Placa Suramericana, con algunos terrenos acrecionados, los cuales posiblemente corresponden a las litologías aflorantes al occidente del lineamiento o Falla Sevilla y de las fallas Simarúa y Ororio.

La geología histórica de La Guajira se hace basada en tablas donde se indican las unidades por tipo de roca, por bloques, por edades, las posibles correlaciones y la composición general de cada unidad de tal forma que permita visualizar los eventos que sucedieron en cada una de las áreas, correlacionar los eventos entre los diferentes bloques tectónicos y las relaciones y posición espacial que tienen éstos con relación a la evolución de la parte norte de la Placa Suramericana y de Los Andes. La Tabla 19 resume las unidades metamórficas que afloran en la península de La Guajira y en la Sierra Nevada de Santa Marta.

En la Sierra Nevada de Santa Marta se reportan al menos tres eventos metamórficos regionales: El primer metamorfismo ocurrió en el Precámbrico, y se considera correlacionable con el evento Grenvilliano (Restrepo-Pace, 1995), que origina rocas en las facies granulita y anfíbolita de almandino y está representado por la Granulita de Los Mangos y posiblemente por el Neis de Buritaca y el Neis de Los Muchachitos. Estas unidades se correlacionan hacia el sur con las rocas del Grupo Garzón, las metamorfitas de Las Minas y el Neis de Bucaramanga en el Macizo de Santander. Hacia el norte, en la

Tabla 19. Unidades metamórficas de la península de La Guajira y la Sierra Nevada de Santa Marta y posibles correlaciones.

UNIDAD	FACIES METAMÓRFICA	EDAD	CORRELACIONES
PENÍNSULA DE LA GUAJIRA			
Grupo Macuira (Neis de Uray, Esquistos de Jutúruhu)	Anfibolita-Almandino,	Premesozoica, (antes de 195±8 puede ser paleozoica o precámbrica)	Neises y esquistos de la SNSM y Fm Tinaco en Venezuela
Leucogranito de Jojoncito	Anfibolita-granulita?	Precámbrica en circones	Granulita de Los Mangos, Grupo Garzón, metamorfitas de Las Minas
Formación Jarara	Esquisto verde	Cretácica-cenozoica, anterior a 48±4 Ma	
Fm Etpana	Esquisto verde de baja presión	Cretácica-cenozoica, anterior a 48±4 Ma	
Fm Paráuinkrein	Dinamotérmico por debajo de esquisto verde	Albiano medio a Turoniano para la roca sedimentaria, pero no para el metamorfismo que es anterior a 48±4 Ma	
Fm Ipanaruhu	Bajo grado por debajo de esquistos verdes	Cretácico tardío en base a fósiles anterior a 48±4 Ma	
Formación Carpintero	Muy bajo grado	Cretácico tardío	
Metasedimentitas del Área de Alas	Metamorfismo dinámico?	Puede ser o Cretácico o Paleozoico, se considera por el momento Paleozoico	Serie de Palmarito o rocas sedimentarias cretácicas
SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA			
Granulita de Los Mangos	Granulita de media a alta presión	Precámbrico, Grenvilliano	Macizo de Garzón y Macizo de Santander, Neis de Buritaca
Neis de Buritaca	Anfibolita de almandino de media presión	Precámbrica? No se tiene datación	Neis de Los Muchachitos, Granulita de Los Mangos
Neis de Los Muchachitos-	Facies anfibolita-almandino	Precámbrico por similitud litológica. No se tiene datación	Neis de Buritaca y Granulita de Los Mangos
Esquistos de Santa Marta: Esquistos de la Gaira y de San Lorenzo	Facies anfibolita baja a media	Paleógeno-Cretácico, (65 Ma), anterior a 45 Ma	Equivale a las formaciones Punta Betín, Cinto y Rodadero
Formación Concha (Filitas de Taganga equivale a la Fm La Concha)	Esquisto verde	110,5±8,8 Ma K/Ar	Complejo Arquía
Fm Cinto		65,3±3,3 Ma K/Ar	
VALLE DEL CESAR-RANCHERÍA			
Rocas sedimentarias cámbricas y ordovícicas	Filitas, filitas micáceas, cuarcitas, areniscas arcósicas, calizas y conglomerados	Cámbricas a ordovícicas	Grupo Quetame, Formación Silgará, Metasedimentitas de La Cristalina

península de La Guajira se correlacionan con el Leucogranito de Jojoncito con una datación en circones de 1.250 Ma (Irving, 1971), y el Grupo Macuira, de edad premesozoica con una litología similar al Neis de Los Muchachitos y con un metamorfismo similar en facies anfibolita de almandino.

El segundo evento se dio al occidente del Arco de Sevilla, y no afectó las rocas más antiguas que se encuentran al oriente de éste; corresponde a un metamorfismo con una edad mínima de 110 Ma que afectó el área de esquistos de Santa Marta, bajo condiciones de la facies esquistos verdes alta y anfibolita (Doolan, 1970); se correlaciona hacia el sur con un evento registrado en la Cordillera Central de la misma edad, reflejado en las rocas del Complejo Arquía. Hacia el norte, en la península de La Guajira no se tienen registros que indiquen este metamorfismo, pero podría estar representado en alguna de las unidades que conforman el Grupo Macuira o la Formación Jarara y que a la fecha no han sido estudiadas en detalle.

El tercer evento metamórfico en la Sierra Nevada de Santa Marta se registra a finales del Cretácico y principios del Paleógeno y es anterior a 48 Ma cuando ocurre la intrusión del Batolito de Santa Marta. El grado de metamorfismo aumenta de norte a sur y corresponde a un metamorfismo dinámico en facies esquistos verdes bajo condiciones de alta PCO_2 , registrado en las unidades metamórficas del área de Santa Marta. El Grupo Gaira fue afectado por este evento y se ha obtenido una edad de $50,3 \pm 8,1$ Ma (K/Ar) en anfíbol (Doolan, 1970). Al norte, en la península de La Guajira, este evento se encuentra registrado en las formaciones Jarara, Etpana, Paráuinkrein, Ipanaruhu y Carpintero, formadas bajo condiciones de las facies esquistos verdes a más bajo, con aumento del grado de metamorfismo de norte a sur al igual que en la Sierra Nevada, es de tipo dinámico no penetrativo bajo condiciones de baja presión (Doolan, 1970). Las unidades con este metamorfismo en la Sierra Nevada y la península de La Guajira tienen asociados cuerpos lenticulares de rocas ultramáficas, lo que indica posiblemente un cabalgamiento de la Placa Caribe en el borde de la Placa Suramericana y una acreción de material de afinidad oceánica al continente a finales del Cretácico tardío - Paleógeno. Hacia el sur en Los Andes Colombianos no se tiene reportado metamorfismo Cretácico tardío - Paleógeno.

En el bloque de la serranía de Perijá se presentan rocas metasedimentarias cambro ordovícicas con bajo grado de metamorfismo, las cuales se correlacionan al sur con el Grupo Quetame y la Formación Silgará y al norte podrían estar representadas por las Metasedimentitas del Área de Alas, pero no hay certeza de la edad de esta última unidad. Estas unidades corroboran el evento metamórfico Caledoniano de bajo grado descrito por Ward *et al.* (1973) y Toussaint (1993).

Dos eventos de magmatismo plutónico se registran en La Guajira, los cuales se resumen en la Tabla 20.

El primer evento magmático en La Guajira es de edad jurásica media – jurásica tardía - cretácica más temprana, está representado en la Sierra Nevada de Santa Marta por los batolitos de Patillal, Pueblo Bello y Atanques, entre otros, y en la península de La Guajira por la Granodiorita de Siapana y por la Granodiorita de Ipapure; hacia el sur en Los Andes de Colombia se presentan numerosos cuerpos intrusivos de este tiempo, los cuales se extienden hasta el Ecuador, como son el Batolito de Sonsón, Batolito de Ibagué y el Batolito de Mocoa. La composición de este evento en general corresponde a la serie granito - granodiorita - monzonita - monzodiorita - diorita.

Tabla 20. Cuerpos ígneos intrusivos en el Departamento de La Guajira.

UNIDAD	COMPOSICIÓN	EDAD	CORRELACIÓN
PENÍNSULA DE LA GUAJIRA			
Granodiorita de Siapana	Granodiorita	195±4 Ma K/Ar en pegmatitas	Batolitos de la SNSM
Granodiorita de Ipapure	Granodiorita, diorita	120±4 Ma K/Ar roca total	Stock de Anchique, Stock Los Naranjos,
Cuarzodiorita de Parashi	Cuarzodiorita, Granodiorita	48±4 Ma K/Ar en Hb	Batolito de Santa Marta, Plutones de Buritaca y Palomino
Serpentinitas	Serpentinita, gabros	Cretácico tardío-Paleógeno	Serpentinitas del área de Filadelfia, Pácora y más al sur Bolívar, El Tambo y Los Azules
SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA			
Batolito de Patillal	Cuarzomonzonita, granodiorita, granito, sienitas, monzonitas	172 a 189±14 Ma Jurásico medio	Batolitos de Pueblo Bello, Atanques. Cuarzomonzonita de Santa Bárbara y Granito de Pescadero en Santander
Pórfidos Graníticos	Granitos y riolitas	Jurásico medio?	Pórfidos del Saldaña
Plutón de Buritaca	Cuarzodiorita-granito	50,3±3,1 K/Ar en Hb y 48,4±1,6 Ma en Bi	Batolito de Santa Marta, Cuarzodiorita de Parashi.
Cuarzomonzonita de Palomino	Cuarzomonzonita-granodiorita	Posiblemente Eoceno	Plutón de Buritaca y Batolito de Santa Marta

La Tabla 21 resume los eventos volcánicos que ocurrieron en La Guajira.

El segundo evento está representado en la Sierra Nevada de Santa Marta por cuerpos del Eoceno medio, como el Plutón de Buritaca y el Batolito de Santa Marta al occidente de la Falla Sevilla y en la península de La Guajira por la Cuarzodiorita de Parashi. La posición tectónica de este magmatismo, tanto en la Sierra Nevada como en la península de La Guajira es similar: en los dos bloques el magmatismo afectó rocas con metamorfismo

dinámico formado a finales de Cretácico y principios del Paleógeno. Hacia el sur no se tienen edades de cuerpos intrusivos que representen este evento magmático, solamente el Batolito de Mandé presentan edades similares, pero difícilmente es correlacionable por la posición tectónica.

El vulcanismo en La Guajira se extiende desde el Triásico hasta el Jurásico tardío y terminó probablemente a principios del Cretácico. El registro de este vulcanismo, en la Sierra Nevada de Santa Marta, se encuentra en la parte sureste, representado por formaciones volcano sedimentarias como la Ignimbrita de Los Clavos, el Vitrófiro.

Tabla 21. Eventos volcánicos registrados en el Departamento de La Guajira.

UNIDAD	LITOLOGÍA	EDAD	CORRELACIONES
PENÍNSULA DE LA GUAJIRA			
Riodacita de la región de Ipapure-cerro La Teta	Riolitas, dacitas y tobas	143±7, Jurásico tardío	Fm La Quinta, formaciones Girón, Jordán, Saldaña, Montebel, Mojana y Morrocoyal
SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA			
Ignimbrita de Los Clavos	Brecha ignimbrítica	179 a 184 K/Ar en Hb	Riolita de Golero, formaciones Girón, Jordán, Saldaña, Montebel
Vitrófiro Riolíptico	Vitrófiro riolíptico, tobas soldadas, riolita	Jurásico temprano a Cretácico temprano, no se tiene datación	Formaciones Girón, Jordán, Saldaña, Montebel, Mojana y Morrocoyal
Riodacita de Los Tábanos	Riodacita, microgranito, brechas, traquitas	Por relaciones de contacto y dataciones en otros cuerpos edad posible entre 162 y 129 Ma.	Formaciones Girón, Jordán, Saldaña, Montebel, Mojana y Morrocoyal
Rocas volcánicas no Diferenciadas	Riolita, latita		Formaciones Girón, Jordán, Saldaña, Montebel, Mojana y Morrocoyal
Riolita de Golero	Brecha ignimbrítica	129±5 Ma en roca total	Formaciones Girón, Jordán, Saldaña, Montebel, Riodacita del cerro La Teta, Mojana y Morrocoyal
VALLE DEL CESAR-RANCHERÍA Y SERRANÍA DE PERIJÁ			
Formación La Quinta	Conglomerados, areniscas, calizas, riolitas, tobas	Triásico-Jurásico	Formación Girón, Fm, Rancho Grande, formaciones Girón, Jordán, Saldaña, Montebel, Mojana y Morrocoyal

Riolítico, la Riodacita de Los Tábanos, la Formación Guatapurí y la Riolita de Golero, entre otros. La sedimentación estuvo acompañada, en el Jurásico, por actividad volcánica de composición variada, compuesta por lavas y piroclastos ácidos a intermedios, con intercalaciones sedimentarias de espesor y extensión variable. Su edad no está claramente definida, por lo que se considera del Triásico tardío - Jurásico (INGEOMINAS, 1997). En la parte oriental de la península de La Guajira, se inicia a comienzos del Triásico un ciclo de sedimentación acompañado por actividad volcánica durante el Jurásico medio, período durante el cual se intruyeron los batolitos de la Sierra Nevada (INGEOMINAS, 1997) y el Batolito de Siapana en la península de La Guajira. La actividad magmática en la región de la península de La Guajira se inicia en el Triásico-Jurásico con emplazamiento de cuerpos graníticos como el de Siapana, al cual siguió un período de vulcanismo ácido durante el Jurásico y probablemente alcanzó a llegar al Cretácico temprano, con la Riodacita de la región de Ipapure - cerro La Teta. En la serranía de Perijá se presentó el mismo vulcanismo que acompañó la acumulación de sedimentos y está representado por la Formación La Quinta. Al sur de La Guajira este evento de vulcanismo se extendió hasta el Ecuador, y a todo lo largo de Los Andes se encuentran numerosas formaciones volcano sedimentarias de este período, entre las que están las formaciones Girón, Jordán, Saldaña y Montebel, entre otras.

Las unidades sedimentarias que afloran en La Guajira se resumen en la Tabla 22.

La transgresión marina sobre el Oriente Colombiano se inició desde el Jurásico tardío en la región del Valle Medio del Magdalena y la cuenca de Bogotá, mientras que en la península de La Guajira el mar que cubría la región durante el Jurásico continuó allí durante el Cretácico y transgredió lentamente hacia el valle del río Cesar (Toussaint, 1996). En el borde norte del surco de La Guajira, sobre las unidades del Jurásico reposan normalmente las secuencias del Cretácico Inferior (INGEOMINAS, 1997). Luego del depósito de sedimentos de ambientes transicionales a finales del Jurásico, la transgresión marina prosiguió durante el Berriasiano y el Valanginiano. En la península de La Guajira la sedimentación cretácica se inicia por un ambiente de carbonatos con el Miembro Kesima de la Formación Palanz seguido por la depósito clástica de la Formación Palanz y continúa durante todo el Cretácico; sin embargo, tanto la Sierra Nevada de Santa Marta como la serranía de Perijá quedaron emergidas durante gran parte del Cretácico temprano (Toussaint, 1996). En el valle del Cesar - Ranchería y la serranía de Perijá comenzó la sedimentación marina en el Aptiano con el Grupo Cogollo y continuó hasta finales del Cretácico.

Las unidades sedimentarias del Paleógeno - Neógeno están localizadas en tres cuencas deposicionales en la península de La Guajira: Cocinetas, Chichibacoa y Portete, limitadas por áreas levantadas de rocas más antiguas. Las formaciones del Cenozoico indican un ciclo marino transgresivo - regresivo (Hall & Cedié, 1971), que fue interrumpido durante el Paleoceno y posteriormente continuo en el Eoceno cuando se depositó la Formación Macarao. Entre finales del Eoceno y parte del Oligoceno, un tiempo de actividad tectónica interrumpió la sedimentación hasta parte del Oligoceno y se manifiesta por plegamientos a

Tabla 22. Rocas sedimentarias en el Departamento de La Guajira.

UNIDAD	LITOLOGÍA	EDAD	CORRELACIONES
PENÍNSULA DE LA GUAJIRA			
Grupo Cojoro: Fm Rancho Grande y Uipana	Conglomerados arcósicos, areniscas, <i>shales</i> , calizas, riolitas	Triásico-jurásica temprana por correlación	Fm La Quinta y Fm Girón
Grupo Cosinas: formaciones Cheterló, Chinapa, Cajú y Cuisa			
Formación Cheterló	<i>Shales</i> , arcillolitas, areniscas	Jurásico temprano a Medio por relaciones estratigráficas	
Formación Cajú	<i>Shales</i> principalmente areniscas y calizas	posiblemente al Jurásico medio por relaciones estratigráficas	
Fm Chinapa	Areniscas, conglomerados, <i>shales</i> y calizas	posiblemente al Jurásico medio por relaciones estratigráficas	
<i>Shale</i> de Cuisa	<i>Shales</i> , areniscas, limolitas, calizas	Jurásico tardío por fósiles	
Formación Poschachi	Calizas, conglomerados, areniscas y <i>shales</i>	Cretácico temprano por correlación con la Formación Palanz	Formación Moina del Cretácico Inferior por similitud litológica
Formación Palanz	Areniscas, conglomerados, calizas, arcillolitas	Cretácico temprano (Berriasiano-Valanginiano), posiblemente llegue al Jurásico tardío	Fm Río Negro, Fm Arcabuco, Grupo Cáqueza
Grupo Yuruma: Fms Moina, y Yuruma Superior	Calizas, <i>shales</i> , margas	Cretácico temprano: Valanginiano-Barremiano	Fm Río Negro
Grupo Cogollo: Fm Cogollo Inferior y Fm Maraca	<i>Shales</i> , limolitas, calizas, margas	Aptiano inferior-Albiano	
Formación La Luna	Calizas, chert, conglomerado en el tope	Cretácico tardío (Turoniano-Santoniano)	Igual sentido a la Fm La Luna del Valle Medio del Magdalena
Formación Guaralamai	Calizas y <i>shales</i>	Campaniano	Fm Colón en Maracaibo y Fm Mito Juan
UNIDAD	LITOLOGÍA	EDAD	CORRELACIONES
Formación Macarao	Areniscas, arcillolitas y calizas.	Eoceno	Formación La Sierra
Formación Siamaná	Conglomerado basal, Calizas, margas, tope <i>shale</i> arcilloso	Oligoceno medio a temprano; Oligoceno tardío	Fm Guacharaca en Venezuela
Formación Uitpa	Margas glauconíticas y lodolitas, limolitas, <i>shales</i> , areniscas y calizas.	Oligoceno - Mioceno	Parte superior de la Fm Guacharaca y con la inferior de la Fm San Lorenzo en Falcón
Formación Jimol	Calizas, margas y areniscas.	Mioceno medio	Fm San Lorenzo
Formación Castilletes	Calizas, arcillolitas, areniscas calcáreas	Mioceno medio, a Mioceno tardío	Fm Cantaure, Fm Pozón en Venezuela
Formación Monguí	Arcillolitas arenosas, conglomerados	Mioceno tardío - Plioceno posiblemente	

Tabla 22 (continuación).

SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA			
Formación Corual	Arcillolitas, pórfidos, basaltos, diabasas, calizas, grauvacas, tobas	No se conoce, podría ser Triásico temprano	Fm Los Indios, Fm Tinacoa
Formación Guatapurí	Areniscas, limolitas, tobas, aglomerados, brechas, flujos espilíticos y keratófidos	Triásica-jurásica Inferior por relaciones estratigráficas. Por métodos isotópicos 161 a 185 Ma K/Ar	Formaciones La Quinta, Saldaña, Corual, Jordán, Ranchogrande, Morrocoyal. En Venezuela el Grupo La Ge y La Fm. La Quinta
VALLE DEL CESAR-RANCHERÍA, SERRANÍA DE PERIJÁ			
Rocas devónicas	Conglomerado basal, areniscas y <i>shales</i>	Devónico	Rocas de Manaure y Chundúa en la SNSM. Hacia el sur con Rocas de Santa Isabel, La Floresta y Gauca. En Venezuela con la Fm Caño Grande
Rocas sedimentarias carboníferas	Conglomerado basal, areniscas, <i>shales</i> y calizas	Pensilvaniano	Sedimentitas de la Jagua-Huila, sección del páramo de Sumapaz, Fm Diamante
Rocas sedimentarias pérmicas	Conglomerado basal, calizas, areniscas, Chert	Wolfcampiano hasta Guadalupiano	Parcialmente con el Grupo Suratá, Fm Diamante
Formación Río Negro	Areniscas arcóscicas, conglomerados, limolitas y <i>shales</i> arenosos	Aptiano temprano a Barremiano	
Grupo Cogollo: Fm Inferior y Fm Maraca	<i>Shales</i> , limolitas, calizas, margas	Aptiano temprano -Albiano	
Formación La Luna	Calizas, chert, conglomerado en el tope	Cretácico tardío (Turoniano-Santoniano)	Igual sentido a la Fm La Luna del Valle Medio del Magdalena
Formación Colón	Lutitas ricas en pirita, margas y calizas	Campaniano tardío a Maastrichtiano	
UNIDAD	LITOLOGÍA	EDAD	CORRELACIONES
Formación Hato Nuevo	<i>Shales</i> glauconíticos, limolitas, <i>shales</i> y calizas.	Cretácico tardío a Paleoceno	Formación Guasare
Formación Manantial	Areniscas, areniscas calcáreas, <i>shales</i> .	Eoceno temprano, podría ser en parte Paleoceno	Formaciones Barco, Los Cuervos y Marcelina en la Cuenca de Maracaibo
Formación Cerrejón	Areniscas <i>shales</i> , calizas, carbón	Eoceno temprano a medio, pero no hay uniformidad de conceptos en lo referente a la edad	Formaciones Los Cuervos, Catatumbo y en Venezuela Formaciones Mostrencos y Santa Cruz
Formación Aguas Nuevas	Areniscas, conglomerados, <i>shales</i> .	Probablemente Eoceno medio a tardío	Parte de La Formación Mostrenco

pequeña escala, fallamiento en las rocas sedimentarias del Eoceno y contactos discordantes entre las formaciones Macarao y Siamaná de la península de La Guajira. En la cuenca del Cesar - Ranchería, la sedimentación marina de finales del Cretácico se prolongó hasta principios del Paleoceno y a partir de este momento se interrumpe hasta el Eoceno, donde comienza la sedimentación de las formaciones Manantial, Cerrejón y Aguas Nuevas, en un ambiente transicional. A partir del Eoceno tardío, un tectonismo importante que se manifestó con la separación de la Sierra Nevada de Santa Marta de Los Andes y la apertura de la cuenca del Bajo Magdalena, levantó gran parte del norte de Colombia y Venezuela.

Durante el Eoceno - Oligoceno se produjeron fuertes eventos orogénicos que originaron el continuo levantamiento de la Sierra Nevada de Santa Marta y de la serranía de Perijá. El Oligoceno tardío marca el comienzo de un período con gran deformación tectónica. El desplazamiento de rumbo en las fallas de Santa Marta - Bucaramanga y Oca empezó en esta época y aún continúa (Arias & Morales, 1999).

Hacia el norte del área levantada, La Guajira permaneció sumergida durante la mayor parte del Oligoceno - Mioceno y posiblemente Plioceno. La transgresión del Oligoceno medio depositó los conglomerados, calizas fosilíferas y *shales* de la Formación Siamaná, sobre la mayor parte de la Alta Guajira. Complejos arrecifales circundaron las tres islas de las serranías, mientras en la parte más profunda, lejos de las islas, se sedimentaron *shales* y *shales* calcáreos. Esta transgresión continuó hasta el Oligoceno tardío o Mioceno temprano (Rollins, 1960, en Hall & Cediél, 1971), con la sedimentación en un ambiente de aguas profundas de la Formación Uitpa, la cual se sedimentó extensamente sobre la Alta Guajira, y disminuyó en espesor hacia las serranías. En el Mioceno temprano a medio comenzó una regresión que probablemente permitió que las serranías conectadas formaran un área central alta en La Guajira. La Formación Jimol se depositó en la cuenca al sur de las serranías, pero probablemente ocurre al norte de las mismas, bajo rocas más jóvenes. Esta regresión continuó durante el Mioceno medio - tardío con la sedimentación de la Formación Tucacas (Castilletes) representada por calizas margosas y arcillas con limolitas y areniscas hacia el techo, lo que sugiere condiciones marinas someras (Hall & Cediél, 1971).

En el borde norte de La Sierra Nevada de Santa Marta se depositaron en el Mioceno conglomerados y hacia el sur en la cuenca del Bajo Magdalena la sedimentación comenzó en el Oligoceno.

A finales del Neógeno la península de La Guajira correspondía a una plataforma marina estable y llana, interrumpida solamente por una serie de islas, que hoy día equivalen a las serranías de Jarara, Macuira, Cosinas, Carpintero y el cerro La Teta, entre otros (Hall & Cediél, 1971). Estas islas actuaron como rompe olas, y permitieron el desarrollo de arrecifes y la sedimentación en un mar relativamente tranquilo.

Mientras la historia cenozoica de la Alta Guajira es relativamente clara, la de la Baja y Media Guajira permanece cubierta bajo sedimentos cuaternarios, pero su baja elevación sugiere que estuvo sometida al ciclo de transgresión - regresión de la Alta Guajira. Algunas perforaciones muestran un predominio de *shales*, lo que sugiere un ambiente de aguas más profundo, que posiblemente se trataría de un estrecho marino en el Paleógeno, Neógeno y

parte del Cuaternario. Este estrecho marino muy probablemente unía el golfo de Venezuela con el mar Caribe, y la Alta Guajira habría permanecido por un tiempo separada por agua del continente (Hall & Cediell, 1971); esta sedimentación marina está representada en la Baja Guajira por la Formación Monguí, del Plioceno.

Durante el Mioceno tardío y el Plioceno, la serranía del Perijá presentó un fallamiento de bloques relacionado con la estabilización del movimiento transcurrente entre las placas del Caribe y la de Suramérica (Arias & Morales, 1999).

6.1 EVOLUCIÓN TEUTÓNICA

En los párrafos anteriores se hizo una descripción breve de los eventos ígneos, metamórficos y sedimentarios que han sucedido a lo largo del tiempo en La Guajira y que están representados en la geología de esta región. En esta parte del trabajo se discutirá la evolución tectónica desde el Cretácico, ya que a partir de este momento, la evolución del extremo noroccidental de Suramérica, de la Falla Santa Marta - Bucaramanga desde el oriente de Pailitas (Cesar) y hacia el norte, comienza a desligarse en parte de la evolución de Los Andes.

En este trabajo se considera Los Andes como el área comprendida entre el piedemonte de la Cordillera Oriental y el Sistema de Fallas Romeral al occidente.

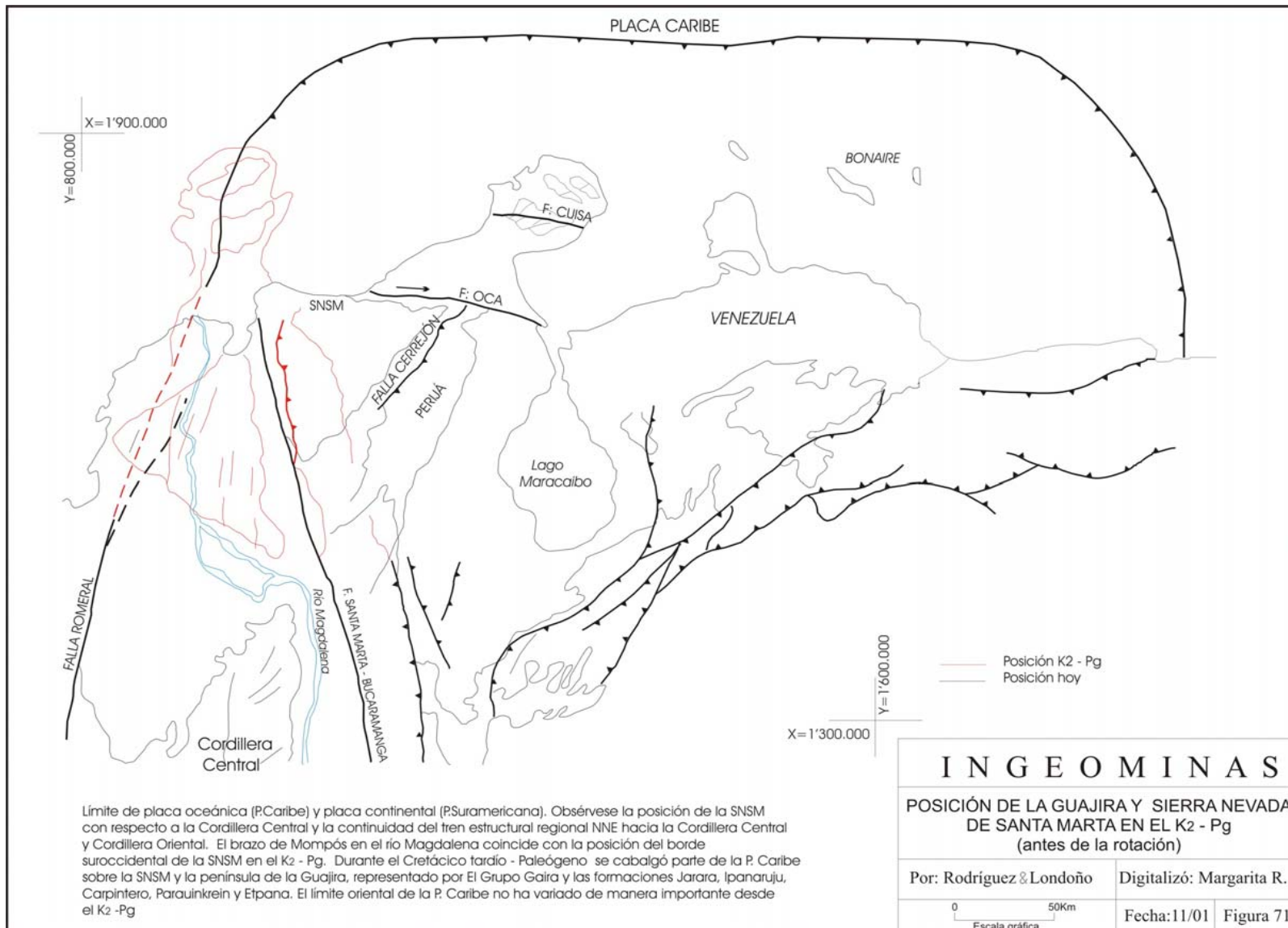
6.1.1 Cretácico tardío - Paleoceno

En el lapso de tiempo comprendido entre el Cretácico tardío y el Paleoceno, en el borde noroccidental de la Placa Suramericana se acrecionó, mediante obducción, corteza oceánica y sedimentos marinos proveniente de la Placa Caribe, que metamorfosearon dinámicamente en facies esquistos verdes las unidades acrecionadas. Estas unidades en la península de La Guajira se encuentran localizadas al occidente de la Falla Simarúa y corresponden a las formaciones Jarara, Paráukrein, Ipanaruhu, Carpintero y Etpana, estas dos últimas con rocas máficas y ultramáficas asociadas. En la Sierra Nevada de Santa Marta este evento está registrado en el extremo noroccidental, al occidente de la Falla Sevilla, por las rocas metamórficas en facies esquistos verdes del área de Santa Marta (Figura 71).

El tren estructural regional NNE, que afectó las rocas del pre Cretácico Inferior, siguió dominando la tectónica regional en el borde occidental de la Placa Suramericana, desde el sur, en Los Andes, hasta la península de La Guajira. Simultáneamente con la acreción de corteza oceánica se dio una ausencia de sedimentación tanto en la península de La Guajira como en el valle del Cesar - Ranchería durante el Paleoceno y el Eoceno temprano.

6.1.2 Eoceno

Durante el Eoceno medio se presentó un plutonismo debido a la subducción de la Placa Caribe debajo de la Placa Suramericana, que intruyó los terrenos acrecionados a la Placa Suramericana durante el Cretácico tardío - Paleoceno, en la Sierra Nevada de Santa Marta como en la península de La Guajira, representado este evento por el Batolito de Santa



Marta, el Plutón de Buritaca, la Cuarzomonzonita de Palomino (posiblemente) y la Cuarzodiorita de Parashi de 52 a 48 Ma, el cual intruyó a lo largo del tren estructural NNE. Al sur en la Cordillera Occidental ocurría al mismo tiempo la intrusión del Batolito de Mandé datado de 48 Ma, pero aparentemente este evento está relacionado a la subducción de la Placa de Nazca.

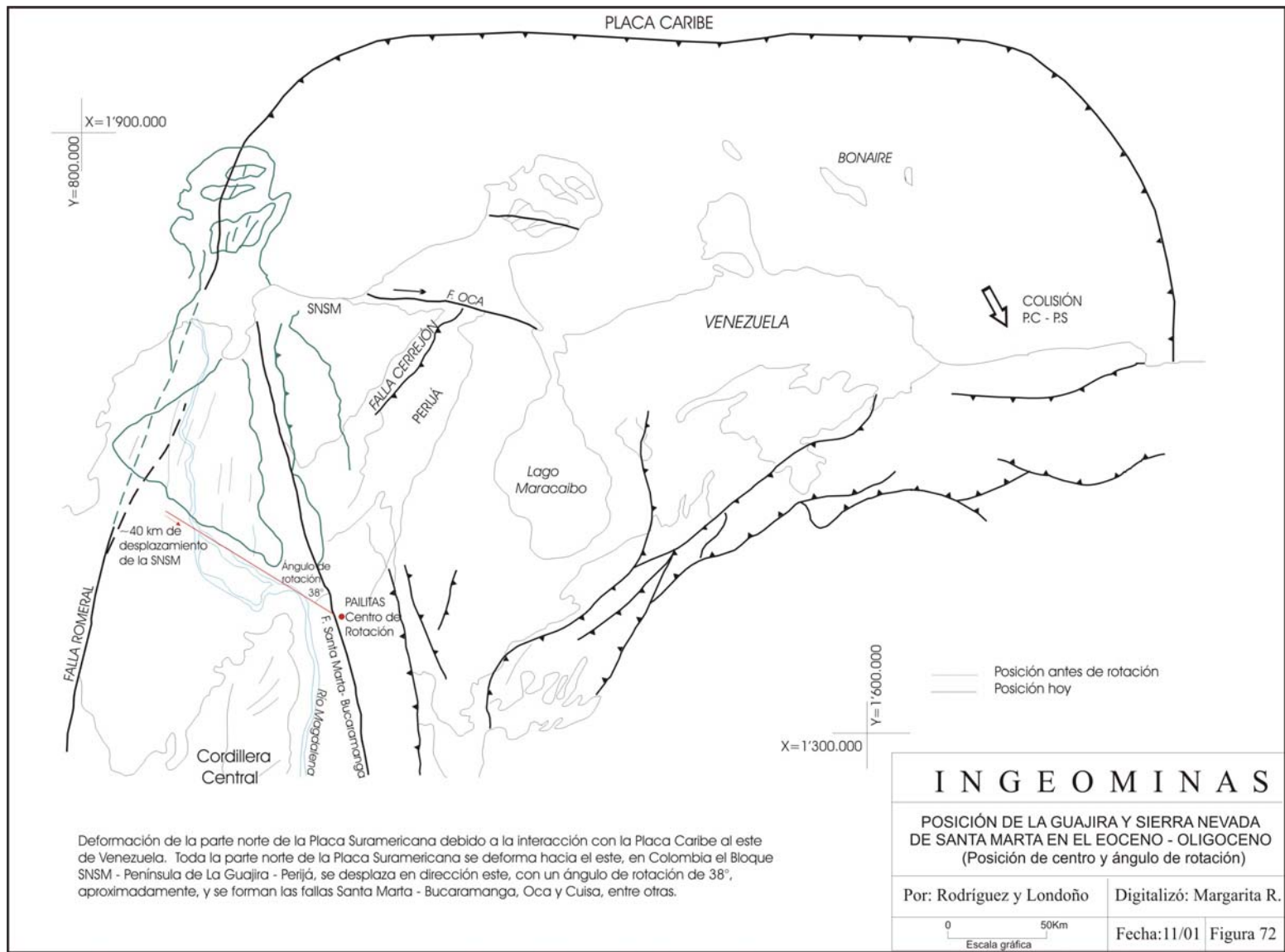
La sedimentación en la Placa Suramericana durante este período se dio en un ambiente marino somero a transicional, lo que indica un levantamiento de la cuenca, y es mayor en el área del Cesar - Ranchería.

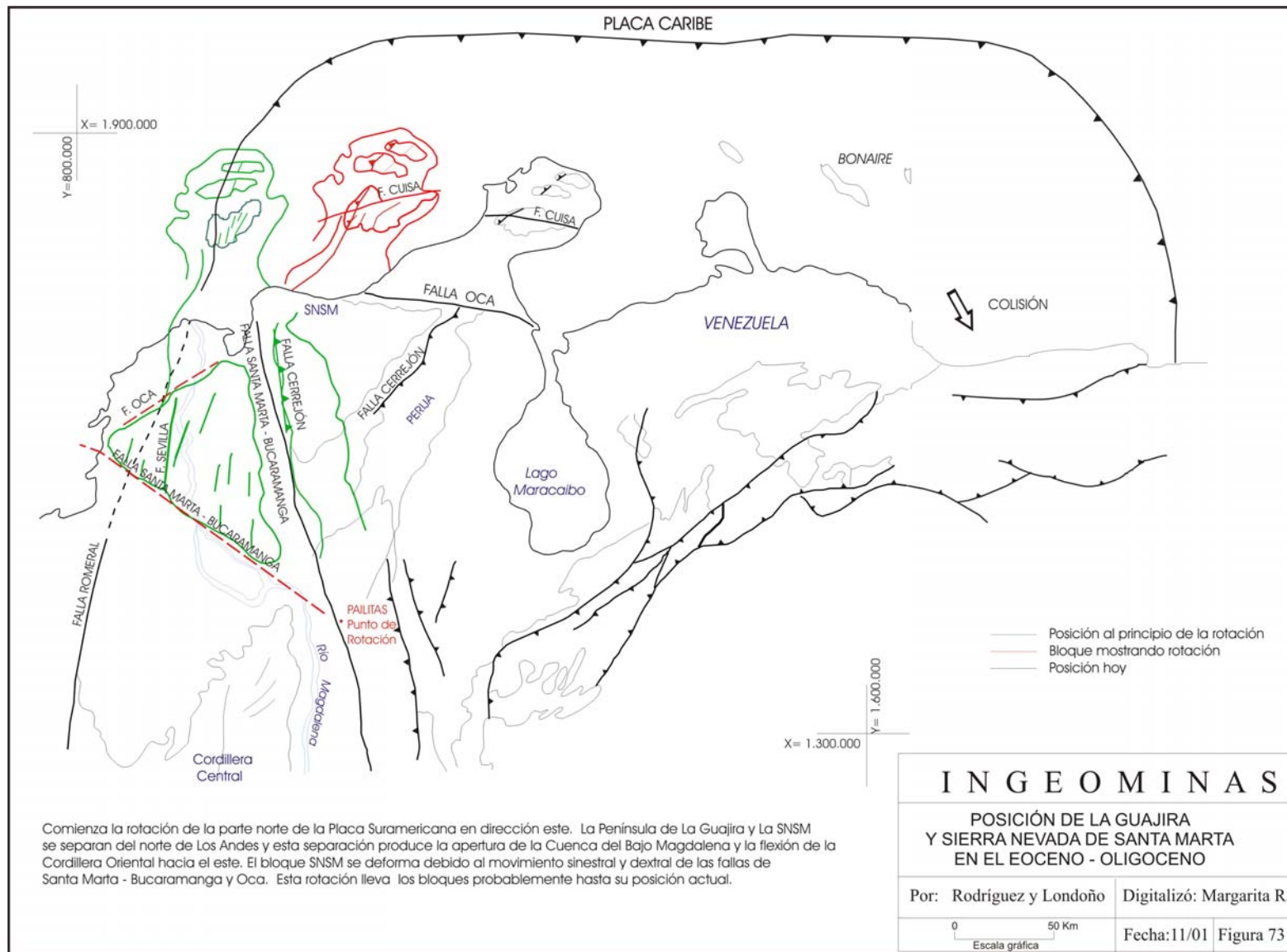
6.1.3 Eoceno tardío - Oligoceno

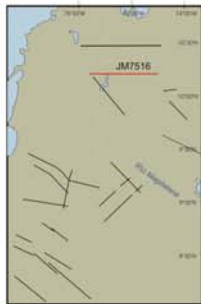
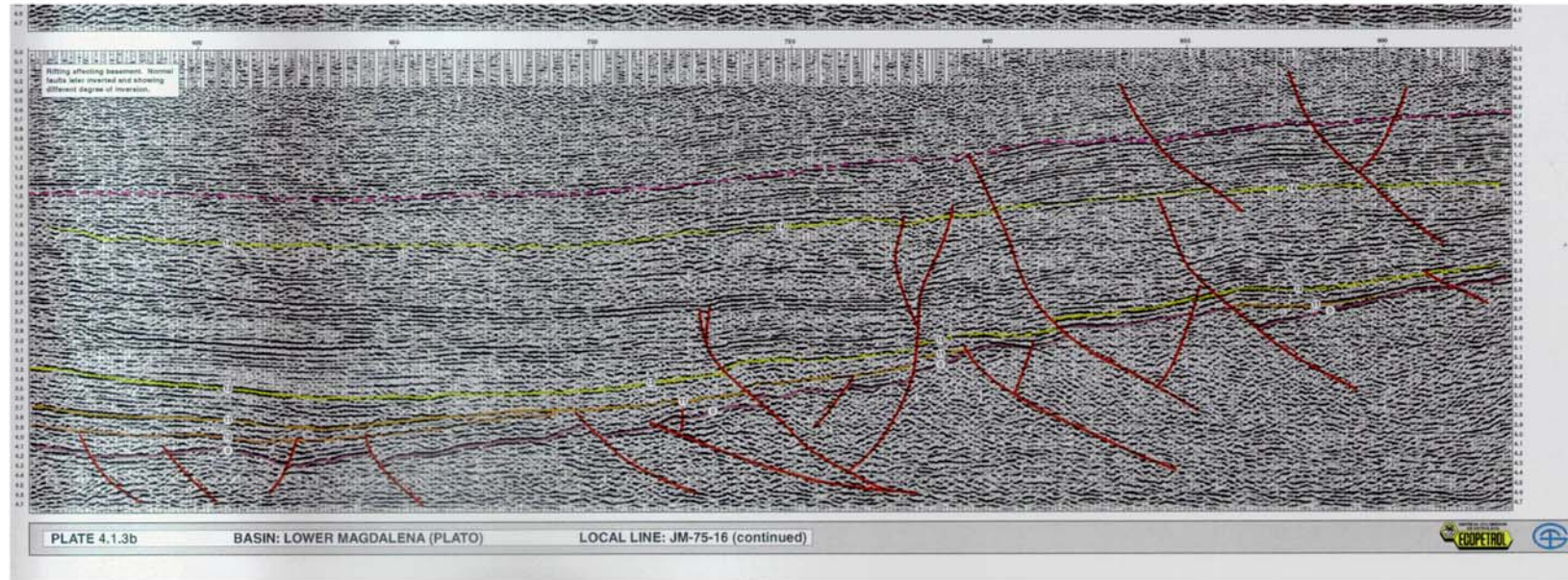
La tectónica regional actuó sobre el borde noroccidental de Suramérica (incluidas la península de La Guajira y la Sierra Nevada de Santa Marta) como un solo bloque sometido a esfuerzos similares al menos hasta el Eoceno medio. A partir de este momento, en la región norte de Colombia, actuó un nuevo componente de esfuerzos (tectónicos) debido a la colisión de la Placa Caribe al este, en Venezuela, con la Placa Suramérica (Figura 72).

A este momento, la historia tectónica de la Sierra Nevada de Santa Marta y la península de La Guajira se desligan parcialmente de la historia de Los Andes: comienza la separación y la rotación del bloque formado por la Sierra Nevada de Santa Marta - península de La Guajira, debido al empuje ejercido por la Placa Caribe sobre el borde nororiental de la Placa de Suramérica en Venezuela. La cuenca del Bajo Magdalena comienza a formarse y la sedimentación en ella se inicia en el Oligoceno; se origina el Sistema de Fallas Santa Marta - Bucaramanga y el sistema de fallas E-W (fallas de Oca, Cuisa).

Dos fallas regionales fueron probablemente el medio para liberar los esfuerzos en esta región causados por el choque de la Placa Caribe con la Placa Suramericana: la Falla Santa Marta - Bucaramanga en el lado noroccidental de la Sierra Nevada de Santa Marta y la Falla Oca en el norte. El choque de la Placa Caribe con la Placa Suramericana al este en Venezuela, causó el desprendimiento y posterior rotación del bloque Sierra Nevada de Santa Marta - península de La Guajira, de Los Andes, en sentido E unos 35° a 45° (figuras 72 y 73), así como la deformación del bloque en dirección NE, que arqueó las estructuras regionales NNE y las unidades litológicas en la Sierra Nevada; adicionalmente al cambió de la dirección del tren estructural regional, al rotar y deformar hacia el este el bloque, flexionó la serranía de Perijá y abrió la cuenca del Bajo Magdalena (Figura 74). Si se devuelve este ángulo de rotación (Figura 72), a partir de un centro de rotación localizado cerca a Pailitas, sobre la Falla Santa Marta - Bucaramanga, la Sierra Nevada de Santa Marta se desplaza hasta acercarse a la Cordillera Central, aproximadamente 40 km al noroccidente de la posición original, pero el tren estructural regional es continuo a lo largo de las cordilleras Central y Oriental hasta la península de La Guajira (Figura 73). En Venezuela los efectos de la colisión de la Placa Caribe contra la Placa Suramericana fueron mayores y aparentemente generaron grandes esfuerzos y deformaciones como la Cordillera de La Costa y probablemente la apertura del lago de Maracaibo. El extremo norte de la Placa Suramericana presenta una deformación hacia el este, resultado de la interacción y la colisión a este momento, y la rotación y la deformación es menor de oriente a occidente.







- LEYENDA**
- - - Secuencia sísmica
 - 14 Inconformidad sub-Mioceno Superior
 - 13 Inconformidad sub-Mioceno Medio
 - 11 Inconformidad sub-Mioceno Inferior
 - 10 Inconformidad sub-Oligoceno
 - 9 Inconformidad sub-Eoceno
 - 0 Techo del basamento
 - ↔ Fallamiento/Cabalgamiento

Escala sísmica vertical: 5cm/seg
Escala sísmica horizontal: 1:50.000

I N G E O M I N A S		
APERTURA DE LA CUENCA DEL BAJO MAGDALENA		
Tomado de: Ecopetrol, Geotec y Robertson, 1997		Digitalizó:
Escala: Indicadas	Fecha: 12/01	Figura 74

La Falla Santa Marta - Bucaramanga no sólo tiene una importante componente vertical que levanta el lado occidental (falla inversa) de la Sierra Nevada, sino que empuja en el sentido del rumbo de manera siniestral el lado suroccidental de la Sierra Nevada en dirección noroeste, y desplaza el extremo sur del bloque Sierra Nevada - península de La Guajira hacia el noroeste, mientras el sistema de fallas E-W levanta el lado sur de los bloques (bloques Sierra Nevada, serranías de Cosinas, Jarara y Macuira) y en conjunto traslada los bloques del lado norte de las fallas hacia el este, lo que causa un movimiento general en el sentido de las manecillas del reloj, tal como se observa en la tendencia regional de las unidades y de las estructuras con cabeceo hacia el E. La Falla Oca, principal estructura del sistema E-W, limita la Sierra Nevada al norte y tiene una componente de movimiento de tipo dextral que en conjunto con el movimiento siniestral de la Falla Santa Marta - Bucaramanga, arquean las estructuras NNE dentro del bloque Sierra Nevada de Santa Marta.

El tren estructural NNE que dominó en Los Andes hasta este momento, en el bloque Sierra Nevada de Santa Marta - península de La Guajira es fraccionado por el sistema de fallas E-W y por la Falla Santa Marta - Bucaramanga, y cambia el modelo y el dominio estructural de esta región, mientras hacia el sur, sobre Los Andes continúa hasta hoy el tren estructural NNE.

Un rasgo importante respecto a la nueva posición, luego de devolver la rotación del bloque norte compuesto por la Sierra Nevada y La Guajira, resulta de comparar el lado sur del bloque con la dirección que tiene actualmente el río Magdalena al salir del valle interandino, dirección aproximada N57°W (Figura 72), ambos accidentes coinciden tanto en posición como en dirección.

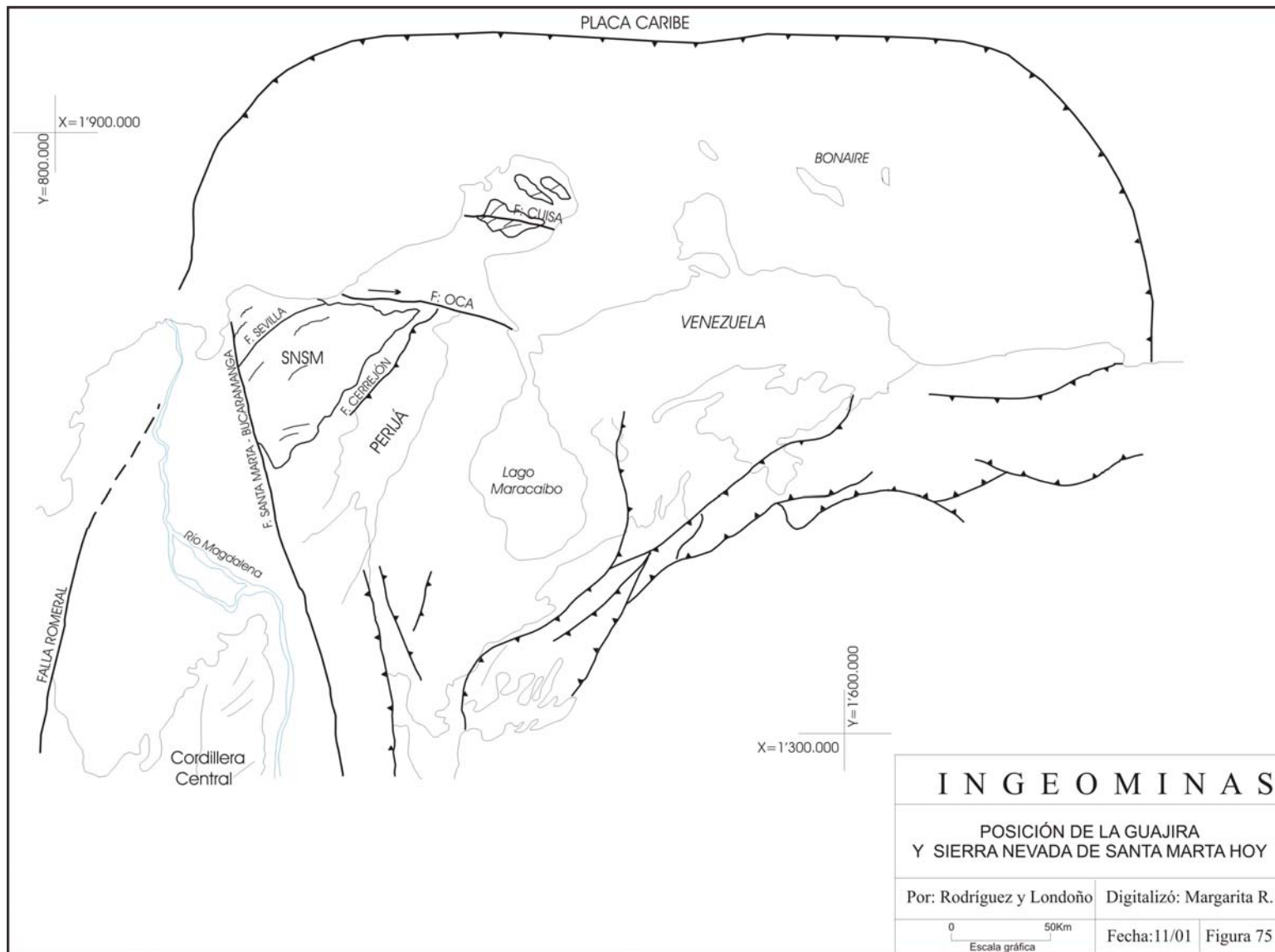
Durante este tiempo en la península de La Guajira se interrumpió la sedimentación hasta el Oligoceno temprano. En el Oligoceno medio y tardío la sedimentación está definida por discordancia entre las formaciones Siamaná y Uitpa debido al reajuste tectónico de los bloques.

6.1.4 Mioceno - Plioceno

A finales del Oligoceno y hasta el Plioceno predominó un ambiente tectónico tranquilo en La Guajira que permitió la sedimentación en un ambiente marino somero de las formaciones Uitpa, Jimol, Castilletes y Monguí. A este momento se encontraban emergidos la Sierra Nevada de Santa Marta, la serranía de Perijá y las serranías de Cosinas, Simarúa, Jarara, Carpintero y Macuira.

6.1.5 Plioceno - Pleistoceno (Orogenia Andina)

La sedimentación en la península de La Guajira a finales del Plioceno se interrumpió y coincide con el comienzo de la Orogenia Andina debido a la convergencia de la Placa de Nazca contra la Placa Suramericana. Al norte de la Falla Oca, las unidades sedimentarias fueron plegadas suavemente y se levantó la plataforma unos pocos metros por encima del nivel del mar; al sur de la Falla Oca se levantó la Sierra Nevada de Santa Marta y la serranía de Perijá, y se adquirió la configuración actual (Figura 75).



Según Kellogg (1981), la parte norte de la serranía de Perijá fue levantada 4,5 km y cabalgada más de 16 km hacia el NW, a partir de la Falla Cerrejón en el Plioceno. Polson & Henao (1965) indican que el levantamiento de la Sierra Nevada de Santa Marta se dio a partir de las fallas de Santa Marta - Bucaramanga y Oca durante el Mioceno o probablemente en el Pleistoceno, como lo indican los depósitos de morrenas presentes en la sierra.

7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACOSTA, J. 1997. Geología estructural. En INGEOMINAS, Atlas Geológico Digital de Colombia. Memoria Técnica. Versión 1.0. Santa Fe de Bogotá.
- AIS-INGEOMINAS. 1996. Estudio general de Amenaza Sísmica de Colombia. Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica, 1ª edic., 225 p. Santa Fe de Bogotá.
- ALBERDEING, H., 1957. Application of principles of wrench-fault tectonics of Moody and Hill northern South America, Geological Society of America, Bulletin., Vol. 68, No. 6.
- ÁLVAREZ, W. 1967. Geology of the Simarua and Carpintero areas, Guajira Peninsula, Colombia. Tesis Ph.D., Princeton Univ., 168 p. New Jersey.
- ARIAS, A.; MORALES C. J. 1999. Mapa Geológico Generalizado del Departamento del Cesar. Escala 1:250.000. Memoria Explicativa. INGEOMINAS, Informe 2361b, 102 p. Santa Fe de Bogotá.
- BATES, R. L. 1994. Overview of the Industrial Minerals. En: Industrial Minerals and Rocks. 6ª ed. Soc. Min., Met., and Expl., pp. 3-5.
- BOINET, T.; BOURGOIS, J.; MENDOZA, H.; VARGAS, R. 1989. La Falla de Bucaramanga, Colombia. Su función durante la Orogenia Andina. Geol. Norandina, 11:3-10. Bogotá.
- BUHELLI, F.; GÓMEZ, L. A.; HERRERA, J. B. 1989. Geología de la Subcuenca de Cocinetas. ECOPETROL, 45 p. Bogotá.
- BUCHER, K.; FREY, M. 1994. Petrogenesis of Metamorphic Rocks, 6 ed. Complete revision of Winkler's Textbook. Springer-Verlag, 318 p. Berlín.
- BUDDINGTON, A. 1959. Granite emplacement with special reference to North America. Geol. Soc. Am. Bull., 70(6):671-747.
- BÜRGL, H. 1958. Geología de la Península de La Guajira. Serv. Geol. Nal., Bol. Geol., 6(1-3):129-168.
- CAMPBELL, C. 1974. The Colombian Andes. In: Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 4:705-725.

- CASE, J. E.; HOLCOMBE, T.; MARTIN, R. 1984. Map of geologic provinces in the Caribbean region. Geol. Soc. Am. Mem., 162:1-30. Colorado.
- CASTIBLANCO, C. R.; *et al.* 1999. Inventario Minero del Departamento de La Guajira (Información secundaria). Área Minería. INGEOMINAS. Santa Fe de Bogotá.
- CATHCART, J. B.; ZAMBRANO, F. 1967. Roca fosfática en Colombia. Serv. Geol. Nal., Bol. Geol., 15(1-3):65-162. Bogotá.*
- COLEMAN, R.; LEE, D.; BEATTY, L.; BRANNOCK, W. 1965. Eclogites and eclogites: their differences and similarities. Geol. Soc. Am. Bull., 76:483-508.
- CONTRALORÍA GENERAL DE LA GUAJIRA. 1994. La Guajira Recursos Naturales y Medio Ambiente. Riohacha.
- CORPOGUAJIRA. 1992. Corporación Autónoma Regional de La Guajira -Departamento Nacional de Planeación. Ingeniería y Proyectos Regionales Consultores INPRO Ltda. Plan Operativo de Control Ambiental Minero en el Departamento de La Guajira. Informe Final. Santa Fe de Bogotá.
- CORPOGUAJIRA. 1995. Diagnóstico y Plan de Manejo Ambiental y Sanitario. Informe Final. Ingeniería y Control de Contaminación Ambiental. Riohacha.
- De PORTA, J. 1974. L'exique Stratigraphique International. Amérique Latine, Colombie (deuxime partie), Tertiaire et Cuaternaire. Centr. Nat. Rech. Sci., 5(4b):1-643. París.
- DOOLAN, B. 1970. The structure and metamorphism of the Santa Marta Area. PhD Tesis, State Univ. New York at Binhamton.
- EMPRESA NACIONAL MINERA LTDA. Plan de Desarrollo del Subsector Carbón. 1999 – 2010.
- EMPRESA COLOMBIANA DE CARBONES LTDA. Informe Anual 1997.
- FAURE, D. 1978. Estudio geocronológico por el método Rb/Sr de los batolitos de la Cordillera Central. Segunda parte del informe anual 1977 de la misión Colombia, Minatone Colombia, inéd., 12 p. Bogotá.
- FEO-CODECIDO, G. 1972. Breves ideas sobre la estructura de la Falla de Oca, Venezuela. Caribb. Geol. Conf., 1:184-190. Margarita.
- FORERO, A. 1972. Estratigrafía del Precretácico en el flanco occidental de la Serranía de Perijá. U. Nal., Geol. Col., (7):7-78. Bogotá.
- GANSSER, A. 1955. Contribución a la geología y petrología de la Sierra Nevada de Santa Marta. Inventario Minero Nacional -Zona III. Bucaramanga, Ingeominas, Bogotá.
- GONZÁLEZ, H. 1993. Mapa Geológico del Departamento de Caldas. Escala 1:250.000. Memoria explicativa. INGEOMINAS, 62 p. Santa Fe de Bogotá.

- GONZÁLEZ, H. 1997. Mapa geológico del Departamento de Antioquia. Escala 1:400.000. Memoria Explicativa. INGEOMINAS, Informe 2199, 232 p. Santa Fe de Bogotá.
- GONZÁLEZ, H.; LONDOÑO, A. 1997. Capítulo Rocas Ígneas. En: INGEOMINAS, Atlas geológico digital de Colombia, Memoria técnica, Versión 1.0, 78-126. Santa Fe de Bogotá.
- GUTIÉRREZ, M. A.; OSORIO, C. M. 1988. Evaluación del potencial de hidrocarburos de la Plataforma Chuchupa - Ballena, Cuenca de la Baja Guajira (Colombia). Tesis Grado, U. Nal., 155 p. Bogotá.
- HALL, M.; CEDIEL, F. 1971. Sedimentos marinos terciarios y recientes de la Península de La Guajira y su posible significado económico. U. Nal., Geol. Col., (8):63-77. Bogotá.*
- HERRERA, G. 1988. Reservas y potencial de producción campos de gas - Guajira. 3 Congr. Co. Petról., 1:538-561.
- HUGUETT, A. 1988. Resumen del estudio hidrogeológico de la Media y Alta Guajira. Ingeominas, Bol. Geol., 29(1):45-83. Bogotá.
- IDEAM. 1999. Tierras afectadas por desertificación en Colombia. (internet).
- IDEAM. 1999. Degradación de los suelos por erosión, remoción en masa y sedimentación. (internet).
- IGAC. 1980. Estudio general de suelos de los municipios de Barrancas, Fonseca, San Juan del Cesar y Villanueva (Departamento de La Guajira). 379 p. Bogotá.
- IGAC. 1996. Diccionario Geográfico de Colombia, 3ª ed. (revisada y aumentada). 1:288-294. Santa Fe de Bogotá.
- INGEOMINAS. 1987. Recursos Minerales de Colombia. 2ª Ed., Ingeominas, Publ. Geol. Esp., 1 y 2:1-1119. Bogotá.
- INGEOMINAS. 1997. Atlas Geológico Digital de Colombia. Versión 1.0. Memoria Técnica. 252 p. Santa Fe de Bogotá.
- INGEOMINAS. 1999. Inventario minero nacional, Departamento de La Guajira: Información secundaria. Área de Minería. Santa Fe de Bogotá.
- IRVING, E. M. 1971. La evolución estructural de Los Andes más septentrionales de Colombia. Ingeominas, Bol. Geol., 19(2):1-90. Bogotá.
- IRVING, E. M. 1972. Mapa geológico de la Península de La Guajira, Colombia (Compilación). Escala 1:100.000. Ingeominas.
- JULIVERT, M. 1958. La infraestructura de la zona de Mesas al SW de Bucaramanga. UIS, Bol. Geol., 1:7-44. Bucaramanga.

- JULIVERT, M. 1961. Las estructuras del Valle Medio del Magdalena y su significación. UIS, Bol. Geol., 6 :33-52. Bucaramanga.
- JULIVERT, M. 1968. Lexique Stratigraphique International. Amerique Latine, Colombie (premiere partie) - Precambrien, Paleozoique, Mesozoique et intrusions d'age Mesozoique-Tertiaire. Centre Nat. Rech. Sci., 5(4a):1-651. Paris.
- KELLOGG, J. N. 1981. The Cenozoic Basement Tectonics of the Sierra de Perijá, Venezuela and Colombia. Tesis PhD, Princeton Univ., 241 p.
- KELLOGG, J. 1984. Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perijá, Venezuela-Colombia, and adjacent basins. Geol. Soc. Am. Mem., 162:239-262.
- LOCKWOOD, J. P. 1965. Geology of the Serranía de Jarara Area. Guajira Peninsula, Colombia. Tesis PhD, Princeton Univ. 237 p. New Jersey.
- LOCKWOOD, J. P. 1971. Detrital serpentinite from The Guajira Peninsula, Colombia. Geol. Soc. Am. Mem., 130:55-75.
- LOZANO, H. 1987. Zonas Promisorias para oro en Colombia. 7 Congr. Nal Minería, :605-618. Medellín.
- MacDONALD, W. D. 1964. Geology of the Serrania de Macuira Area, Guajira Peninsula, Colombia. Tesis PhD., Princeton Univ., 167 p. New Jersey.
- MacDONALD, W. D.; HURLEY, P. M. 1969. Precambrian gneisses from northern Colombia, South America. Geol. Soc. Am. Bull., 80(9):1867-1872.
- MacDONALD, W. D.; OPDYKE, N. D. 1972. Tectonic rotations suggested by paleomagnetic results from northern Colombia, S. Am. J. Geophys. Res., 77(29):5720-5730.
- MacDONALD, W. D.; OPDYKE, N. D. 1984. Preliminary paleomagnetic results from jurassic rocks of the Santa Marta Massif, Colombia. The Caribbean – South American Plate Boundary and Regional Tectonics. Geol. Soc. Am. Mem., 162.
- MARTÍNEZ, J. 1985. Estratigrafía y paleoambientes de la Sección del Río Molino (Guajira, Cretácico Superior). Ingeominas, Informe 1942. Bogotá.
- MATTSON, P. 1984. Caribbean Structural breaks and plate movements. En: BONINI, R.; HARGRAVES, R.; SHAGAN, R. (eds). The Caribbean South American plate boundary and regional tectonics. Geol. Soc. Am. Mem., 162:131-152.
- MAYA, M.; GONZÁLEZ, L. 1998. Dominios de rocas y minerales industriales en Colombia (Área del Caribe). INGEOMINAS. Medellín.
- MERCADO, M. 1999. Mapa geológico del Departamento de La Guajira. Escala 1:250.000. Memoria explicativa. INGEOMINAS, 89 p. Santa Fe de Bogotá.

- MESA, G. 1995. Geología y cálculo de reservas carboníferas de un sector al SE de Patillo, Cerrejón Central, Guajira. Tesis grado, U. Nal, 82 p. Medellín.
- MILLER, J. 1960. Directrices Tectónicas en La Sierra de Perijá y Partes Adyacentes de Venezuela y Colombia. Bol. Geol. Minis. Min. Hidroc., Publ. Esp. (3), Mem. 3 Congr. Geol., 2:685-718. Caracas.
- MILLER, J. B. 1962. Tectonic trends in Sierra de Perijá and adjacent parts of Venezuela and Colombia. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., 46(9):1565-1595. Tulsa.
- MINERALCO-GOBERNACIÓN DE LA GUAJIRA. 1997. Diagnóstico Minero Ambiental, Informe Ejecutivo. Riohacha.
- MISIÓN JAPONESA. 1965-1966. Reconocimiento preliminar de los yacimientos de cobre de Colombia. Ingeominas. Informe 1431. Bogotá.
- MIYASHIRO, A. 1994. Metamorphic petrology. U. Oxford Press. 404 p New York.
- MOJICA, J.; KAMMER, A. 1995. Eventos Jurásicos en Colombia. U. Nal., Geol. Col., 19:165-172. Santa Fe de Bogotá.
- MOLINA, L.; PÉREZ, F.; MARTÍNEZ, J.; FRANCO, V.; MARÍN, L.; GONZÁLEZ, J.; CARVAJAL, J. 1998. Geomorfología y aspectos erosivos del Litoral Caribe Colombiano. INGEOMINAS, Publ. Esp., 21(1):1-73. Santa Fe de Bogotá.
- MOSQUERA, F.; *et al.* 1976. Exploración de acuíferos de la Alta y Media Guajira. Capítulo I, Geología. Ingeominas, Informe 1668. Bogotá.
- MOSQUERA, F.; ARANGO, J.; CARREÑO, J.; AGUILERA, H. 1976. Exploración de acuíferos de la Alta y Media Guajira. Capítulo I, Geología. Ingeominas, Informe 1668, 140 p. Bogotá.
- NOTESTEIN, F.; HUBMAN, C.; BOWLER, J. 1944. Geology of the Barco Concession, Republic of Colombia, South America. Geol. Soc. Ame. Bull., 55:1165-1125. (Boulder, Colorado) New York.
- OPPENHEIM, V. 1941. Geología de la Cordillera Oriental entre los Llanos y el Magdalena. Rev. Acad. Col. Cienc. Exactas, Fís. y Nat., 4(14):175-181. Bogotá.
- ORTIZ, H. J. 1977. Geología de las cabeceras de los ríos Palmar y Lajas, Sierra de Perijá, Estado Zulia. 5 Congr. Geol. Venezuela, Mem., TL: 315-325. Caracas.
- ORTIZ, A.; MANTILLA, M.; MULETT, F. A. 1993. Aproximación a la evolución tectónica de la Falla de Oca para el Terciario, área Manantiales, Guajira, Colombia. 6 Congr. Col. Geol., :80-96. Medellín.
- PAGE, W. D. 1986. Geología, sísmica y sismicidad del noroeste de Colombia. ISA, Integral, Woodward-Clyde, 281 p. Medellín.

- POLSON, I. L.; HENAO, D. 1965. The Santa Marta Wrench Fault. Talk given to Colombian Society of Petroleum Geologists and Geophysicists. Bogotá.
- RAASVELDT, H. C. 1956. Fallas de rumbo en el Nordeste de Colombia. *Rev. Petrol.*, 7(64):587-621. Bogotá.
- RADELLI, L. 1960. El basamento cristalino de la Península de La Guajira. *Serv. Geol. Nal., Bol. Geol.*, 8(1-3):5-23. Bogotá.*
- RADELLI, L. 1962. Las dos granitizaciones de la Península de La Guajira (Norte de Colombia). *U. Nal., Geol. Col.*, (1):5-19. Bogotá.*
- RADELLI, L. 1967. *Geologie des Andes Colombiennes*. Tesis doctorado, Lab. Geol., U. Grenoble. Mem. 6, 457 p. Grenoble.
- RENZ, O. 1956. Cretaceous in Western Venezuela and the Guajira (Colombia). 20 Congr. Geol. Internat., 11 figs, manuscrito. México.
- RENZ, O. 1960. Geología de la parte sureste de la Península de La Guajira (República de Colombia). *Bol. Geol., Publ. Esp.*, 1(3):317-349. Venezuela.
- RESTREPO-PACE, P. 1995. Late Precambrian to Early Mesozoic Tectonic Evolution of the Colombian Andes based on new geochronological, geochemical and isotopic date. Tesis PhD, U. Arizona, 195 p.
- RODRÍGUEZ, G.; CELADA, C.; VELÁSQUEZ, M. 1999. Informe de Comisión a la Alta Guajira. INGEOMINAS, Informe Interno. Medellín.
- ROLLINS, J. F. 1965. Stratigraphy and structure of the Guajira Peninsula, northwestern Venezuela and northeastern Colombia. *Univ. Nebraska Studies, New Ser.*,30:1-1102. Lincoln.
- ROMERO, A.; CASTRO, H. 1995. *Minerales estratégicos para el desarrollo de Colombia*. Ingeominas, 339p. Santa Fe de Bogotá.
- RONDEROS, D. A. 1956. Yacimientos calcáreos de Cerrejón. INGEOMINAS, Informe 1682. Bogotá.
- ROYERO, J. M.; CLAVIJO, J.; GARNICA, M. A.; ZAPATA, M. C. 2000. Mapa Geológico Generalizado del Departamento del Magdalena. Escala 1:250.000. Ingeominas, Memoria explicativa. 174 p. Bucaramanga.
- THOMAS, D. 1972. The Tertiary geology and systematic paleontology (Phylum Mollusca) of the Guajira Peninsula, Colombia, South America. Tesis PhD, State Univ. New York at Binhamton. 147 p. New York.
- TOUSSAINT, J. F. 1993. Evolución geológica de Colombia. Precámbrico - Paleozoico. *U. Nal.*, 1:1-229. Medellín.

- TOUSSAINT, J. F. 1996. Evolución geológica de Colombia. Cretácico. U. Nal., 3:1-277. Medellín.
- STUTZER, O. 1934. Contribución a la geología de la península de La Goajira (1927). Serv. Geol. Nal., CEGOC, (2):211-243. Bogotá.*
- SUTTON, F. A. 1946. Geology of the Maracaibo Basin, Venezuela. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 30:1621 – 1741. Tulsa.
- TSCHANZ, C.; JIMENO, A.; CRUZ, J. 1969. Mapa geológico de reconocimiento de la Sierra Nevada de Santa Marta. Escala 1:100.000. Ingeominas. Bogotá.
- TSCHANZ, C. M.; JIMENO, A.; CRUZ, J. 1969. Geology of the Sierra Nevada de Santa Marta Area. Preliminary report. Escala 1:200.000. Ingeominas, Informe 1829, 288 p. Bogotá.
- TSCHANZ, C.; MARVIN, R.; CRUZ, J.; MEHNERT, H.; CEBULA, G. 1974. Geologic Evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia. Geol. Soc. Am. Bull., 85(2):273-284.
- TURNER, F. J.; VERHOOGEN, J. 1958. Petrología ígnea y metamórfica. Ed. Omega, 560 p. Madrid.
- UJUETA, G.; LLINÁS, R. 1992. Reconocimiento Geológico de la parte más septentrional de la sierra de Perijá. U. Nal., Geol. Col. (17):197-209. Santa Fe de Bogotá.
- UNIVERSIDAD NACIONAL. 2000. Zonificación ambiental de la Media y Baja Guajira con base en sistemas de información geográfica y la teledetección espacial. Convenio Corpoguajira – Universidad Nacional Medellín. 197 p y anexos. Medellín.
- Van der HAMMEN, T. 1958. Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos. Serv. Geol. Nal., Bol. Geol., 6(1-3):67-128. Bogotá.
- WARD, D. E.; GOLDSMITH, R.; CRUZ, J.; RESTREPO, H. 1973. Geología de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona, Departamento de Santander. Ingeominas, Bol. Geol., 21(1-3):1-132. Bogotá.
- WINDLEY, B. 1977. The evolving continents Wiley & Sons, 385 p. Chichester.
- WINKLER, H. G. F. 1979. Petrogenesis of Metamorphic rocks. 5 ed. Springer Verlag, 348 p. New York.
- WOKITTEL, R. 1957. Bosquejo Geográfico y Geológico de la Sierra Nevada Santa Marta y La Serranía de Perijá. Informe 1193. Ingeominas, 5(3):29-49. Bogotá.*